



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

“INVERSIÓN DE ONDAS P PARA DETERMINAR LOS  
PROCESOS DE RUPTURA DE LOS SISMOS DE  $M_w > 6$  EN  
LA PARTE CENTRO Y SUR DEL GOLFO DE  
CALIFORNIA”

T E S I S

PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
INGENIERO GEOFÍSICO  
P R E S E N T A:  
MARTÍNEZ ORDÓÑEZ ANGÉLICA



DIRECTOR DE TESIS  
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES

MÉXICO D. F.,

2005

m. 345207



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIRECCIÓN  
60-I-545

SRITA. ANGÉLICA MARTÍNEZ ORDÓÑEZ  
Presente

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

**INVERSIÓN DE ONDAS P PARA DETERMINAR LOS PROCESOS DE RUPTURA DE  
LOS SISMIOS DE  $M_w > 6$  EN LA PARTE CENTRO Y SUR DEL GOLFO DE  
CALIFORNIA**

**RESUMEN**

- I INTRODUCCIÓN**
- II MECÁNICA DE TERREMOTOS**
- III SISMOTECTÓNICA DEL GOLFO DE CALIFORNIA**
- IV METODOLOGÍA**
- V DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**
- BIBLIOGRAFÍA**

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

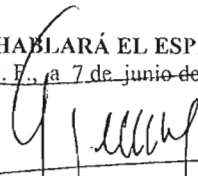
Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

Cd. Universitaria, D. F., a 7 de junio de 2004

EL DIRECTOR

  
M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB\*JAGC\*gtg  


*Dedicada .....*

*A Julio*

*A mi amada Familia*

*A Selene, Angeles, Alma,  
Angélica L, Marisela, Julia, Jesús,  
Rosanna, Guadalupe Ana y Angélica S.*

*Su recuerdo, su amor y sus decesos  
es los que me ha impulsado hasta aquí .....*

*Agradexco .....*

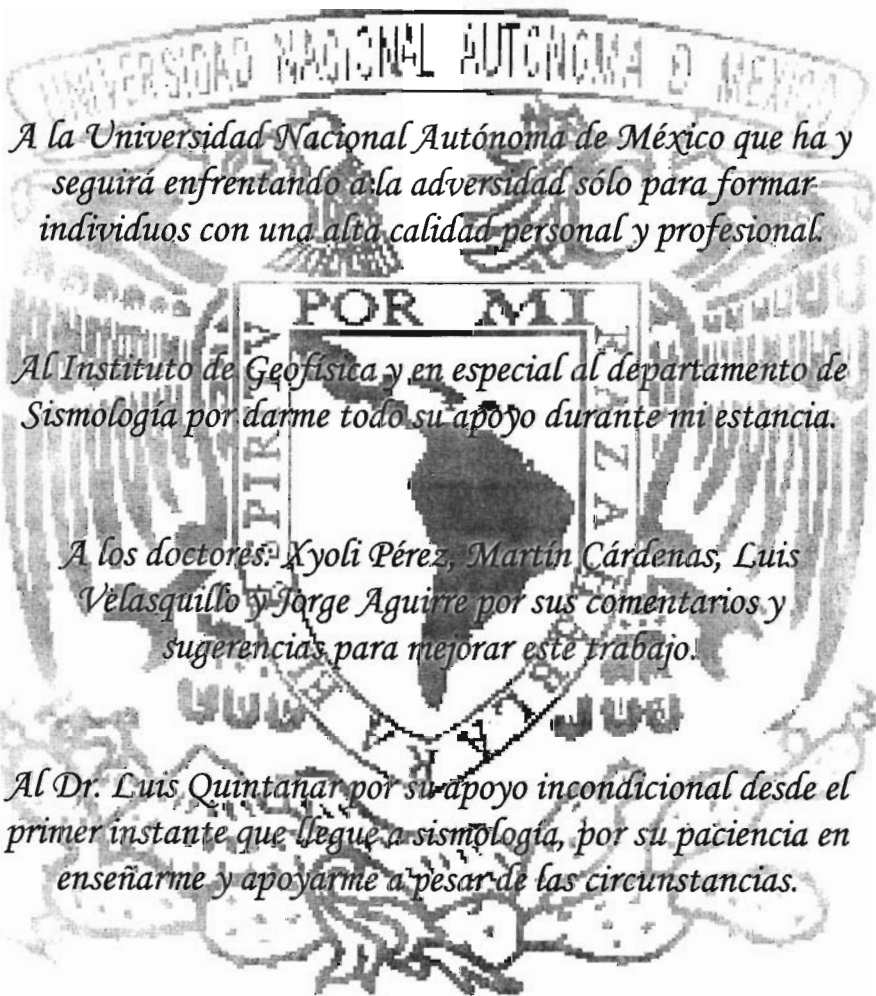
*A Dios*

*A los profesores Julia e Hipólito*

*A Ignacio por todo lo bueno que disfrutamos  
y por todo lo malo que finalmente sirvió para crecer*

*A Angeles T, Pablo, Lucio, Nora T, Javier,  
José Luis, Pedro, Berta, Marisela, Gaby, Serafin,  
Nora T, Lucero, Dany, Lupita, Gabriel, Lux  
Maria, Mario, Toño, Quetxa, Jon, Lety, Gerardo,  
Moisés y Sergio.*

*Por las extenuantes horas de charla  
amena, profunda, filosófica y a veces sin  
sentido.....*



*A la Universidad Nacional Autónoma de México que ha y seguirá enfrentando a la adversidad sólo para formar individuos con una alta calidad personal y profesional.*

*Al Instituto de Geofísica y en especial al departamento de Sismología por darme todo su apoyo durante mi estancia.*

*A los doctores: Xyoli Pérez, Martín Cárdenas, Luis Velasquillo y Jorge Aguirre por sus comentarios y sugerencias para mejorar este trabajo.*

*Al Dr. Luis Quintanar por su apoyo incondicional desde el primer instante que llegue a sismología, por su paciencia en enseñarme y apoyarme a pesar de las circunstancias.*

---

# ÍNDICE

<b>Resumen</b>	III
<b>Capítulo I Introducción</b>	1
Sismología básica	2
Datos	4
<b>Capítulo II Mecánica de Terremotos</b>	7
2.1 Mecanismos Focales	8
2.1.1 Parámetros que definen una falla	8
2.1.2 Patrón de Radiación	9
2.1.3 Métodos para determinar el mecanismo focal	11
2.1.3.1 Método del primer impulso de la onda P	11
2.1.3.2 Tensor de Momento Sísmico	12
2.1.4 Relación entre tipos de fallas y la representación de su mecanismo sobre la proyección estereográfica	12
2.2 Parámetros focales que definen el proceso de ruptura	13
2.2.1 Magnitud	13
2.2.2 Momento Sísmico	14
2.2.3 Caída de Esfuerzos	16
2.2.4 Función de Tiempo de la Fuente	17
2.2.5 Barreras y Asperezas	20
<b>Capítulo III Sismotectónica del Golfo de California</b>	23
3.1 Sismotectónica Regional	24
3.1.1 Evolución Tectónica	25
3.1.2 Geología Regional	30
3.2 Sismicidad Regional	33

<b>Capítulo IV Metodología</b>	39
4.1 Análisis Espectral	40
4.2 Modelado de Señales Sísmica	41
4.2.1 Método de Inversión de la Onda P	43
4.3 Análisis de Resultados	45
4.3.1 Caracterización del sismo del 16 de Marzo de 1990 asociado a la cuenca Pescadero y el sismo del 22 de Junio de 1991 asociado a la cuenca Alarcón	47
4.3.2 Caracterización de la fuente del sismo de 30 de Junio de 1995 ubicado cerca de la Bahía de La Paz B. C. Sur.	53
4.3.3 Caracterización de la fuente del sismo de 28 de Octubre de 1995 asociado a la falla transformante que une a las cuencas Carmen y Farallón.	59
4.3.4 Caracterización del sismo del 13 de Noviembre de 2001 asociado a la Zona de Fractura Tamayo (ZFT) y el sismo del 3 de Octubre de 2002 asociado a la cuenca Alarcón.	64
4.3.5 Caracterización de la fuente del sismo de 12 de Marzo de 2003 asociado a la falla transformante que une a las cuencas Guaymas y Carmen.	72
<b>Capítulo V Discusión y Conclusiones</b>	77
<b>Bibliografía</b>	81
Apéndice A	87
Apéndice B	89
Apéndice C	91



---

Inversión de Ondas P para determinar los Procesos de Ruptura de los sismos de  $M_w > 6$  en la parte Centro y Sur del Golfo de California

RESUMEN

El Golfo de California está controlado por un amplio sistema de fallas transformantes. Estos sistemas se encuentran bien desarrollados desde la parte media del Golfo hacia el sur. La serie de fallas transformantes con rumbo NO-SE, están dispuestas en forma escalonada e interconectadas entre sí por centros de expansión. Los sismos de  $M_s > 5$  en la parte centro y sur del Golfo están controlados por estas fallas.

En el periodo de 1990 a 2003 se registraron siete sismos de  $M_w > 6$  localizados en las fallas transformantes de la cuenca Carmen hasta la Zona de Fractura Tamayo (ZFT).

En este trabajo se analizó el proceso de ruptura de estos sismos utilizando el método de inversión de ondas P [Kikuchi y Fukao, 1985] a distancias telesísmicas para determinar a través del modelado de la forma de onda, la distribución de liberación de energía en el plano de falla.

Se determinaron el momento sísmico y la frecuencia de esquina de los sismos utilizando el espectro de desplazamiento de las ondas P a distancias telesísmicas encontrando con ellos caídas de esfuerzos dentro del rango de 7 a 47 bars y áreas de ruptura de 30 a 95 km<sup>2</sup>. Las frecuencias de esquina del orden de 0.06 a 0.3 Hz implican duraciones de ruptura de 3 a 7 s.

El modelado de los sismos muestra en su mayor parte funciones de tiempo de la fuente simples, mostrando en los planos de fallas rupturas sencillas con una dirección de propagación al SE. Solamente los sismos al norte de la cuenca Pescador y el sismo asociado a la ZFT, muestran fuentes complejas resultado de varias rupturas. El sismo asociado a la ZFT además de mostrar varios rompimientos en el plano de falla; el espectro de desplazamiento de las ondas P mostró una amplitud anormal en las altas frecuencias.

Los sismos de gran magnitud en el centro y sur del Golfo están controlados por el sistema extensional de fallas transformantes del Golfo. Sin embargo, se han presentado sismos localizados cerca de Bahía de la Paz B. C. Sur, que por su mecanismo focal de falla normal y su caída de esfuerzos menores a los del límite, sugieren que las concentraciones de los esfuerzos cerca de la península son distintas a los sismos asociados a las fallas transformantes que rigen en el Golfo.

---

---

---

# CAPÍTULO I

## Introducción

La sismicidad en México ha sido siempre de gran interés en el ámbito científico y social, por la complejidad en los procesos de ruptura de los sismos y el impacto que tiene en la sociedad. La sismicidad en el territorio mexicano es producto de la interacción de la placa continental Norteamericana con las placas oceánicas; Pacífico, Cocos y Rivera.

Este trabajo analiza la sismicidad del Golfo de California donde la actividad tectónica está controlada por la interacción de las placas Norteamericana y Pacífico. La evolución del movimiento de dichas placas provocó esfuerzos extensivos entre ambas, originando en gran parte la apertura del Golfo hace 5.5 ma y que sigue ocasionando que la península de Baja California se esté separando del resto del continente.

El Golfo representa un lugar idóneo para estudiar los procesos de expansión del fondo marino, principalmente el comportamiento de las fallas transformantes en una corteza oceánica joven.

La sismicidad en el Golfo está controlada por un amplio sistema de fallas transformantes conectadas por centros de expansión. Estos sistemas se encuentran bien desarrollados desde la parte media del Golfo, hacia el Sur. El resto son cuencas *pull-apart* que están limitadas por un arreglo de fallas transformantes dispuestas *en-echelón* con un corrimiento lateral derecho [Moore, 1973 y Lonsdale, 1995 y 1989].

Por los diferentes ambientes tectónicos que se presentan dentro del Golfo, varios autores lo han dividido en tres distintas regiones tectónicas. La parte Sur del Golfo consiste principalmente un sistema de cordilleras de fallas transformantes en una corteza totalmente oceánica. En el centro del Golfo, se presenta la transición de la corteza oceánica a la corteza continental cambiando del sistema extensión de fallas transformantes al dominante sistema de fallas transformantes de San Andrés en la parte Norte del Golfo donde la sismicidad ocurre en una corteza totalmente continental [Tajima y Tralli, 1992] (*Figura I.2*).

## Sismología Básica

Tomando como base la teoría del "rebote elástico" [E. Reid, 1911] se han continuado los estudios durante años sobre los terremotos, y se han desarrollado métodos y técnicas que han permitido estudiar los terremotos en función de diferentes características como: magnitud, profundidad, momento sísmico, parámetros geométricos de la falla (área, desplazamiento), directividad, parámetros mecánicos (caída de esfuerzos, deformación) y la duración de la fuente (tiempos de propagación de ruptura). Estos parámetros que caracterizan el foco sísmico pueden ser estudiados a partir de la información que proporcionan las ondas sísmicas registradas por las estaciones sismológicas en diversos puntos del mundo.

En la teoría se considera que la Tierra se comporta como un medio elástico, a través del cual se propagan las ondas generadas en el foco sísmico. Estas ondas se clasifican en internas y superficiales: las internas viajan en el interior de la tierra y por la forma en que se propagan son de dos tipos: onda longitudinal (ondas P) y onda transversal (ondas S).

La onda longitudinal en un cuerpo elástico el movimiento de la partícula está en la dirección de la propagación de la onda. En la onda transversal el movimiento de la partícula es perpendicular a la dirección de la propagación.

Las ondas superficiales están restringidas a existir en las capas más cercanas a la superficie de la tierra, ya que su amplitud decrece exponencialmente con la profundidad.

Los resultados del análisis de las ondas sísmicas como: la velocidad de las ondas sísmicas que varía con la profundidad y los rayos sísmicos que presentan trayectorias curvas, ha llevado a descubrir que la estructura interna de la tierra es heterogénea la cual es interpretada teóricamente como una serie de esferas concéntricas (*Figura 1.1a*).

El efecto de la propagación de las ondas sísmicas a través de las distintas capas de la tierra se ve reflejado en los sismogramas a distintos tiempos y dependerán de la distancia epicentral ( $\Delta$ ), la profundidad ( $h$ ) y el instrumento de registro ( $i$ ).

El sismómetro registra las llegadas de las ondas en las componentes: horizontales (N-S y E-O) y vertical (Z). Las cuales pueden ser analizadas en un sismograma (*Figura 1.1b*).

Matemáticamente el sismograma se puede considerar como la salida de un sistema lineal en el que se convolucionan los efectos del instrumento  $i(t)$ , la atenuación del medio  $q(t)$  y la función de la fuente  $u(t)$ .

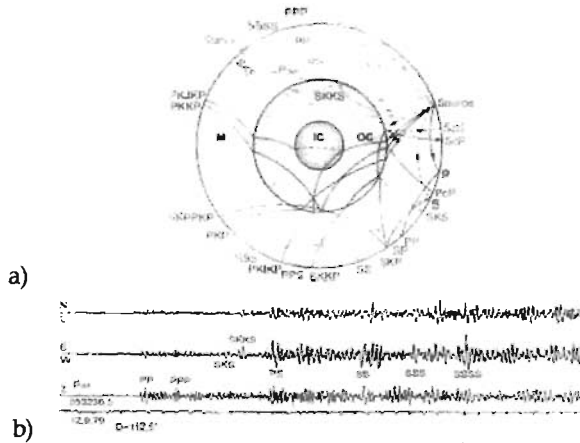


Fig. 1.1 a) Modelo esquemático del interior de la tierra y las distintas trayectorias de propagación de los rayos sísmicos, con sus respectivas fases. b) Sismo registrado por las tres componentes de un sismómetro (Figura tomada de IASPEI, 2002).

$$w(t) = u(t) * q(t) * i(t). \quad 1.2$$

Por lo general los sismómetros registran la información sísmica en diferentes rangos de frecuencias: periodo corto (1 s), periodo largo (15-100 s) y de banda ancha (0.1-100 s).

En función a la distancia  $\Delta$ , los eventos sísmicos se pueden agrupar en sismos locales, regionales y telesísmicos. Cada uno de estos presenta características especiales en los sismogramas que los hacen diferenciarse.

Los sismos locales  $\Delta < 1^\circ$  ( $1^\circ = 112.2$  km) suelen ser impulsivos (la mayor amplitud al comienzo de la fase) de alta frecuencia y de corta duración, dependiendo de la magnitud se pueden distinguir fácilmente la fase P y S.

Los sismos regionales  $1^\circ < \Delta < 10^\circ$  si son de  $M_s < 6$  se registran fundamentalmente en los componentes de periodo corto y muestran varios impulsos claros de ondas P así como de ondas S.

Los sismos telesísmicos  $10^\circ < \Delta < 102^\circ$  se definen esencialmente por sus registros de periodo largo, aunque el primer impulso se suele identificar bien en la componente vertical.

## Datos

Para este estudio se eligieron sismos de  $M_w > 6$  dentro del Golfo de California, en el periodo de 1990 a 2003, presentándose sólo en las partes centro (zona B) y sur (zona C) del Golfo, (Figura. 1.2).

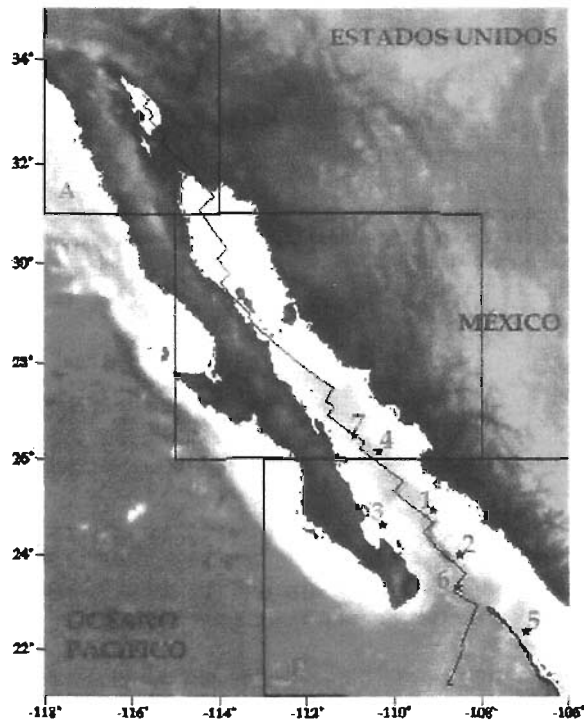


Fig. 1.2 Regiones tectónicas que rigen la zona de estudio: La zona C es interpretada por una cordillera de fallas transformantes en una corteza oceánica. La zona B es la transición de la corteza oceánica a la corteza continental cambiando de un sistema de extensión de falla transformante al dominante sistema de fallas transformantes de San Andrés en la parte Norte del Golfo, zona A (Figura tomada de Tajima y Tralli, 1992). La numeración indica la secuencia de los sismos de  $M_w > 6$  del periodo de 1990 a 2003.



**TABLA I.1**

**Episcentros de los sismos del Golfo de California de Mw >6 de 1990 a 2003**

Evento	Fecha	Latitud (N)	Longitud (O)	Prof. (km)	Mw <sup>1</sup>	Ubicación
01 <sup>2</sup>	1990/3/16	24.93°	-109.10°	20	6.1	Golfo de California Sur
02 <sup>2</sup>	1991/6/22	23.99°	-108.49°	10	6.1	Golfo de California Sur
03 <sup>2</sup>	1995/6/30	24.62°	-110.26°	10	6.2	Bahía de la Paz. B. C. Sur
04 <sup>2</sup>	1995/8/28	26.16°	-110.35°	10	6.5	Golfo de California Sur
05 <sup>2</sup>	2001/11/13	22.37°	-106.97°	31	6.0	Cordillera Pacifico Oriental
06 <sup>2</sup>	2002/10/03	23.32°	-108.53°	10	6.5	Golfo de California Sur
07 <sup>3</sup>	2003/3/12	26.61°	-111.09°	5 ± 2	6.3	Golfo de California Sur

<sup>1</sup>Catálogo de Harvard

<sup>2</sup>Datos preliminares de USGS

<sup>3</sup>López-Pineda Rebollar (2004)

**TABLA I.2**

**Mecanismos focales y Mo calculados por el TMS de Harvard**

Fecha	Mo [dyn-cm]	Rumbo [°]	Echado [°]	Desplazamiento [°]
1990/3/16	1.8x10 <sup>25</sup>	N56°O	90	-180
1991/6/22	1.99x10 <sup>25</sup>	N55°O	82	170
1995/6/30	2.4x10 <sup>25</sup>	N32°O	29	-102
1995/8/28	6.1x10 <sup>25</sup>	N49°O	78	173
2001/11/13	1.38x10 <sup>25</sup>	N39°O	78	-169
2002/10/03	6.22x10 <sup>25</sup>	N54°O	79	-177
2003/3/12	3.9x10 <sup>25</sup>	N49°O	81	-171



---

## CAPÍTULO II

# Mecánica de Terremotos

El primer modelo mecánico de los terremotos se debe a H. F. Reid y fue propuesto en 1910 para explicar el origen del terremoto de San Francisco de 1906. Su teoría, es conocida con el nombre de "Rebote Elástico". De acuerdo con esta teoría, los esfuerzos se van acumulando en una región, hasta superar la resistencia del material, produciendo un movimiento relativo de bloques, así como la relajación de los esfuerzos acumulados. La energía se almacena de forma lenta, mediante procesos que pueden durar desde decenas hasta cientos de años. En cambio, la liberación de la energía, que se manifiesta en los terremotos dura sólo algunas decenas de segundos.

El mecanismo de los terremotos corresponde a una fractura en la corteza terrestre, por lo que el primer paso para su estudio es determinar el mecanismo focal de la falla, para ello podemos obtener el mecanismo focal con el método del signo de la onda P ó un método de inversión, utilizando para ello las ondas sísmicas registradas por las redes sismológicas.

Las ondas sísmicas además de proporcionar el mecanismo focal también contienen información sobre el foco sísmico, como pueden ser sus dimensiones, caída de esfuerzos, cantidad de desplazamientos, tiempo de ruptura, liberación de energía, etc.

Analizando las ondas sísmicas podemos determinar el proceso de ruptura que resulta a veces no ser simple ya que se ha observado que la mayoría de los terremotos tienen rupturas múltiples, estas discontinuidades en el proceso de la ruptura ha llevado a proponer nuevos modelos de ruptura para la fuente.

## 2.1 Mecanismos Focales.

### 2.1.1 Parámetros que definen una falla.

Cuando un cuerpo elástico está sujeto a un campo de esfuerzos, se producen cambios en su forma y sus dimensiones, estos esfuerzos se acumulan hasta que el material ya no puede deformarse más y se fractura, creándose una falla.

El tipo de falla dependerá de la disposición de los esfuerzos principales:  $\sigma_1$  esfuerzo principal máximo,  $\sigma_2$  esfuerzo principal intermedio y  $\sigma_3$  esfuerzo principal mínimo (Figura II.1).

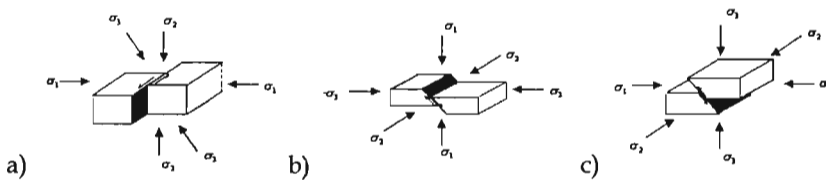


Fig. II.1 a) Falla lateral, b) Falla normal y c) Falla inversa

Para describir la geometría de una falla suponemos que ésta es una superficie plana cuyo vector normal es  $\hat{n}$  y la dislocación o desplazamiento  $\hat{d}$ . La geometría es descrita en términos de la orientación del plano de falla y la dirección del desplazamiento a lo largo del plano.

En consecuencia los parámetros geométricos que definen la orientación de una falla son: el azimut de su traza, el buzamiento del plano y la dirección del deslizamiento (Figura II.2). El cálculo de estos parámetros se realiza a partir del campo de desplazamientos elásticos producidos por el sismo.

Los valores que pueden tomar los parámetros geométricos de una falla son:

$\phi$ = azimut	$0^\circ < \phi < 360^\circ$
$\delta$ = buzamiento	$0^\circ < \delta < 90^\circ$
$\lambda$ = deslizamiento	$-180^\circ < \lambda < 180^\circ$

De acuerdo con los valores que tomen los ángulos  $\delta$  y  $\lambda$  tenemos distintos tipos de fallas:

Falla Normal	$0^\circ < \delta < 90^\circ$	$\lambda < 0$
Falla Inversa	$90^\circ < \delta < 180^\circ$	$\lambda > 0$
Falla lateral izquierda	$0^\circ < \lambda < 90^\circ$	
Falla lateral derecha	$90^\circ < \lambda < 180^\circ$	

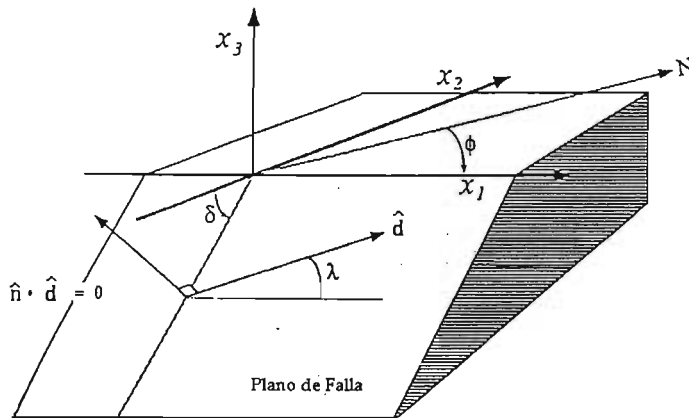


Fig. II.2.- Parámetros geométricos de una falla  $\phi$ -azimut,  $\delta$ -buzamiento y  $\lambda$ -desplazamiento (Figura tomada de Udias, 1999).

### 2.1.2 Patrón de Radiación.

Para comprender los procesos que ocurren en el foco sísmico se puede plantear un modelo sencillo. Consideramos al foco sísmico como un punto en el que actúan sistemas de fuerzas que representan la mecánica de ruptura de una fractura en un medio elástico homogéneo. Matemáticamente el foco sísmico puede ser representado por dos pares de fuerzas sin momento resultante. Uno de los pares es paralela a la dirección de la dislocación y el otro es normal al plano de ruptura. Este sistema de fuerzas es comúnmente llamado "doble par de fuerzas", equivalente al sistema de fuerzas de presión y tensión situadas en el mismo plano a  $45^\circ$  (Figura II.3).

El movimiento originado por el proceso de ruptura produce efectos distintos en diferentes direcciones; en la Figura II.3 observamos el caso de una falla lateral,

donde las flechas gruesas indican el movimiento de los bloques, y las flechas delgadas indican el doble par de fuerzas que se aplican en un punto. Las flechas paralelas al movimiento de la falla, producirán los mismos desplazamientos que ocasionó la ruptura y las flechas perpendiculares a la falla representan fuerzas que tienen el mismo efecto. El efecto total de desplazamiento es llamado "patrón de radiación", representado por una curva de cuatro lóbulos (Figura 11.3). Una línea que va del origen hasta la curva nos indica que la magnitud del desplazamiento varía, dependiendo de la dirección, a 45° de los planos nodales será máxima y en dirección de los planos será nula.

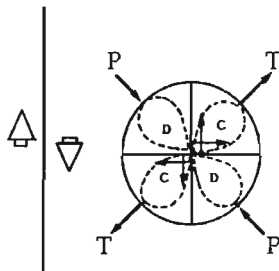


Fig. 11.3 Patrón de radiación de una falla lateral, las flechas gruesas muestran el movimiento de la falla y las flechas delgadas representan el doble par de fuerzas, a 45° los ejes correspondientes a presión (P) y tensión (T). Los lóbulos representan C =compresión y D = dilatación en el terreno.

La falla radiará cantidades distintas de energía en diferentes direcciones y lo hará de diferente forma dependiendo de los distintos tipos de ondas. Las amplitudes máximas de la onda S están sobre los planos de fractura y su normal, mientras que para la onda P están a 45° de éstos. La distribución de la radiación de la onda P en los cuatro cuadrantes es la base del método para determinar el mecanismo focal [Udías, 1999].

### 2.1.3 Métodos para determinar el mecanismo focal.

#### 2.1.3.1 Método del primer impulso de la onda P.

El método del signo del primer arribo de la onda P, es un método gráfico empleado para determinar el mecanismo focal. El método gráfico se basa en el carácter del patrón de radiación de la onda P, el primer movimiento del doble par de las fuerzas origina que el lado el terreno en la dirección del movimiento del bloque sufra una compresión y del otro lado de él se dilate. En una compresión, la componente vertical del movimiento es hacia arriba y la horizontal opuesta a la dirección del epicentro. En la dilatación, el movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro [Udías, 1999]. Este movimiento origina que las compresiones y dilataciones sean registradas con distinta polaridad (Figura 11.4).

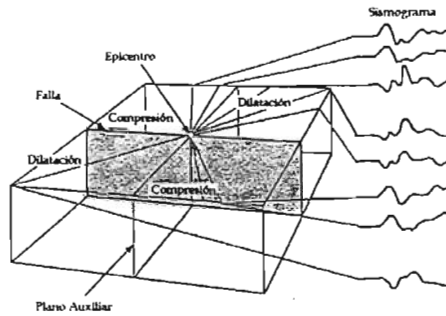


Fig. 11.4 Primer impulso de la onda P observada en los sismogramas de diferentes direcciones. En el cuadrante de la compresión el pulso es positivo y para la dilatación el pulso es negativo (Figura tomada de Stein y Wysession, 2003).

El método consiste simplemente en separar las compresiones y dilataciones en cuatro cuadrantes separados por dos planos ortogonales, después de que ha sido corregido el efecto de la falta de homogeneidad en el recorrido de los rayos sísmicos.

El problema con este método es que no se conoce cual de los dos planos nodales es el plano de falla y cual es el auxiliar, pues se supone que existe igual probabilidad para ambos planos, ya que si el desplazamiento sucediera en el plano auxiliar que es perpendicular al plano de falla, el patrón de radiación sería el mismo. Para

eliminar la ambigüedad se debe conocer la tectónica que rige el área de estudio y dependiendo de ella se elegirá el plano de falla.

### 2.1.3.2 Tensor de Momento Sísmico.

Una mejor representación del doble par de fuerzas se obtiene a partir del Tensor de Momento Sísmico (TMS). El TMS contiene la información sobre la energía y las características geométricas de la falla originadas por el sismo. La teoría de fuente sísmica nos muestra que los sismogramas pueden ser vistos como una combinación lineal de varias componentes del TMS; así podríamos hacer una inversión lineal de los sismogramas para determinar una estimación del mecanismo focal.

Existen varias instituciones que a nivel mundial o regional calculan el TMS sistemáticamente. A nivel mundial, en Estados Unidos de América, la USGS a través del National Earthquake Information Center (NEIC), calcula de forma rápida el TMS de todos los sismos con magnitud  $m_b$  o  $M_s$  superior a 5.5, utilizando para el cálculo la red de estaciones IRIS y el método expuesto por Sipkin (1982) para ondas P a distancias telesísmicas. La Universidad de Harvard, usando el método de Dzewonski *et al.* (1981), calcula de forma sistemática el TMS de los terremotos mundiales con el mismo umbral de magnitud, utilizando ondas P y superficiales, también a distancias telesísmicas, publicando sus resultados regularmente en la revista *Physics of the Earth and Planetary Interiors*.

El TMS de Harvard es un método más complejo ya que no considera una simple linealidad de los componentes para la inversión del cálculo del centroide en espacio y tiempo comparado con otras instituciones se ha considerado que el resultado del TMS de Harvard es más confiable [Tanioka y Ruff, 1997].

### 2.1.4 Relación entre tipos de fallas y la representación de su mecanismo sobre la proyección estereográfica.

Cada tipo de falla (normal, inversa, lateral), puede ser representada por un doble par de fuerzas, por lo que en cada tipo de falla la distribución del primer impulso de la onda P en la esfera focal será diferente.

Es importante conocer la representación en la esfera focal de los diferentes tipos de falla porque el mecanismo focal de los terremotos se representa de esta forma en los mapas. Estas proyecciones estereográficas se muestran con cuadrantes

sombreados en negro para las compresiones y blanco para las dilataciones. En la *Figura II.5* se observa la relación que existe entre el tipo de falla y la representación del mecanismo en la esfera focal.

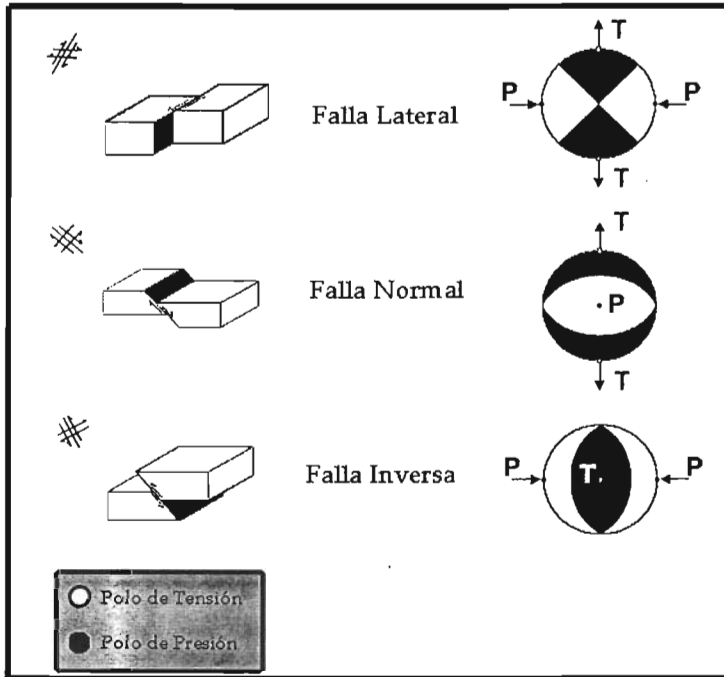


Fig. II.5 Relación de las fallas geológicas con la representación de su mecanismo en la proyección de la esfera focal y sus correspondientes doble par de fuerzas (Figura modificada de IASPEI).

## 2.2 Parámetros focales que definen el proceso de ruptura.

### 2.2.1 Magnitud

El concepto de magnitud fue introducido por Richter (1935), para medir los sismos locales que están relacionados con la energía sísmica liberada ( $E_s$ ).

El valor de la magnitud de referencia es denominado magnitud cero y corresponde a la amplitud máxima de la traza de un terremoto registrado en el tambor de un

sismógrafo de torsión horizontal de tipo Wood-Anderson, con un periodo de oscilación de 0.8 segundos y amplificación de 2800, localizado a una distancia de 100 km. Esta amplitud máxima es equivalente a una micra y corresponde a un sismo de magnitud 3.

Existen varios tipos de magnitudes: magnitud local ( $ML$ ), magnitud de ondas de cuerpo o de volumen ( $mb$ ), magnitud de ondas superficiales ( $Ms$ ) y magnitud de duración ( $Md$ ). En general las magnitudes (*ver Apéndice A*) se pueden definir en términos del logaritmo de la amplitud de alguna fase de la onda ( $A$ ), medido a cierto periodo:

$$M = \log A + f(\Delta) + C + S \quad 2.1$$

Donde:

$M$  = Magnitud

$f(\Delta)$  = Función de corrección por distancia

$\Delta$  = Distancia epicentral

$S$  = Corrección que depende de la estación de registro

$C$  = Constante.

### 2.2.2 Momento Sísmico.

El momento sísmico  $M_0$ , es un parámetro de la fuente que está directamente relacionado con el proceso de ruptura y la energía radiada ya que está en función directa con las propiedades físicas de la roca y las dimensiones del área de ruptura. El momento sísmico escalar se define como:

$$M_0 = \mu \Delta u A \quad 2.2$$

donde  $\mu$  es la rigidez del medio,  $\Delta u$  es el desplazamiento promedio y  $A$  es el área de la falla.

Se han elaborado distintas técnicas para determinar el momento sísmico escalar  $M_0$ . Una de estas técnicas es el TMS que contiene en sus componentes la información del  $M_0$  y mecanismo focal.

Otra técnica es el análisis del espectro de frecuencias. Brune (1970) propuso un modelo de falla circular, con el cual predice que el espectro de amplitudes de las ondas sísmicas está formado por dos partes, una plana o amplitud constante para bajas frecuencias, que proporciona el momento sísmico  $M_0$ , cuando se extiende la



parte plana a la frecuencia cero (es necesario hacer correcciones de atenuación, efectos de dirección, etc., para obtener un valor confiable de  $M_0$ ) y otra donde las amplitudes decrecen a partir de cierta frecuencia llamada "frecuencia de esquina ( $f_c$ )" que es inversamente proporcional al radio de la falla.

El espectro también se puede dividir en tres secciones por las frecuencias  $2/T_R$  y  $2/T_D$  que también son llamadas frecuencias de corte (Figura II.6). El espectro contiene una parte plana o amplitud constante menor que la primera frecuencia de corte, la segunda región se encuentra entre las dos frecuencias donde la amplitud decae con pendiente  $w^{-1}$  y finalmente en la segunda frecuencia la amplitud decae como  $w^{-2}$  hacia las altas frecuencias. Así el espectro es parametrizado por: momento sísmico, tiempo de ruptura y *rise time* [Stein y Wysession, 2003].

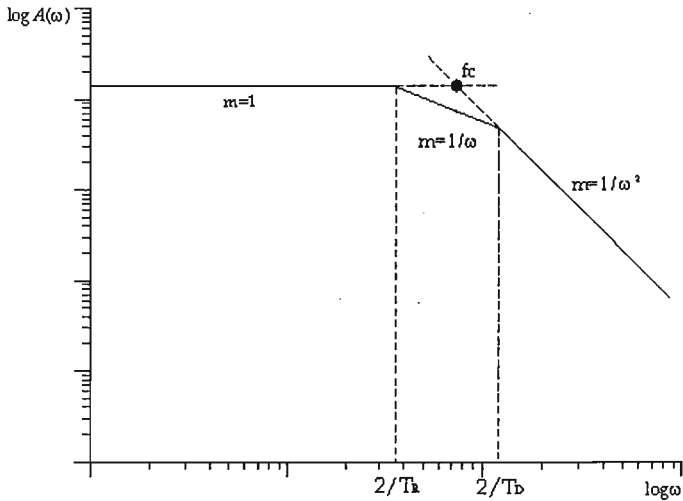


Fig. II.6 Espectro teórico de la fuente de un terremoto, dividido en tres regiones: tres rectas de pendiente 1,  $w^{-1}$  y  $w^{-2}$ , divididas por dos frecuencias de corte  $2/T_R$  y  $2/T_D$ . Una tercera frecuencia de corte  $f_c$  es la que se usa comúnmente y es la intersección del primer y tercer segmento del espectro. El segmento plano extendido a la frecuencia cero da el momento sísmico ( $M_0$ ).

Las magnitudes definidas en función de la respuesta de un sismógrafo o de un tipo de ondas que corresponden a un rango de periodos determinados llegan a originar el fenómeno de saturación de la escala. A medida que aumenta el tamaño de un sismo, el máximo de amplitud se va desplazando hacia frecuencias más bajas que

escapan de la detección del instrumento y tipo de ondas utilizadas, produciéndose la saturación de escala que no responde a magnitudes mayores [Udías *et al.*, 1989]. La magnitud *mb* se satura aproximadamente a 6.5 mientras que la *Ms* lo hace a 7.5, así un terremoto de *Ms*=8, no queda bien determinado, por lo que se tuvo la necesidad de utilizar otra escala de magnitud que se basaba en medidas de periodos mucho más largos.

Kanamori (1977) propuso una nueva escala de magnitud basada en el momento sísmico  $M_0$  y es llamada Magnitud de Momento ( $M_w$ ),

$$M_w = 2/3 \log_{10} (M_0) - 10.7 \quad 2.3$$

### 2.2.3 Caída de esfuerzos

La caída de esfuerzos es la reducción súbita de los esfuerzos a través de un plano de falla durante la ruptura.

Para una fractura de cizalla, la caída de esfuerzos es proporcional a la deformación de la falla. La caída de esfuerzos está dada por:

$$\Delta\sigma = C\mu * \left( \frac{\Delta u}{L} \right) \quad 2.4$$

Donde  $L$  es la longitud de plano de falla,  $\Delta u$  es el desplazamiento promedio,  $\mu$  es la rigidez y  $C$  es un factor adimensional que depende de la geometría de la fractura, si relacionamos esta ecuación con el momento sísmico escalar (ecc. 2.2) obtenemos la relación:

$$M_0 = \frac{16}{7} \Delta\sigma a^3 \quad 2.5$$

Donde  $a$  es el radio de la falla. Ésta es la expresión fundamental del modelo de Brune para una falla circular. La caída de esfuerzos  $\Delta\sigma$  se calcula a partir de  $M_0$ , determinado a partir de las observaciones de un campo lejano.

La *Figura II.7* muestra gráficamente la relación que existe entre el  $M_0$ , el área de la falla y la caída de esfuerzos.

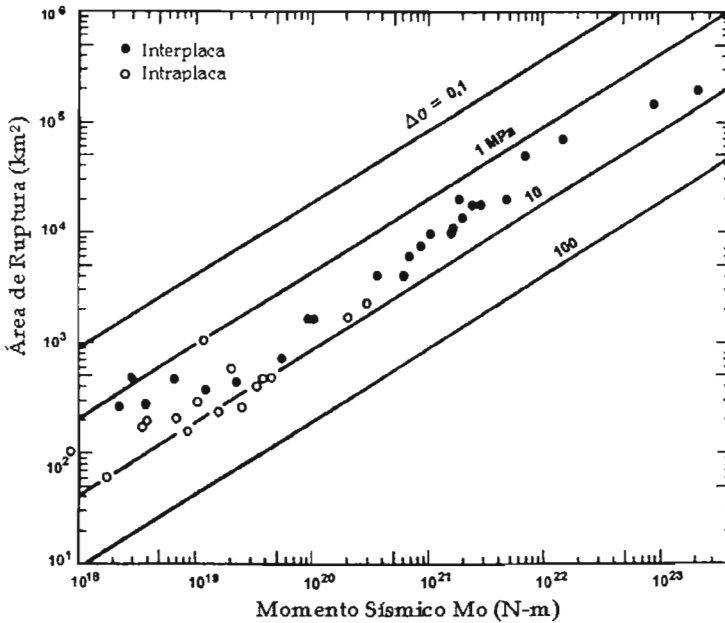


Fig. II.7 Relación entre Momento sísmico y área de ruptura, mostrando las líneas de igual caída de esfuerzo (Figura tomada de Lay y Wallace, 1995).

#### 2.2.4 Función de Tiempo de la Fuente.

La determinación del Momento sísmico acumulado de un terremoto como una función de tiempo es comúnmente llamado "Función de tiempo de la fuente".

En una falla rectangular (modelo de Haskell), la ruptura en cada punto de la falla radia un impulso, pero se considera que la señal total radiada de la fuente no es impulsiva, porque la falla tiene una longitud finita que no se rompe toda al mismo tiempo (Figura II.8).

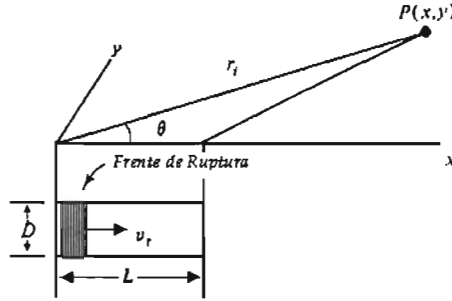


Fig. II.8 Geometría de la propagación de la energía observada de una estación con coordenadas  $(x, y)$ .

La ruptura se propaga con una velocidad  $v_r$  a lo largo de la falla de longitud  $L$ . Si consideramos un receptor a una distancia  $r_i$  con un azimut  $\theta$  que va del punto inicial de la ruptura al receptor, el primer arribo sísmico puede tener un tiempo  $r_i/C$  donde  $C$  puede ser  $\alpha$  y  $\beta$  velocidades de las ondas P y S, respectivamente; y el tiempo total de la ruptura es  $L/v_r$ . Así que el tiempo total de ruptura que registra el receptor es,  $\frac{L}{v_r} + \frac{r}{C}$  donde  $r$  es la distancia del fin de la falla al receptor. Para puntos lejanos donde  $r \gg L$ ;  $r$  es aproximadamente  $r = r_i - L \cos \theta$ .

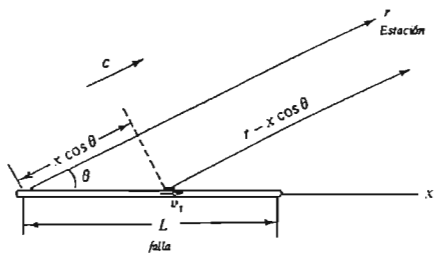


Fig. II.9 Geometría de la propagación de la ruptura con diferente tiempo de trayectoria del inicio de la fractura al final de está (Figura tomada de Lay y Wallace, 1995).

En la Figura II.9 se observa que para un determinado punto en la falla la emisión de ondas que llegan al receptor tiene un retraso en el tiempo.

$$t_x = \frac{x}{v_r} + \left( \frac{r - x \cos \theta}{c} \right) \quad 2.6$$

Dependiendo de las propiedades de la roca y las concentraciones de esfuerzo en cada región, el área de ruptura no llega a romperse al mismo tiempo, sino que la ruptura se propaga y lo hace aparentemente a velocidades cercanas a las ondas de cizalla  $v_r = 0.7 \beta$ .

La diferencia de tiempo entre la energía que llega del fin de la falla y aquella que llega del inicio de la falla, se define como el tiempo de ruptura  $\tau_c$ ,

$$\tau_c = \left[ \frac{L}{v_r} + \left( \frac{r - L \cos \theta}{C} \right) \right] - \left( \frac{r}{C} \right) \quad 2.7$$

$$\tau_c = \frac{L}{v_r} - \left( \frac{L \cos \theta}{C} \right)$$

La función de tiempo de la fuente depende de la historia del desplazamiento en la falla, la cual puede ser representada como una función rampa. El desplazamiento comienza en un  $t=0$  y se incrementa linealmente hasta un  $t=\tau$  donde alcanza el desplazamiento máximo;  $\tau$  es un parámetro de la fuente conocido comúnmente como *rise time*. El *rise time* es el tiempo que toma una partícula en la falla lograr el desplazamiento final.

La función de desplazamiento puede ser representada como una "caja". De igual forma el tiempo de ruptura de una falla de longitud finita es representado por una "caja". El resultado de la convolución de la función de desplazamiento y la función tiempo de ruptura es una función de tiempo de la fuente, de forma trapezoidal cuya longitud es la suma del *rise time* y el tiempo de ruptura (Figura II.10).

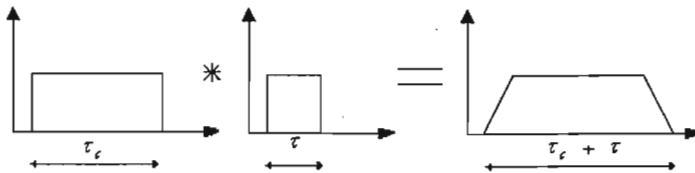


Fig. II.10 La función tiempo de la fuente depende de la función de desplazamiento de duración  $\tau$  que al convolucionarla con la función tiempo de ruptura  $\tau_c$  da como resultado una función de tiempo tipo trapezoidal.

La función de tiempo de la fuente es un trapecioide para todas las direcciones de los receptores, pero para todas variará en amplitud. El efecto de la forma del pulso del tiempo que depende del azimut de las estaciones es llamado "directividad".

La duración de tiempo del pulso varía en función del azimut pero el área del pulso es la misma para todas las direcciones y el área bajo la función de tiempo es directamente proporcional al momento sísmico que es independiente del azimut. La duración máxima del pulso ocurre a  $180^\circ$  de la dirección de la ruptura y la mínima es en la dirección de la ruptura. Este efecto del pulso puede usarse para determinar de que manera se propagó la ruptura. La directividad indica entonces la dirección de la propagación del sismo.

Para aplicar el método de directividad es necesario tener un número suficiente de estaciones y tener una buena cobertura azimutal. El modelo utilizado para estudiar la directividad, considera que la ruptura es unilateral, para algunos sismos este modelo es suficiente pero no para los que sufren una ruptura bilateral. La función de tiempo de la fuente de una ruptura bilateral varía mucho menos con el azimut y es a menudo imposible distinguir una ruptura bilateral [Lay y Wallace, 1995].

### 2.2.5 Barreras y Asperezas.

El modelo de ruptura de un terremoto no resulta ser tan sencillo; en la realidad, los terremotos son complejos, resultado del producto de varias fuentes, considerando que la resistencia de las rocas cambia de un lugar a otro por lo que puede variar las concentraciones de esfuerzos.

Das y Aki (1977), propusieron el modelo de barreras y asperezas que han demostrado ser responsables de la propagación de la ruptura así como su terminación y el tamaño del terremoto.

Estos modelos proponen irregularidades en el plano de falla que ocasiona una inhomogeneidad de esfuerzos.

#### Modelo de Asperezas.

En el modelo de asperezas se considera que el campo de esfuerzos no es uniforme. En un terremoto se espera una descarga total de esfuerzos en toda la falla, pero resulta que hay lugares donde aún hay concentraciones de esfuerzos después de originarse el sismo. Estos lugares son llamados asperezas, los cuales son zonas con resistencia a la ruptura mucho mayor que la del material que las rodea.

Si consideramos un plano donde hay tres regiones que son más resistentes al resto del material cuando el material se fractura, los esfuerzos aumentan en estas regiones. Un sismo posterior, origina que estas zonas finalmente se rompan, logrando así que los esfuerzos finales sean uniformes.

### **Modelo de Barreras.**

En el modelo de barreras se propone que la ruptura se propaga de manera simple y se detiene cuando encuentra un bloque irrompible conocido como *barrera*, lo que puede deberse a un contacto entre diferentes tipos de rocas.

Algunas veces las barreras se rompen, mientras que otras permanecen sin romperse continuando la dislocación al otro lado de la barrera. Esto produce que las fuerzas se concentren hacia los bordes.

En comparación con el modelo de asperezas donde el campo de esfuerzos es inhomogéneo, en el modelo de barreras inicia con un campo uniforme, pero termina con un sistema de rupturas discontinua con zonas de descargas y zonas donde han aumentado los esfuerzos.





---

## CAPÍTULO III

### Sismotectónica del Golfo de California

La disposición geográfica actual de México es consecuencia de la interacción de la placa continental Norteamericana con las placas oceánicas que lo circundan. Esta interacción de las placas provocó estructuras de formas diversas en los límites de ellas.

En el Golfo de California se encuentra parte del límite entre la placa del Pacífico y la placa Norteamericana. El Golfo se encuentra regido por un sistema de fallas transformantes que van desde la boca del Golfo y continúa hacia la parte sur de California, siendo así que la estructura tectónica del Golfo está íntimamente relacionada con el sistema de fallas de San Andrés.

La variación en la dirección de los esfuerzos al interaccionar las dos placas aproximadamente 5.5 ma [Lonsdale, 1989], provocó que la placa del Pacífico retirara parte del continente, iniciando así la apertura del Golfo y creando la península de Baja California. Actualmente, la península sigue separándose del resto del continente desplazándose hacia el noroeste.

La actividad sísmica, producto de la interacción de las placas en el Golfo ocasiona que sus efectos se vean reflejados en el área peninsular y la costa noroccidental del país, presentándose una actividad sísmica frecuente con temblores de magnitudes de hasta 7.0, provocando también actividad volcánica y deformación cortical [Norman y Curria, 1968].

### 3.1 Sismotectónica Regional

El límite entre las placas Norteamericana y Pacífico a lo largo del Golfo de California está controlado por un amplio sistema transformante. Lomnitz *et al.* (1970) proponen una tectónica simple del Golfo de California como una serie de fallas transcurrentes con orientación NO-SE separadas por centros de expansión NE-SO (Figura III.1). Estos sistemas se encuentran bien desarrollados desde la parte media del Golfo (27.5°N) hacia el sur. La serie de fallas transformantes con rumbo aproximado N45°O, están dispuestas en forma escalonada e interconectadas entre sí por segmentos de cresta oceánica con rumbo aproximado de N45°E [Morgan, 1968] que se desarrollan de una corteza predominantemente oceánica en la porción sur del Golfo a una corteza continental hacia el norte [Phillips, 1964; Moore, 1973; Lonsdale 1980]. En esta región sur inicia la boca del Golfo, en la cual se genera piso oceánico a partir de la cuenca Alarcón [Lonsdale 1989; Nagy y Stock 2000]. En la parte media y norte del Golfo, la deformación se encuentra distribuida en una región más amplia con múltiples zonas de rift controladas por fallas normales y oblicuas [Persaud, 2002].

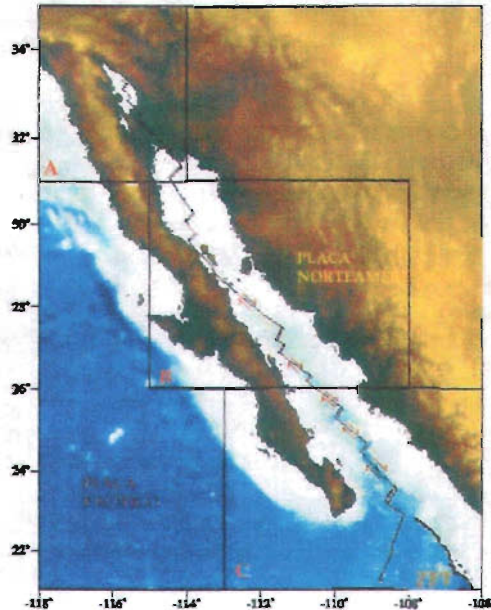


Fig. III.1 Principales fallas activas del Golfo de California. Los centros de expansión son mostrados con líneas dobles y las fallas transformantes marcadas con una sola línea. División propuesta por Tajima y Tralli (1992).

---

Recientemente Tajima y Tralli (1992) describen como la tectónica del Golfo cambia gradualmente de sur a norte (*Figura III.1*). Lo dividen en tres zonas, la zona C del Golfo consiste principalmente de corteza oceánica donde se encuentra controlado por un sistema de cordilleras de fallas transformantes, la zona B, es la zona de transición entre la corteza continental y la oceánica que abarca parte del sur y centro del Golfo controlado aún por el sistema extensional de fallas transformantes, la zona A, que comprende el norte del Golfo, consiste de una corteza continental donde predomina el sistema de fallas transformantes de San Andrés.

Hace aproximadamente 5.5 ma la interacción de las placas Norteamericana y Pacífico al inicio del Terciario dio como resultado la separación de la península con el resto del continente iniciando así la formación del Golfo de California [Philips, 1964; Moore, 1973; Lonsdale y Lawver, 1980]. Una reconstrucción paleogeográfica demuestra que la península se ha deslizado hacia el noroeste aproximadamente 300 km [Gastil y Krummenacher, 1979]. Atwater y Molnar (1973) estimando que el movimiento relativo de las placas Pacífico y Norteamericana es de 5.5 cm/año. La boca del Golfo de California, se constituye como el límite de las placas Pacífico y Norteamericana, lo que viene a ser las zonas de fractura Tamayo (ZFT) y Rivera [Larson, 1972] que se conectan con la Dorsal del Pacífico Oriental. La fractura Tamayo, de 70 km de longitud [Lonsdale, 1989], tiene una velocidad de expansión de 5.8 cm/año [Atwater, 1970]. En esta área, las tasas de sedimentación son altas, especialmente por los grandes aportes de sedimentos detríticos que se originan desde el Continente. El grosor de los sedimentos en la zona llega a alcanzar hasta los 100 m [Hurtado, 2002].

En el extremo meridional del Golfo de California, el rasgo estructural más notable es la placa de Rivera relativamente pequeña, y se desliza bajo el estado de Jalisco con velocidad relativa de 2.5 cm/año, aunque se sugiere que está velocidad podría alcanzar 5 cm/año [Kostoglodov y Bandy, 1995].

### 3.1.1 Evolución Tectónica

El Golfo de California se formó al separarse la península de Baja California de la placa de Norteamérica. La apertura del Golfo se llevó a cabo después de una larga fase de extensión intracontinental de aproximadamente 30 ma [MNS].

En el Jurásico tardío, la placa norteamericana llevaba una gran cantidad de sedimentos, aportado por ríos y arroyos, que alcanzaban gran espesor. Durante este tiempo la placa Norteamericana asimiló progresivamente a la placa Farallón,

la cual se subducía de manera oblicua a lo largo del margen Oeste de la placa Norteamericana (*Figura III.2*). La subducción de la placa provocó que los grandes espesores de sedimentos depositados en la placa Norteamericana fueran comprimidos, como consecuencia de ello se creó una cordillera de volcanes produciendo derrames de riolíticos a dacíticos y numerosos intrusivos ígneos y monzoníticos [Aguayo y Trápaga 1996; Brad Riney].

Del Jurásico Superior al Cretácico Superior, la placa oceánica Farallón seguía deslizándose lentamente por debajo de la placa Norteamericana, pero sufrió un cambio en su inclinación a menos de  $10^\circ$ , como consecuencia, la actividad magmática migró hacia el oriente [Aguayo y Marin, 1987; Aguayo y Trápaga 1996]. El evento tectónico de deformación y convergencia hacia el noreste se conoce como la Orogenia Laramide. La cordillera volcánica empezó a disminuir su crecimiento debido a la erosión, los cuerpos de magma que se crearon se enfriaban para posteriormente formarse batolitos [Brad Riney].

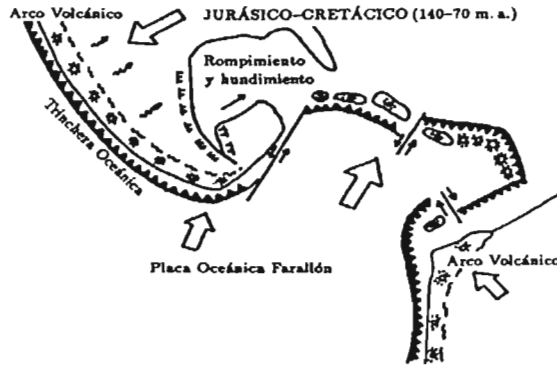


Fig. III.2 La placa Farallón subducida de manera oblicua a la placa de Norteamérica a finales del Jurásico, formándose un arco volcánico a lo largo de la placa Norteamericana (Figura tomada de Aguayo y Trápaga 1996).

Durante el Cretácico Superior y el Paleoceno, la placa continental estaba próxima a asimilar una cordillera oceánica (*Figura III.3*). Se presentaban episodios de quietud en la parte noroeste [MNS y Brad Riney].

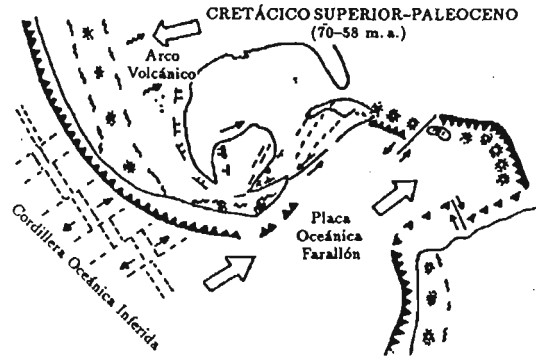


Fig. III.3 Del Cretácico Superior al Paleoceno la placa continental estaba próxima a asimilar una cordillera oceánica y el arco volcánico migraba hacia el interior del continente (Figura tomada de Aguayo y Trápaga 1996).

En el Eoceno Superior, el arco magmático tuvo su máximo avance hacia el interior de México; Desde el Oligoceno Inferior al Mioceno Inferior se presenta nuevamente el vulcanismo. Pero ya no por la subducción de corteza oceánica, ya que la placa Farallón había sido asimilada casi por completo por la placa Norteamericana (Figura III.4). El nuevo vulcanismo tuvo su mayor manifestación durante el Oligoceno Medio y que pudo ser consecuencia del traslape del margen continental occidental de México con alguna dorsal activa situada al este de la actual Dorsal del Pacífico oriental [Brad Riney; Aguayo y Trápaga 1996].

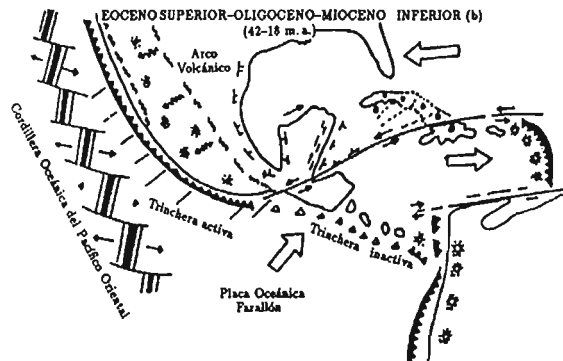


Fig. III.4 En el Eoceno al Mioceno Inferior la Dorsal Oceánica traslapaba a la Norteamericana mientras que la placa Farallón había sido totalmente asimilada. En el Oligoceno Medio se presentó el máximo vulcanismo (Figura tomada de Aguayo y Trápaga 1996).

Durante el Mioceno Medio, la margen occidental de la placa Norteamérica traslapó a la Dorsal Oceánica del Pacífico (Figura III.5a). Los restos de la placa Farallón conformaban parte de la placa Norteamérica y dio origen a un sistema estructural complejo con dos juntas triples de fracturas y fallas geológicas transformantes. La deformación del margen continental pudo producir tierra adentro adelgazamiento, ascenso de isotermas y, consecuentemente, debilidad de la misma que posteriormente facilitaron el desplazamiento del margen noroccidental de México. La evolución de las fosas distensivas permitió las efusiones de lavas y piroclastos de composición andesítica. La actual península de Baja California fue afectada por las fallas de movimiento lateral del sistema San Andrés. Éstas son, evidentemente, la proyección en superficie de las fallas de transformación de la dorsal oceánica asimilada por el continente. El movimiento de la placa Pacífico que migró hacia el noroeste generó esfuerzos transtensivos contra la placa Norteamérica cuyo movimiento es más hacia el oeste. Estos esfuerzos provocaron que la placa del Pacífico remueva parte del borde occidental de la placa Norteamericana, ocasionando así que parte de Sonora se separara del resto del continente (Figura III.5b) [Aguayo y Marin 1987; Aguayo y Trápaga 1996].

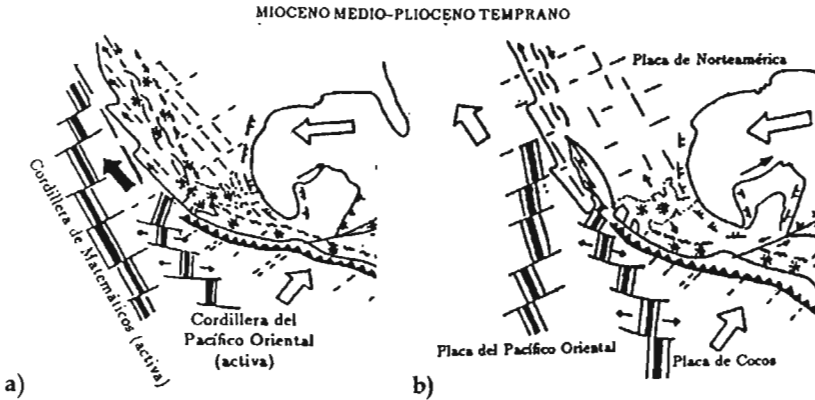


Fig. III.5 Durante el Mioceno Medio al Plioceno temprano el borde noroccidental de México traslapó a la Cordillera, asimilando a la vez a la trinchera oceánica en la porción sur. Los esfuerzos tensionales entre las placas Pacífico y Norteamericana provocaron que, para el Mioceno Tardío, la península de Baja California se empezara a separar del continente (Figura tomada de Aguayo y Trápaga 1996).

En el noroeste de México, durante el Mioceno tardío y el Plioceno temprano, el extremo suroriental de la actual península de Baja California se empezó a separar del resto del continente [Hurtado 2002].

La placa Pacífico continuó tirando del borde occidental de la placa Norteamericana, en el piso se empezó a crear un valle de rifts que descendió al nivel del mar creando el proto Golfo de California. El Golfo se extendió hacia el norte; la falla de San Andrés y otras fallas transformantes comenzaron en este periodo. La península se levantó, y la región del Golfo se hundió llenándose de agua de mar para formar el Golfo de California [Brad Riney; MNS; Aguayo y Marin 1987].

A partir del Plioceno, el margen continental continuó desplazándose hacia el noroeste hasta separarse casi totalmente del resto de México, y dio como resultado la actual península de Baja California (Figura III.6).



Fig. III.6 Durante el Plioceno y el Cuaternario la configuración de México siguió gobernada por los desplazamientos continuos del continente y de las placas oceánicas. La península de Baja California se mueve hacia el noroccidente conjuntamente con la placa del Pacífico (Figura tomada de Aguayo y Trápaga 1996).

Para 6 ma, el movimiento de las placas cambio a  $N37^{\circ}O$  como se presenta hoy en día [Atwater 1970 y Nagy y Stock, 2000]. La generación de corteza oceánica en el Golfo de California ocurre cuando empieza a fluir el magma del valle de rifts hace aproximadamente 3.5 ma [Larson et al., 1972 y Lonsdale, 1989]. El desplazamiento relativo de las placas en los últimos 3 ma va de 4.6 a 4.9 cm/año [DeMets et al., 1987].

Aproximadamente hace 4 ma, se formaron las primeras cuencas que estaban delimitadas por un arreglo de fallas transformantes dispuestas *en-echelón* con un corrimiento lateral derecho [Lonsdale, 1989].

### 3.1.2 Geología Regional

Las condiciones geológicas y tectónicas a las que estuvo sometida la península, dieron origen a una cordillera que se extiende por toda la península comprendida por un núcleo masivo (batolito) que aflora en el norte y gradualmente se oculta en el sur de la península bajo materiales volcánicos. La cordillera está inclinada hacia el sureste; presentando un flanco abrupto hacia el Golfo de California y otro más suave hacia el océano Pacífico, compuesta por una faja de llanuras de 40 a 80 km de ancho que separa la sierra de la costa, lo que determina la configuración alargada y angosta de la península [Salas, 1975].

Al norte el Golfo presenta un tirante de agua de aproximadamente 200 m donde se manifiestan ambientes continentales, mientras que al sur existen adelgazamientos de la corteza continental con una evolución suficiente que ha permitido la evolución de centros de expansión [Lonsdale, 1989; Stock y Hedges, 1989]. El espesor de la corteza continental es alrededor de 25 km tanto en la región peninsular como en Sonora, mientras que en la zona del Golfo, la corteza oceánica presenta un espesor de 9 a 11 km [Munguía y Wong, 1985].

Las cuencas están interpretadas al norte como cuencas *pull-apart* y en la parte centro y sur como centros de expansión, las cuencas se encuentran escalonadas unidas por fallas transformantes (*Figura II.7*), que cada vez están más cubiertas por sedimentos conforme se alejan de la boca del Golfo y se aproximan al río Colorado en la parte norte [Larson et al. 1968; Moore y Buffington, 1968]. La sedimentación en las regiones centro y noroeste es tan grande que cubre la nueva corteza conforme se va generando [Moore, 1973].

Al norte las cuencas desarrolladas en la corteza continental no muestran un registro claro de anomalías magnéticas que indiquen la presencia de una verdadera corteza oceánica, por lo cual sólo se infieren por batimetría [Lonsdale, 1989; Stock y Nagy, 2000]. Solamente están bien documentadas las anomalías magnéticas en la cuenca Alarcón [Lonsdale, 1989].

En las etapas iniciales del Golfo, la zona de rift activa pasaba desde la cuenca Guaymas hacia la cuenca de San Pedro Mártir y desde allí hacia las cuencas



Tiburón para conectar con el sistema de fallas de San Andrés-Imperial. En un período posterior, la extensión migró hacia el oeste, a las actuales cuencas de Salsipuedes, Delfín y Wagner [Hurtado, 2002].

La cuenca Wagner es la cuenca más septentrional de la provincia extensional del Golfo de California y se considera una zona difusa de deformación transtensional en el norte del Golfo [Nagy y Stock, 2000]. La cuenca Wagner es una depresión de 30 km de largo, 20 km de ancho y está cubierta por un tirante de agua de 210 m [Hurtado, 2002].

Hacia el sur de la cuenca Wagner se encuentra la cuenca Delfín ambas cuencas están conectadas por fallas transformantes. La isla Ángel de la Guardia al sur de la cuenca Delfín está delimitada por el canal de Ballenas y la falla Tiburón [Lonsdale, 1989]. La depresión de la cuenca Delfín está interpretada como centro de expansión.

La depresión de la cuenca Guaymas está delineada por un contorno de 2000 m. Es una cuenca que está interpretada como un centro de expansión donde se localizan los enjambres [Reichele, Sharman y Brune, 1976]. La cuenca se encuentra delimitada por fallas transformantes que la une con la cuenca Delfín al NO y al SE con la cuenca Carmen [Reichele y Reid, 1977].

La cuenca Carmen es la que ha presentado mayor actividad sísmica asociada a sus fallas transformantes [Goff et al. 1987]. En esta cuenca se han podido registrar anomalías magnéticas que sugieren una velocidad de expansión de 2 a 6 cm/año [Larson, 1972].

La cuenca Farallón presenta una actividad sísmica activa, la depresión central de la cuenca es un graben interpretado como un segmento de centro de expansión, por lo que presenta enjambres de poca profundidad y sus epicentros se localizan cerca del centro de la depresión. El centro de expansión Farallón es el más sobresaliente en el Golfo debido a su longitud de 32 km [Reichele y Reid, 1977].

La cuenca Pescadero está delimitada por dos fallas transformantes principales. La cuenca tiene una extensión aproximada de 15 km [Tajima y Tralli, 1992].

La cuenca Alarcón está interpretada claramente por un centro de expansión que es documentada por las anomalías magnéticas, con una razón de expansión de 5.8 cm/año [Larson et al., 1968 y 1972, Atwater, 1970].

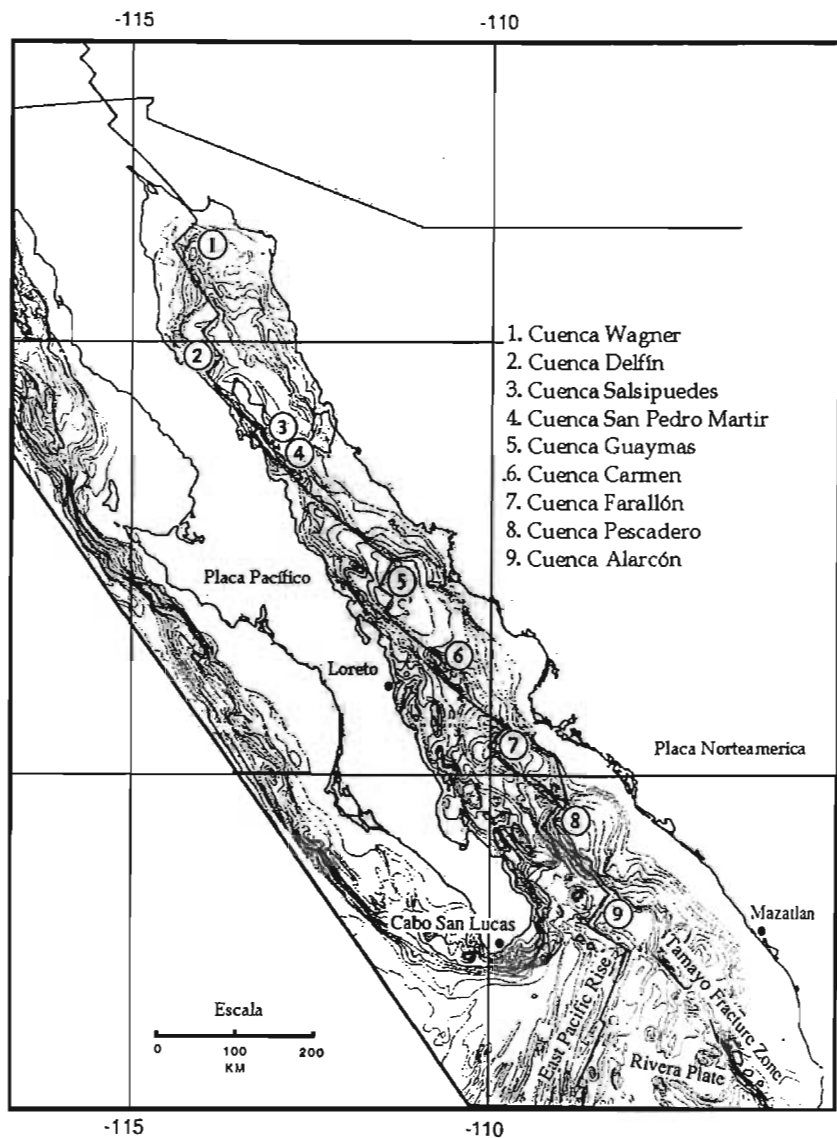


Fig. III.7 Estructura característica del Golfo de California originado por un sistema de fallas extensional. Los estudios de batimetría muestran la ubicación de las cuencas producto de estas fallas (Figura tomada de Tajima y Tralli, 1992).

### 3.2 Sismicidad Regional

Parte de la sismicidad regional que se presenta en el Golfo de California corresponde a enjambres sísmicos que pueden ser de fallas normales o de fallas de desplazamiento lateral [Sykes, 1970; Thatcher y Brune, 1971] en su mayoría pertenecen a las crestas oceánicas y otra más importante a las fallas transformantes de San Andrés y otras fallas transformantes más al norte del Golfo [Sykes, 1968 y 1970]. La mayor concentración de los enjambres ocurren en las cuencas Wagner y Delfín con profundidad menor a los 7 km [Tajima y Tralli, 1992]. Además que los sedimentos juegan un papel importante en el carácter de los terremotos de enjambre en la cuenca Delfín [Thatcher y Brune, 1971; Reichle y Reid, 1977]. También la parte centro y sur del Golfo muestra una considerable actividad de microsismos pero en menor cantidad y magnitud.

Goff *et al.*, (1987), determinaron las características de la fuente de 19 sismos de magnitud  $M_s$  5.4–6.9 a lo largo del Golfo de California usando inversión de forma de onda P y SH telesísmicas de periodo largo [Nabelek, 1984], encontrando en su estudio que los sismos localizados en los centros de expansión muestran fallamiento de tipo normal y los sismos localizados en las fallas transformantes son caracterizados por fallas de desplazamiento lateral derecho, mostrando el movimiento relativo de las placas del Pacífico y Norteamericana (*Figura III.8*). La función de la fuente sísmica encontrada para los 19 sismos no fue simple y en algunos casos pudo explicarse con más de dos fuentes.

La mayor parte de los sismos de  $M_s > 5.4$  (*Tabla III*) corresponden a las fallas transformantes del límite de las placas Norteamérica y Pacífico en la parte centro y sur del Golfo con mecanismo de desplazamiento lateral, pero también se ha registrado sismos de  $m_b > 5.5$  al sur de la península con mecanismo focal de falla normal indicando la posible deformación interna de la placa del Pacífico [Rusnak, 1964]. En la *Figura III.8* se observa este sismo cerca de la Bahía de la Paz B. C. Sur [Goff *et al.*, 1987].

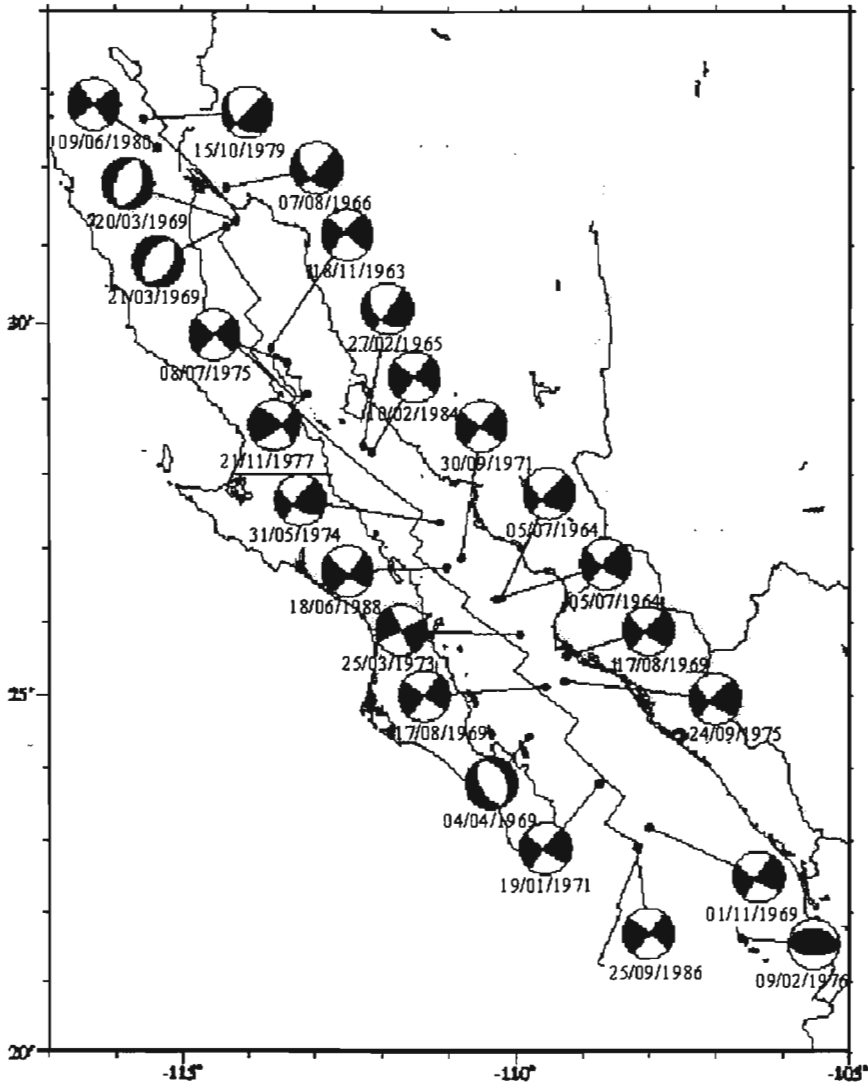


Fig. III.8 Epicentros y mecanismos focales de los sismos ocurridos en el Golfo de  $M_s > 5.4$  desde 1963 a 1976 estudiados por Goff *et al.*, (1987) y mecanismos calculados por el TMS de Harvard de 1977 hasta 1988.

Tajima y Tralli (1992) calcularon la acumulación de  $M_0$  para todo el Golfo de California en el periodo de 1969 a 1989. A partir de este resultado dividieron el Golfo en tres regiones. La región norte abarca el sur de California y la cuenca Wagner, la región centro desde la cuenca Delfín hasta la cuenca Carmen y finalmente la región sur abarca desde la cuenca Farallón hasta la Zona de Fractura Tamayo.

En el sur del Golfo, la acumulación de  $M_0$  calculada es de  $2.70 \times 10^{26}$  dyn-cm. Para el centro, fue de  $6.86 \times 10^{26}$  dyn-cm la cual se incrementó más que la región sur debido al sismo en la cuenca Guaymas en 1988 con magnitud de  $M_s=6.9$ . Y en la parte norte del Golfo se presentaron dos sismos, asociados el primer sismo al Valle Imperial California en 1979, de  $M_s=6.9$  y el sismo de Superstition Hills California en 1987, con  $M_s=6.6$  por lo que el  $M_0$  total acumulado en la región norte es de  $8.22 \times 10^{26}$  dyn-cm. El estudio de datos sísmicos indica que el acoplamiento del límite de las placas es más fuerte en el norte que en el sur [Tajima y Tralli, 1992].

Con los siete sismos que se han presentado desde 1990 a 2003 se ha incrementado aproximadamente la acumulación de  $M_0$  en la parte sur a  $3.66 \times 10^{26}$  dyn-cm y para el centro  $7.56 \times 10^{26}$  dyn-cm.

En la *Figura 11.9* podemos observar tanto los sismos anteriores a 1990 como los sismos de 1990 a 2003 analizados en este trabajo. Observando que la cuenca Carmen es la de mayor actividad sísmica seguida de la cuenca Alarcón.

Poco se ha publicado acerca de los sismos de  $M_s > 5.9$  localizados dentro del Golfo en los últimos 15 años. El estudio más reciente fue realizado por López-Pineda y Rebollar (2004), quienes analizaron el sismo de Loreto del 12 de Marzo de 2003 que ocurrió en la falla transformante que une a la cuenca Guaymas y Carmen, con el análisis espectral de la onda S calcularon el momento sísmico de  $2.68 \times 10^{25}$  dyn-cm, a una fuente de radio de  $6.8 \pm 0.7$  km con una caída de esfuerzos de  $38 \pm 12$  bars. Para obtener resultados más confiables relocalizaron el sismo con registros de sismógrafos de banda ancha colocados a lo largo de la península Baja California, Sonora y Sinaloa.



TABLA III

## Historia sísmica del Golfo de California en el periodo de 1901-1988

Fecha	Lat. [°]	Lon. [°]	mb	Ms	Mo (dyn-cm)	Mw	Mecanismo $\phi / \delta / \lambda$	Prof. (km)
07/01/1901 <sup>3</sup>	26.00	110.00			44.0e+25	7.0		
18/11/1963 <sup>1</sup>	29.68	-113.64	5.7	6.6	4.6e+25	6.4	131/111/16 7	7 ± 2
05/07/1964 <sup>1</sup>	26.34	-110.21	5.7	6.3	4.0e+25	6.3	128/58/175	0-19
06/07/1964 <sup>1</sup>	26.32	-110.28	5.6	6.6	7.8e+25	6.5	129/76/175	0-13
27/02/1965 <sup>1</sup>	28.38	-112.27	5.4	6.0	1.1e+25	5.9	133/48/190	0-18
07/08/1966 <sup>1</sup>	31.74	-114.31	5.7	6.3	2.5e+25	6.2	140/51/193	12 ± 3
20/03/1969 <sup>1</sup>	31.32	-114.18	5.3	5.7	0.48e+25	5.7	23/43/273	6 ± 3
21/03/1969 <sup>1</sup>	31.25	-114.31	5.6	5.4	0.33e+25	5.6	35/43/274	3 ± 2
04/04/1969 <sup>1</sup>	24.44	-109.80	5.5		0.79e+25	5.9	153/51/264	2-12
17/08/1969 <sup>1</sup>	25.25	-109.24	5.6		6.5e+25	6.5	129/76/175	0-17
17/08/1969 <sup>1</sup>	25.12	-109.55	5.8	6.6			126/92/186	0-16
01/11/1969 <sup>1</sup>	23.19	-107.99	5.5	6.6	11.0e+25	6.6	122/77/175	0-13
19/01/1971 <sup>1</sup>	23.80	-108.73	5.5	5.9	1.2e+25	6.0	127/84/176	0-10
30/09/1971 <sup>1</sup>	26.88	-110.80	5.7	6.6	6.7e+25	6.5	128/85/179	0-11
25/03/1973 <sup>1</sup>	25.84	-109.93	5.4	5.5	0.46e+25	5.7	153/94/190	0-13
31/05/1974 <sup>1</sup>	27.36	-111.13	5.4	6.3	3.8e+25	6.3	123/65/169	0-10
08/07/1975 <sup>1</sup>	29.49	-113.40	5.6	6.5	5.9e+25	6.5	132/93/170	1-7
24/09/1975 <sup>1</sup>	25.20	-109.26	5.5	5.7	1.6e+25	6.1	129/72/173	0-14
09/02/1976 <sup>1</sup>	21.63	-106.59	5.6	5.4	0.71e+25	5.9	92/52/086	11 ± 2
21/11/1977 <sup>2</sup>	29.07	-113.10	5.2	5.6	1.23e+25	6.0	315/72/164	15.0
15/10/1979 <sup>2</sup>	32.62	-115.57	5.7	6.9	7.23e+25	6.5	136/39/-180	12.0
09/06/1980 <sup>2</sup>	32.26	-115.36	5.6	6.4	3.9e+25	6.4	142/90/180	10.0
10/02/1984 <sup>1</sup>	28.29	-112.14	5.5	6.2	1.2e+25	6.0	127/96/182	0-12
25/09/1986 <sup>2</sup>	22.90	-108.17	5.3	5.7	1.19e+25	6.0	308/86/176	15.0
18/06/1988 <sup>2</sup>	26.75	-111.02	5.8	6.9	1.07e+26	6.6	130/81/-168	15.0

<sup>1</sup> Datos recopilados por Goff *et al.*, (1987)<sup>2</sup> Datos del Catalogo de Harvard<sup>3</sup> Pacheco y Sykes (1992)





---

## CAPÍTULO IV

### Metodología

El método de inversión generalizado de Kikuchi y Fukao (1985) para un plano de falla de dimensiones finitas está basado en el método de deconvolución iterativa de Kikuchi y Kanamori (1982). La generalización del método de inversión que desarrollaron Kikuchi y Fukao (1985), fué creada para extraer la información de los procesos de ruptura que ocurren en el plano de falla, ya que cuando acontece un sismo a veces ocurren sismos posteriores a él, la naturaleza de tales eventos sísmicos está relacionada con la heterogeneidad y las propiedades mecánicas del plano de falla que son a menudo caracterizados por barreras y asperezas [Das y Aki, 1977].

El programa de inversión INV5, utilizado en este trabajo modela la forma de onda P, basándose en el algoritmo de Kikuchi y Fukao (1985), obteniendo la distribución espacial de la energía en el plano de falla y la función de tiempo de la fuente.

En este capítulo presentamos los resultados de la inversión de las ondas P de los sismos de  $M_w > 6.0$  del Golfo de California localizados por la USGS utilizando para ello las señales registradas a distancias telesísmicas ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ), por las estaciones de banda ancha de la red mundial de IRIS, empleando los mecanismos focales determinados por el TMS de Harvard.

Asimismo se analizó el espectro de desplazamiento de las ondas P de cada sismo para determinar los parámetros focales: frecuencia de esquina ( $f_c$ ), momento sísmico ( $M_0$ ), las dimensiones del área de falla, la caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ) y el tiempo de ruptura de la fuente ( $T_r$ ).

## 4.1 Análisis espectral

Existen varios métodos para determinar el momento sísmico; utilizando ondas superficiales de periodo largo [Dziewonski, 1981; Monfret y Romanowicz, 1986], y ondas de cuerpo de periodo corto y largo [Kikuchi y Kanamori, 1982; Ruff y Kanamori, 1983; Houston y Kanamori, 1986].

Para este estudio utilizaremos el método del análisis espectral de ondas P utilizando el programa SPM3 que emplea el espectro corregido de la fuente sísmica.

Se calcula el espectro a las señales de banda ancha, aplicando la transformada rápida de Fourier a una determinada ventana de tiempo conteniendo la llegada de la onda P.

Si aplicamos la transformada a la ecuación matemática del sismograma (ecc. 1.2) donde el desplazamiento de una onda de cuerpo está representado como

$$u(t) = \frac{1}{4\pi\rho_h\alpha_h^3} \left[ \frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_o) S_{RAD}(t) * \dot{M}(t) \quad 4.1$$

Se obtiene la razón de la densidad espectral  $\dot{M}(\omega)$

$$\dot{M}(\omega) = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i_i)} \left[ \frac{Q(\omega)W(\omega)}{I(\omega)S_{RAD}(\omega)} \right] \quad 4.2$$

De la misma forma aplicamos la transformada a  $S_{RAD}(t)$ , que es la combinación del efecto del patrón de radiación y las reflexiones en la superficie de una fuente cercana.

$$S_{RAD}(t) = R^P(\theta, \phi)\delta(t) + R^{pP}(\theta, \phi)\delta(t - \Delta t_{pP}) + R^{sP}(\theta, \phi)\delta(t - \Delta t_{sP}) \quad 4.3$$

Donde  $\Delta t_{pP}$  y  $\Delta t_{sP}$  son los tiempos de retraso entre la fase directa P y las fases de reflexión pP y sP, respectivamente,  $R^i(\theta, \phi)$  es el patrón de radiación de la fase i,  $\delta(t)$  es la función delta de Dirac.

Con la transformada de Fourier de la (ecc. 4.3), obtenemos la radiación efectiva  $S(\omega)$ .

$$S_{RAD}(\omega) = R^P(\theta, \phi) + R^{pP}(\theta, \phi)e^{i\omega\Delta t_{pP}} + R^{sP}(\theta, \phi)e^{i\omega\Delta t_{sP}} \quad 4.4$$

A muy bajas frecuencias, esta ecuación se expresaría como

$$S_{RAD}(0) = R^P(\theta, \phi) + R^{pP}(\theta, \phi) + R^{sP}(\theta, \phi) \quad 4.5$$

De esta forma sustituimos esta ecuación en la  $\dot{M}(\omega)$  donde obtenemos el momento sísmico estático  $M_0 = \dot{M}(0)$  como

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i_o)} \left[ \frac{W(0)}{I(0)S_{RAD}(0)} \right] \quad 4.6$$

Desafortunadamente para terremotos superficiales es necesario tener un buen conocimiento del patrón de radiación del plano de falla ya que la amplitud dependerá de los valores relativos del patrón de radiación de P, pP y sP. La diferencia en los términos en (4.5) pueden llegar a cancelarse, disminuyendo así la amplitud. Por esta razón, la estimación del momento sísmico llega a ser inestable. Houston y Kanamori (1986), propusieron una función promedio de patrón de radiación que no depende de la frecuencia cambiando  $S(\omega)$  por una raíz cuadrada del promedio escalar del patrón de radiación descrita como

$$S^{RMS} = \sqrt{(R^P)^2 + (R^{pP})^2 + (R^{sP})^2} \quad 4.7$$

## 4.2 Modelado de Señales

El modelado de sismogramas consiste en obtener un sismograma sintético a partir de varios parámetros de la fuente conocidos, con la finalidad de comparar el sismograma sintético con el observado.

Considerando que el movimiento de tierra registrado en un sismograma es la combinación de varios factores, que principalmente son: el efecto de la fuente, la propagación de las ondas a través de la tierra y el instrumento, el sismograma refleja la combinación de estos factores que pueden ser escritos como la convolución de varias funciones de tiempo.

$$w(t) = u(t) * q(t) * e(t) * i(t) \quad 4.8$$

Donde  $u(t)$  es el desplazamiento de una onda de cuerpo,  $i(t)$  es la respuesta del instrumento,  $q(t)$  representa la atenuación y el operador  $e(t)$  es el efecto de la estructura de la tierra.

El efecto de la tierra  $e(t)$  es dividida en dos factores: a) El efecto de reflexión y conversión de las ondas sísmicas al pasar por las interfases a lo largo de la trayectoria; y b) el efecto de la expansión geométrica del rayo debido a la velocidad de la estructura.

A distancias  $30^\circ < \Delta < 90^\circ$  de la fuente, el efecto de las triplicación en el manto superior y en el núcleo pueden ser ignorados. Así, el operador de la estructura puede ser omitido y solamente la fuente, la atenuación y el instrumento son necesarios para describir el primer impulso en el sismograma como

$$w(t) = u(t) * q(t) * i(t) \quad 4.9$$

Esta ecuación fue propuesta por Kanamori y Stewart (1976), la cual describe la señal de ondas de cuerpo para estaciones de campo lejano.

El desplazamiento vertical  $u(t)$  de las ondas P en el campo lejano se puede representar como

$$u(t) = \frac{1}{4\pi\rho_h\alpha_h^3} \left[ \frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_o) S_{RAD}(t) * \dot{M}(t) \quad 4.10$$

donde \* es el operador convolución;  $a$  es el radio de la tierra;  $g(\Delta, h)$  es el factor de expansión geométrica;  $C(i_o)$  la respuesta de la superficie libre a la estación del receptor;  $\alpha_h, \rho_h$  velocidad de la onda P y la densidad;  $S_{RAD}(t)$  es la combinación del efecto de patrón de radiación y la superficie de reflexión de una fuente cercana que involucra los tiempos de retraso de las fases pP y sP respecto a la onda directa P y finalmente,  $\dot{M}(t)$  es la razón del momento sísmico, siendo este último factor el que da toda la información sobre el proceso de ruptura de la fuente.

Modelar las ondas P, permite el estudio de la función fuente, aún cuando se pierden ciertos detalles de la función por la atenuación (debido a que la amplitud decae por  $1/e$  a un tiempo  $2Q/w$ ) y el instrumento (específicamente, los instrumentos de período largo), los cuales eliminan los componentes de altas frecuencias suavizando el sismograma, pero aún así se puede encontrar el tiempo total y la forma de la función fuente.

#### 4.2.1 Método de inversión de ondas P

El método de inversión iterativo generalizado de Kikuchi y Fukao (1985) para un plano de falla de dimensiones finitas, permite extraer una secuencia de fuentes puntuales que estarán caracterizados por el momento sísmico, una serie de tiempo y la localización.

Primeramente se supone que todos los puntos de la fuente tienen el mismo mecanismo y la misma historia de tiempo, se propone el área de la ruptura, donde cada punto está representado por su posición  $(x,y)$  en el plano de falla asociado con su momento sísmico  $(m)$  y un tiempo  $(s)$ . Se toma el eje  $x$  como el rumbo de la falla y el eje  $y$  como la dirección de buzamiento, de esta forma  $(m,s,x,y)$  describe un punto de la fuente. Para una serie de fuentes queda expresado como  $(m_i, s_i, x_i, y_i)$   $i=1, 2, \dots$

Preparamos las funciones de Green u ondículas sintéticas generadas de una fuente puntual para todas las posibles posiciones de la fuente en el plano de falla, generamos para tal propósito una malla que cubra toda el área de la falla  $(n_x, n_y, \Delta x^2)$  donde  $n_x, n_y$  representan los puntos en los ejes  $x$  y  $y$ ,  $\Delta x$  es el espaciamiento entre los puntos. Cada conjunto de ondículas representadas en el plano estará asociado con una estación.

Así cada ondícula sintética asociada a una fuente puntual estará representada por  $m w_j(t-s; x, y)$  y el observado, como  $x_j(t)$ .

La función de Green de duración finita esta definida por:

$$w(t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} \left[ \frac{g(\Delta, h)}{a} \right] C(i_o) S_{RAD}(t) * Q(t) * I(t) * u(t) \quad 4.11$$

El primer paso de la iteración de una fuente puntual  $(m_1, t_1, x_1, y_1)$ , es determinar que la aproximación de error sea mínima,

$$\Delta = \sum_{j=1}^M \int (x_j(t) - m_1 w_j(t - s_1; x_1, y_1))^2 dt \quad 4.12$$

donde  $M$  es el número de señales.

Para encontrar  $(m_1, s_1, x_1, y_1)$ , correlacionamos, la ondícula  $w_j(t, x, y)$  con la observada  $x_j(t)$ , de una estación y extraemos el tiempo  $s_1$  y la posición  $x_1, y_1$  donde  $m_1$  es máxima en la correlación.

$$\left[ \sum_{j=1}^M r_{w_{xy}}(s_1; x_1, y_1) \right]^2 / \sum_{j=1}^M r_{w_j}(x_1, y_1) = \text{máxima} \quad 4.13$$

$$\sum_{j=1}^M r_{w_{xy}}(s_1; x_1, y_1) / \sum_{j=1}^M r_{w_j}(x_1, y_1) = m_1 \quad 4.14$$

Donde

$$r_{w_j}(x, y) = \int [w_j(t; x, y)]^2 dt \quad 4.15$$

$$r_{w_{xy}}(t; x, y) = \int [w_j(t; x, y)x_j(t+s)] dt$$

Con  $(m_1, t_1, x_1, y_1)$  obtenemos un residual  $r_1(t)$  dado por

$$r_1(t) = x_j(t) - m_1 w_j(t - s_1; x_1, y_1) \quad 4.16$$

Una segunda correlación de la ondícula pero ahora no con el observado  $x_j(t)$  sino con el residual  $r_1(t)$  en la ecuación 4.15 para determinar  $(m_2, s_2, x_2, y_2)$ ; haciendo el mismo procedimiento como obtuvimos  $(m_1, s_1, x_1, y_1)$ . El proceso se repite  $N$  iteraciones, obteniendo  $N$  fuentes puntuales  $(m_i, s_i, x_i, y_i)$   $i=1, 2, \dots, N$ . El resultado es un sismograma sintético dado por

$$y_j(t) = \sum_{i=1}^N m_i w_j(t - s_i; x_i, y_i) \quad 4.17$$

La razón de momento sísmico o función de tiempo de la fuente  $\dot{M}(t)$  puede escribirse como la convolución de la serie de fuentes puntuales definidas por un  $(m_i, t_i)$  y la función fuente elemental elegida, por lo que  $\dot{M}(t)$  puede ser expresada como

$$\dot{M}(t) = \sum_i m_i \sigma(t - s_i) \quad 4.18$$

Donde  $\sigma(t)$  es la función fuente elemental. Esta función fuente elemental representa la dislocación de duración finita de forma trapezoidal caracterizada por el par  $(\tau, \tau_c)$  segundos, donde  $\tau$  es el *rise time* y  $\tau_c$  es el tiempo de ruptura.

El método de deconvolución iterativo presenta grandes ventajas: rapidez y precisión para observar detalles de la función fuente que difícilmente serían observables en un método de "ensayo y error". Por lo que es más apropiado para modelar las señales.

### 4.3 Análisis de Resultados

Para el cálculo del espectro y la inversión de las ondas P, se seleccionaron las mejores señales de banda ancha registradas a distancias telesísmicas ( $30^\circ < \Delta < 90^\circ$ ), por las estaciones de la red mundial de IRIS, esta selección se centró en buscar principalmente una relación señal/ruido aceptable y una buena cobertura azimutal.

En el análisis del espectro de desplazamiento de los sismos del Golfo de California, no se aplicó ningún filtro a las señales ya que de hacerlo se perdería un importante contenido de frecuencias necesarias para determinar los parámetros de la fuente.

Los espectros de desplazamiento se caracterizan por una parte plana donde la amplitud se mantiene constante a bajas frecuencias y a partir de la frecuencia de esquina  $f_c$  se produce una súbita caída de amplitud.

El valor del  $M_0$  se obtiene del espectro de desplazamiento gráficamente trazando una línea paralela al eje de las frecuencias que envuelva la parte donde la amplitud es relativamente constante, se traza otra línea donde se produce la caída de amplitud con pendiente  $\omega^{-2}$ , la intersección de estas dos rectas es la frecuencia de esquina  $f_c$  que es inversamente proporcional a las dimensiones de la falla.

Para calcular los parámetros de la fuente se utilizó el modelo de Haskell (1964) de una falla rectangular, donde el desplazamiento se propaga a lo largo de la dirección  $L$  con una velocidad constante  $v_r$ .

El área de la falla quedará definida por la frecuencia de esquina  $f_c$  mediante la relación

$$(LW)^{1/2} = \frac{1.7\alpha}{2\pi f_c} \quad 4.19$$

Cuando el espectro está dividido en tres regiones por dos frecuencias de corte  $f_1$  y  $f_2$ , como son los casos de los sismos del 30/06/1995 y 12/03/2003, la longitud de la falla ( $L$ ) y el ancho ( $W$ ) se determinan a partir de estas dos frecuencias [Savage, 1972].

$$L = \frac{\alpha}{4\pi f_1} \quad W = \frac{2.4\alpha}{2\pi f_2} \quad 4.20$$

Donde  $\alpha$  es la velocidad de las ondas P con valor de 5.7 km/s [López-Pineda y Rebollar, 2004] La interpretación física de las dos frecuencias en el espectro son  $f_1=2/T_r$  y  $f_2=2/T_d$ , donde  $T_r$  es el tiempo de ruptura y  $T_d$  es el *rise time*. Con las dimensiones de la falla y el momento sísmico se calcula la caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ )

que para una falla rectangular se obtiene con la expresión [Stein y Wysession, 2003].

$$\Delta\sigma = \frac{2M_0}{\pi W^2 L} \quad 4.21$$

El tiempo de ruptura de la fuente se representa por

$$T_r = \frac{L}{v_r} \quad 4.22$$

La velocidad de ruptura ( $v_r$ ) es aproximadamente  $0.7\beta$ , donde  $\beta$  es la velocidad de la onda S con valor de 3.3 km/s.

Aún con la selección de las señales de banda ancha, presentaban demasiado ruido para modelar la forma de onda por lo que en la inversión, fué necesario aplicar filtros pasa banda Butterworth. Los filtros aplicados se encuentran dentro del rango de [0.01 a 0.4] Hz.

A las señales de componente vertical se analizaron 10 segundos antes de la llegada de la onda P y 50 segundos después. Se utilizaron las dimensiones de las fallas obtenidas a partir del análisis espectral para delimitar los planos de falla.

Para crear los sismogramas sintéticos se calculan los siguientes parámetros: patrón de radiación, factor geométrico y la respuesta instrumental. Se especificó la profundidad de cada sismo, la velocidad de la onda P, la densidad 3.4 gr/cm<sup>3</sup>, el mecanismo focal y el valor del Momento sísmico de Harvard (éste último solo para acotar superiormente el proceso de deconvolución iterativa).

La solución de Harvard da dos planos ortogonales como solución del mecanismo focal, anteriormente se dijo que la probabilidad de éstos era igual, por lo que existe cierta ambigüedad sobre cual es el plano de falla y cual el plano auxiliar pero conociendo la tectónica del área de estudio se determina cual es más probable que sea. Como se describió en el capítulo III el sistema de fallas del Golfo de California tiene una dirección NO-SE, por lo que elegimos el mecanismo focal que corresponda a dicha dirección.

Para la historia de tiempo de las fuentes individuales usamos una función tiempo de forma trapezoidal definidas por dos constantes de tiempo ( $\tau, \tau_c$ ), donde  $\tau$  es el *rise time* y  $\tau_c$  es el tiempo de ruptura, utilizamos para los sismos la combinación (1,2), que da el error mínimo en la inversión. El número de iteraciones utilizadas no excedió las 10 iteraciones. Como resultado de la inversión de la forma de onda obtenemos: la función de tiempo de la fuente y la liberación de la energía de una o más fuentes en el plano de falla.



#### 4.3.1 Caracterización del sismo del 16 de Marzo de 1990 asociado a la cuenca Pescadero y el sismo del 22 de Junio de 1991 asociado a la cuenca Alarcón

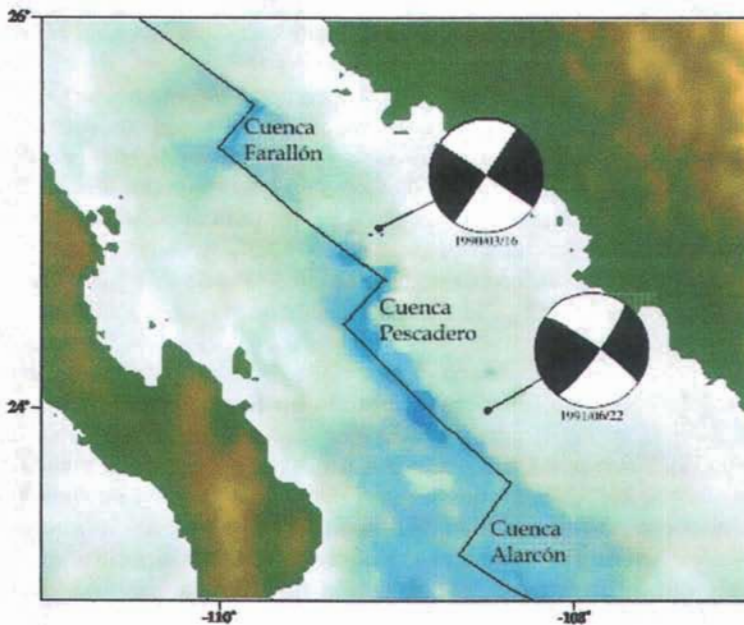


Fig. IV.1 Epicentros (USGS) y mecanismos focales (Harvard) de los sismos del 16 de marzo de 1990 y 22 de junio de 1991.

El sismo del 16 de marzo de 1990 [ $M_w^* = 6.0 \pm 0.2$ ] se localizó cerca de la falla transformante que une a la cuenca Farallón con la cuenca Pescadero, los datos preliminares del USGS ubican el sismo con una profundidad de 20 km. El TMS de Harvard reportó un mecanismo focal de falla de desplazamiento lateral de rumbo  $N56^\circ O$ , echado de  $90^\circ$  y desplazamiento de  $-180^\circ$ , el  $M_o$  calculado fué de  $1.8 \times 10^{25}$  dyn-cm. El sismo del 22 de junio de 1991 [ $M_w^* = 6.1 \pm 0.2$ ] ocurre cerca de la falla transformante que une a la cuenca Pescadero con la cuenca Alarcón, a una profundidad de 10 km y un mecanismo focal de falla de desplazamiento lateral de

rumbo N55°O, echado de 82° y desplazamiento de 170°, el  $M_0$  calculado por Harvard muestra un valor de  $1.99 \times 10^{25}$  dyn-cm (Figura IV.1).

Para el análisis espectral y el modelado de la forma de onda se utilizaron las estaciones COL, HRV y NNA, para el sismo de 16/03/1990 y para el sismo del 22/06/1991; ERM, COL, KONO, GRA1, BNI, WFM, HRV y CAY.

Se calculó el espectro de desplazamiento de ondas P para los dos sismos para obtener los parámetros de la fuente: momento sísmico ( $M_0$ ), frecuencia de esquina ( $f_c$ ), área de ruptura, tiempo de ruptura ( $T_r$ ) y caída de esfuerzos ( $\Delta\sigma$ ).

El  $M_0$  se obtiene de la parte plana de la amplitud en las bajas frecuencias y la frecuencia esquina  $f_c$ , se adquiere al iniciar la caída de amplitud con una pendiente  $w^{-2}$ .

Para el sismo del 16/03/1990 el  $M_0$  es de  $(1.2 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm y la  $f_c = 0.18 \pm 0.05$  Hz, con la frecuencia de esquina calculamos que el área de ruptura es de  $73.66 \pm 6.51$  km<sup>2</sup>, con un tiempo de ruptura de  $5.91 \pm 1.63$  s y la caída de esfuerzos del sismo asociado a la cuenca Pescadero es de  $7.59 \pm 5.93$  bars (Figura IV.2a).

Los parámetros de la fuente calculados del espectro para el sismo del 22/06/1991 son:  $M_0 = (1.6 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm y  $f_c = 0.2 \pm 0.05$  Hz, obteniendo un tiempo de ruptura de  $5.31 \pm 1.32$  s, con una área de ruptura de  $59.66 \pm 4.74$  km<sup>2</sup>. La caída de esfuerzos del sismo asociado a la cuenca Alarcón es de  $13.89 \pm 8.90$  bars (Figura IV.2b).

Filtramos las señales para la inversión usando un filtro pasabanda Butterworth entre [0.02-0.25] y [0.016-0.2], para los dos sismos respectivamente.

La inversión de la forma de onda da como resultado un ajuste aceptable entre el observado y el sintético para los dos sismos (Figura IV.3 y IV.4). La inversión de las ondas P del sismo 16/03/1990 da como resultado una función de tiempo de la fuente compleja con duración total de 40 s (Figura IV.3). Está función compleja es el resultado de varias fuentes, con las cuales se definieron tres rupturas en el plano de falla que se propagaron en dirección SE (Figura IV.5), con profundidades que van entre de 14 y 16 km. Sin embargo las fuentes posteriores a los 10 s, pueden ser fuentes ficticias ya que el ruido es mayor que la señal, por lo que la inversión modela el ruido posterior al pulso del primer arribo, así que solamente se tomaron las fuentes menores a los 10 s para interpretar, resultando finalmente que el rompimiento inicia a una profundidad de  $14 \pm 2$  km y se propagó echado abajo en dirección SE.

El resultado de la inversión para el sismo de 22/06/1991 es una fuente simple, la cual no se da al inicio ya que primero hay un leve rompimiento más superficial, segundos después se da la fuente de mayor liberación de energía a los  $5 \pm 3$  km de profundidad con una ligera orientación al SE (Figura IV.6). La duración de la función de tiempo de la fuente para este sismo es de 11 s. Los dos eventos sísmicos resultan ser más superficiales de cómo los había calculado la USGS.

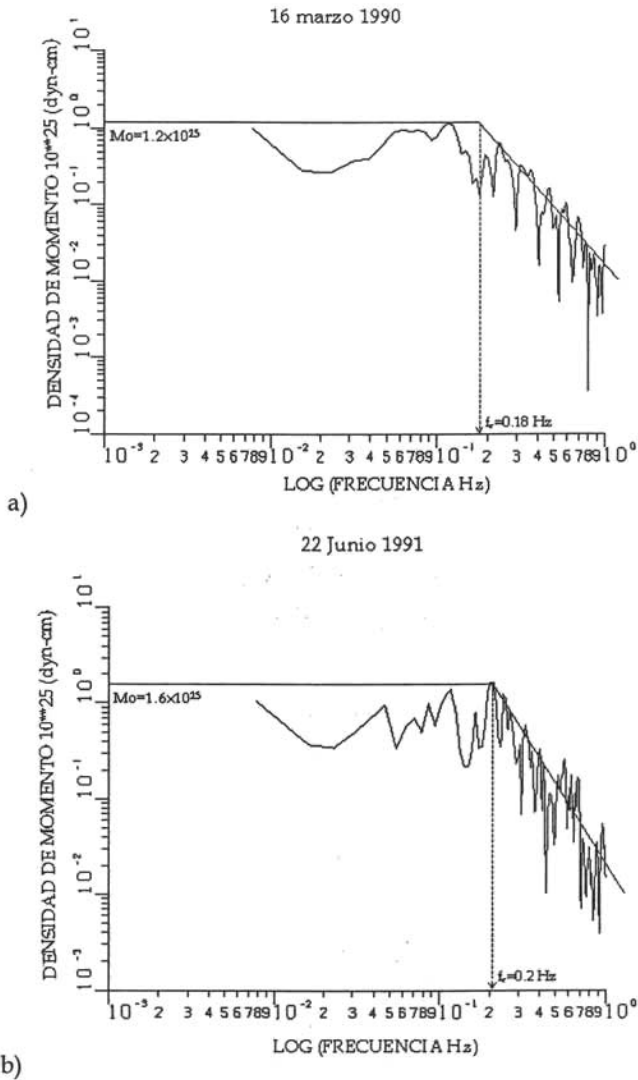


Fig. IV.2 Espectros de desplazamiento de ondas P de los sismos asociados a la cuenca Pescadero (a) y a la cuenca Alarcón (b). Los espectros se encuentran divididos en dos secciones: una parte plana en las bajas frecuencias, seguido de una caída de amplitud con pendiente  $w^{-2}$  para las altas frecuencias. La proyección de la parte plana a  $w=0$ , se obtiene el  $M_0$ , la intersección de las dos secciones en el espectro dan como resultado la frecuencia de esquina  $f_c$ .

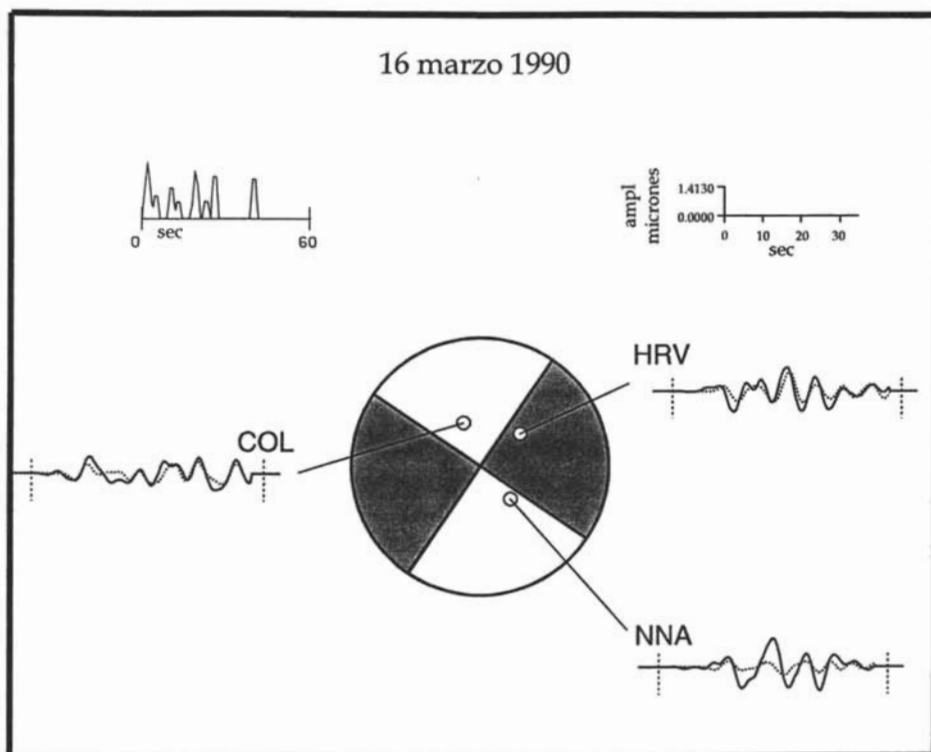


Fig. IV.3 Modelado de la forma de onda P del sismo de la falla transformante de la cuenca Pescadero. Se muestra el sismograma sintético (línea punteada) y el observado (línea continua); la función de tiempo de la fuente tiene una duración total de 40 s (superior izquierdo) y la escala de amplitud se muestra en la parte superior derecha.

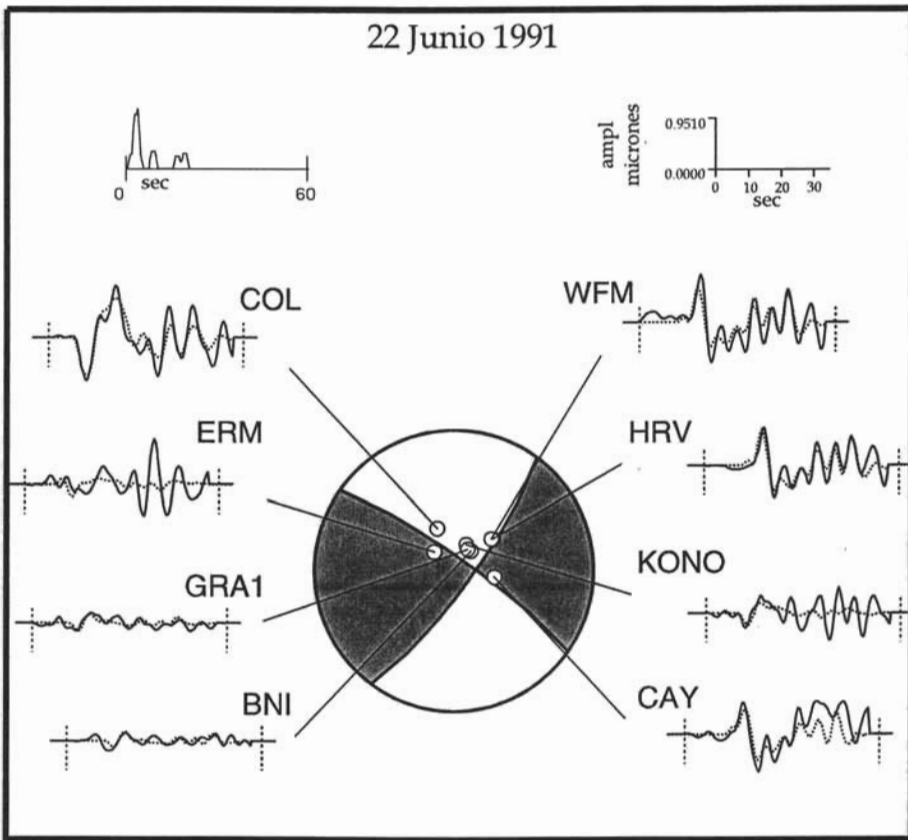


Fig. IV.4 Modelado de la forma de onda P del sismo de la falla transformante de la cuenca Alarcón con una profundidad de  $5 \pm 3$  km. El ajuste entre el sismograma sintético (línea punteada) y el observado (línea continua) resulta ser satisfactorio. La función de tiempo de la fuente tiene una duración total de 11 s (superior izquierdo).

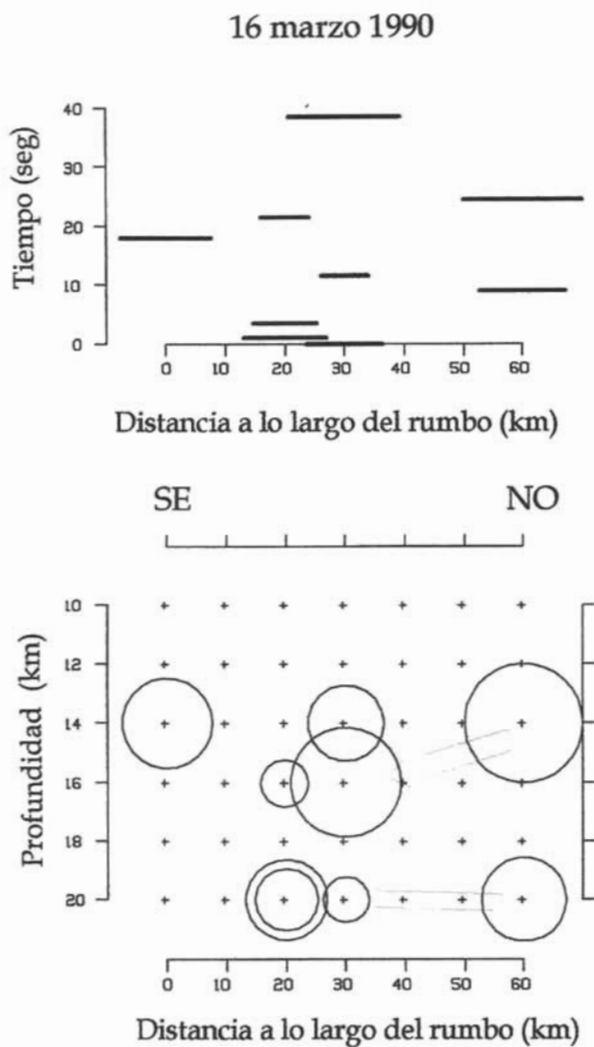


Fig. IV.5 Historia de tiempo de las fuentes (superior) y la distribución de las fuentes en el plano de falla (inferior) del proceso de ruptura de la falla transformante de la cuenca Pescadero. Los rompimientos principales tiene una profundidad entre los 14 y 16 km con una propagación de ruptura al SE. La ruptura inicial tiene una propagación echado abajo en dirección SE (flecha roja)

22 Junio 1991

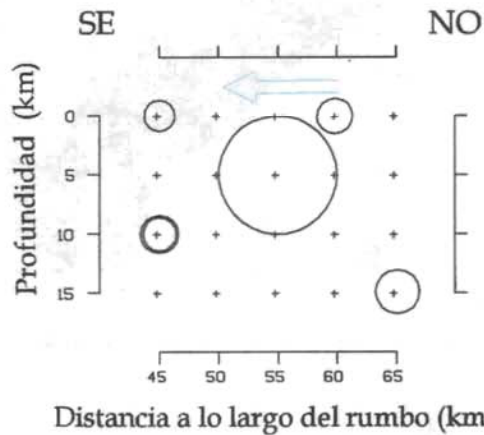


Fig. IV.6 Historia en tiempo y espacio del proceso de ruptura de la falla transformante de la cuenca Alarcón. El método de inversión propone una fuente simple que se encuentra a  $5 \pm 3$  km de profundidad cuyo rompimiento tiene ligera orientación al SE.

#### 4.3.2 Caracterización de la fuente del sismo de 30 de Junio de 1995 ubicado cerca de la Bahía de La Paz B. C. Sur.

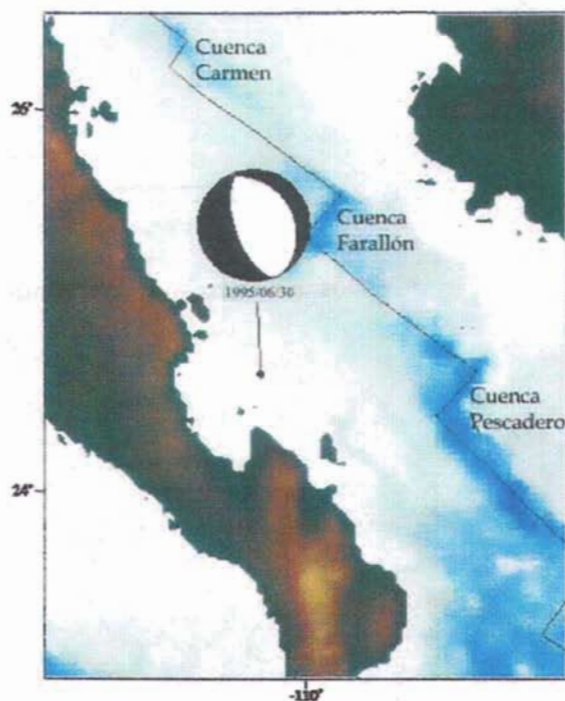


Fig. IV.7 Epicentro (USGS) y mecanismo focal (Harvard) del sismo localizado cerca de Bahía de la Paz, B. C. Sur.

El epicentro del sismo de  $M_w^* = 6.0 \pm 0.2$  fué localizado por el USGS a una latitud norte de  $24.92^\circ$  y una longitud oeste de  $110.25^\circ$ , ubicado muy cerca de la Bahía de la Paz, fué reportado a una profundidad de 10 km. El mecanismo focal calculado por Harvard muestra una falla de tipo normal con rumbo de  $N32^\circ O$ , echado de  $29^\circ$  y desplazamiento de  $-102^\circ$ . El  $M_0$  calculado por el TMS de Harvard es de  $2.4 \times 10^{25}$  dyn-cm (Figura IV.7).



Se utilizaron las estaciones FFC, DSB, MA2, ADK, PET, KIP, MSVF, RAR, KBS, HRV, MDT, PAB, TBT, SDV, BOCO, SCHO, PLCA, para el análisis espectral y el modelado de la onda P.

El espectro de este sismo muestra tres secciones (*Figura IV.8*), las cuales se pueden dividir en una parte de amplitud constante para bajas frecuencias, una caída de amplitud con pendiente  $w^{-1}$  para un intervalo de frecuencias que va de 0.06 a 0.2 Hz y una última caída de amplitud con pendiente de  $w^{-2}$  para las altas frecuencias.

De esta forma obtenemos dos frecuencias de corte  $f_1=0.06 \pm 0.005$  y  $f_2=0.2 \pm 0.05$  Hz. De la parte plana obtenemos el  $M_0=(1.1 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm. Se utilizaron las ecuaciones 4.20 para calcular las dimensiones de la falla., obteniendo así un área ruptura de  $82.28 \pm 27.38$  km<sup>2</sup> y una caída de esfuerzos de  $10.23 \pm 4.66$  bars.

De la interpretación física de las dos frecuencias se obtiene que el tiempo de ruptura es de  $5.30 \pm 0.14$  s y el *rise time* de  $1.59 \pm 0.12$  s.

Para el modelado de la forma de onda se aplicó un filtro pasabanda Butterworth de [0.02-0.2] a las señales.

El plano de falla (*Figura IV.10*) muestra una fuente simple ubicada a los  $17 \pm 2$  km más profundo que el que había calculado el USGS. Para este sismo el rompimiento es simple sin una dirección de propagación aparente.

Esta fuente simple modela bien a la onda P como lo constatamos al comparar el sintético y el observado (*Figura IV.9*). La función de tiempo de la fuente tiene una duración cercana a los 8 s.

30 Junio 1995

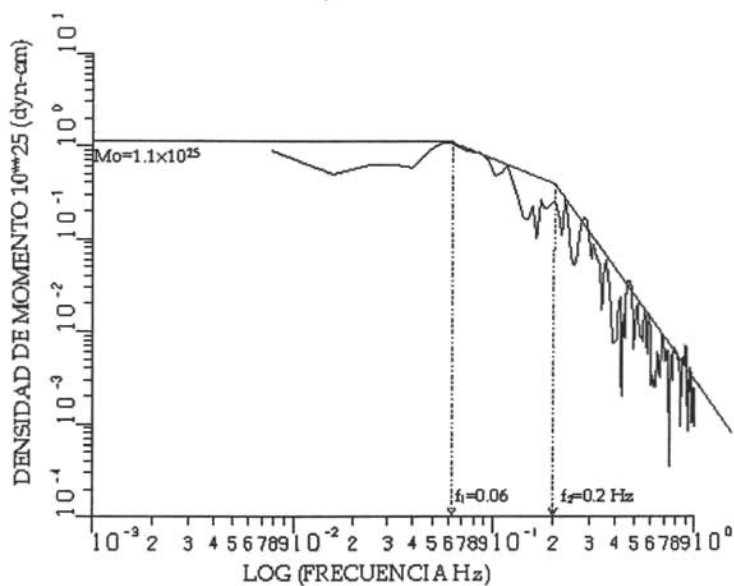


Fig. IV.8 Se observa en el espectro de desplazamiento tres secciones divididas por dos frecuencias  $f_1$  y  $f_2$ . la primera sección corresponde a la parte plana de amplitud constante a bajas frecuencias antes de  $f_1$ , en la segunda sección la amplitud decae con pendiente  $w^{-1}$  entre las frecuencias  $f_1$  y  $f_2$ , y la tercera sección inicia en  $f_2$  donde la amplitud decae con pendiente  $w^{-2}$  hacia las altas frecuencias.

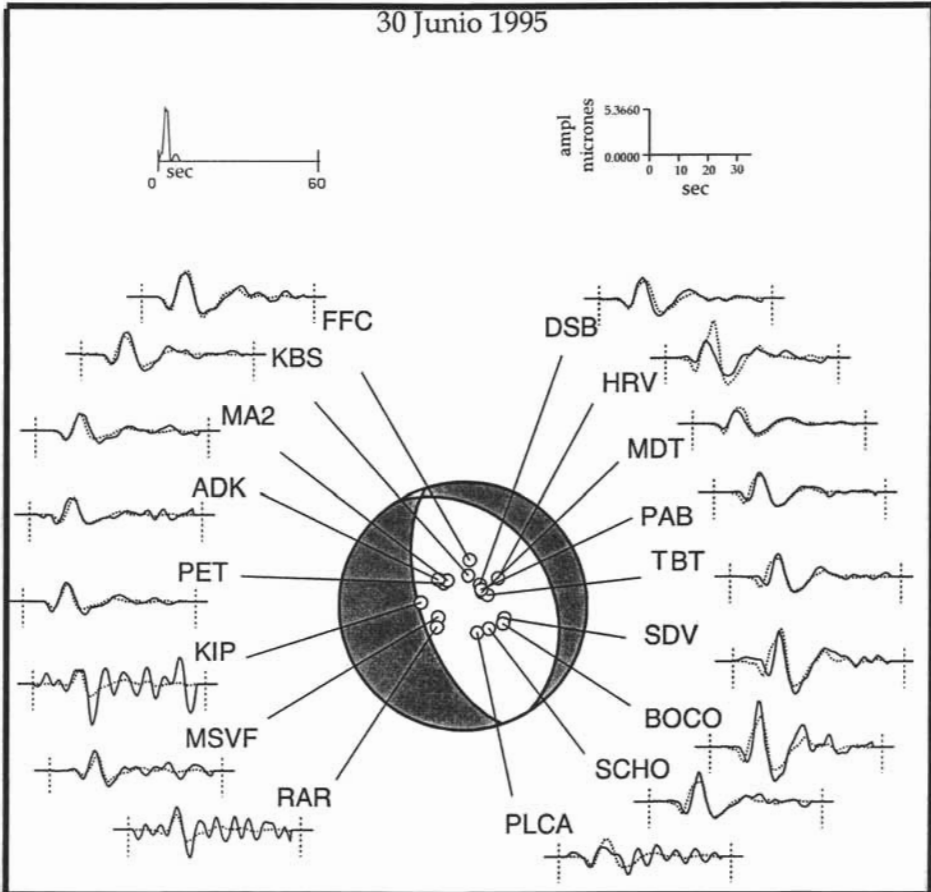


Fig. IV.9 Ajuste del sismograma sintético (línea punteada) y el observado (línea continua). La función de tiempo de la fuente tiene una duración aproximada de 8 s (superior izquierdo). Escala de amplitud (superior derecho).

30 Junio 1995

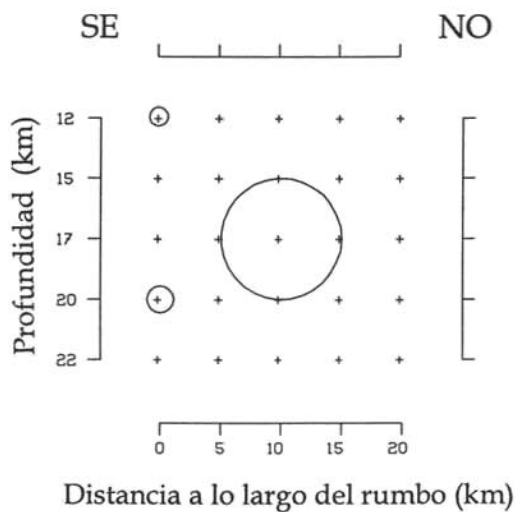
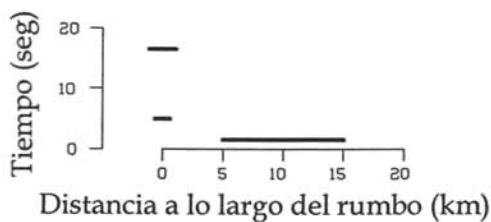


Fig. IV.10 La fuente simple de la inversión se localiza a  $17 \pm 2$  km de profundidad cuya ruptura es simple sin una dirección aparente de propagación.

### 4.3.3 Caracterización de la fuente del sismo del 28 de Octubre de 1995 asociado a la falla transformante que une a las cuencas Carmen y Farallón

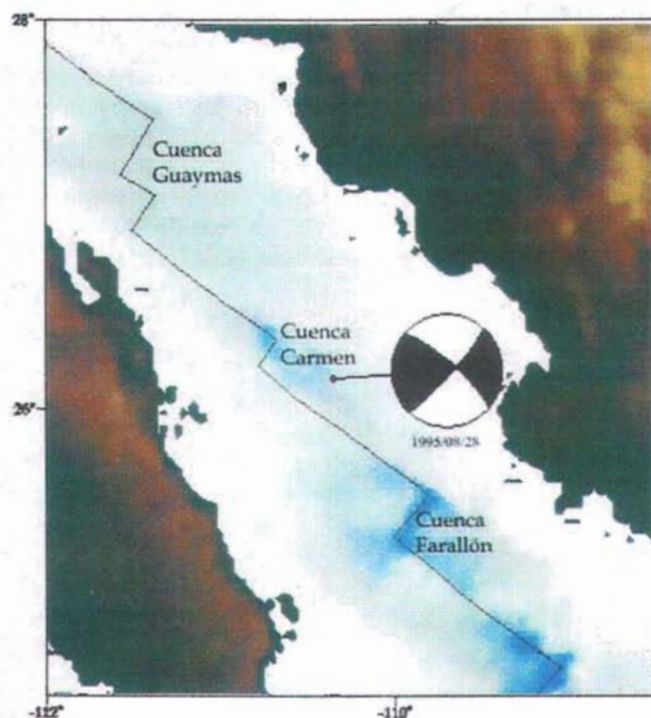


Fig. IV.11 Epicentro (USGS) y mecanismo focal (Harvard) del sismo asociado a la falla transformante que une a las cuencas Carmen y Farallón.

Este sismo de magnitud  $M_w^* = 6.4 \pm 0.2$  se encuentra cerca de la falla transformante ubicada al sureste de la cuenca Carmen. El USGS reportó una profundidad de 10 km.

El mecanismo focal muestra una falla de desplazamiento lateral con rumbo de  $N49^\circ O$ , echado de  $78^\circ$ , desplazamiento de  $173^\circ$  y  $M_0$  de  $6.1 \times 10^{25}$  dyn-cm (Figura IV.11).

Se emplearon las estaciones ALE, KEV, BILL, YAK, KIP, MSVF, RAR, LVZ, HRV, MM02, MBO, SJG, SDV y BOCO para la inversión y el análisis espectral.

El espectro de desplazamiento muestra dos secciones (*Figura IV.12*), de la intersección de la parte plana y la recta envolvente con pendiente  $w^{-2}$ , se obtuvo la frecuencia de esquina  $f_c=0.16\pm 0.05$  Hz. El momento sísmico de la parte plana resultó ser de  $(5\pm 0.5)\times 10^{25}$  dyn-cm.

El área de ruptura del sismo es de  $93.22\pm 9.27$  km<sup>2</sup>, con un tiempo de ruptura de  $6.65\pm 2.07$  s y una caída de esfuerzos de  $22.22\pm 11.37$  bars.

Aplicamos en el programa de inversión el filtro Butterworth entre [0.01-0.2] para limpiar la señal del ruido. El sismograma sintético de la inversión muestra un buen ajuste con el observado (*Figura IV.13*), modelado por dos fuente simples ubicadas a  $5\pm 3$  km de profundidad como se observa en el plano de falla (*Figura IV.14*) mostrando una ruptura simple que inicia con una fuente pequeña para después darse la mayor liberación en dirección SE. La función de tiempo de la fuente derivada de la inversión tiene una duración cercana a los 10 s.

28 Agosto 1995

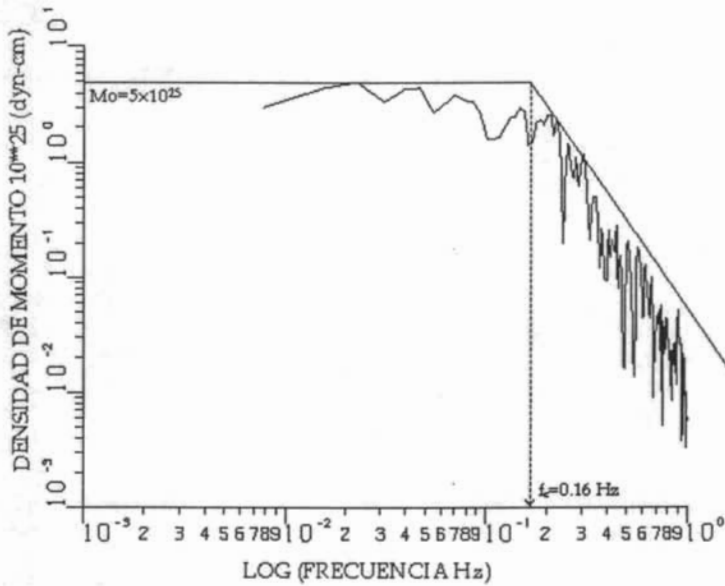


Fig. IV.12 El espectro de desplazamiento es dividido por dos secciones, se utilizan la frecuencia  $f_c$  se calcula el área de la falla.

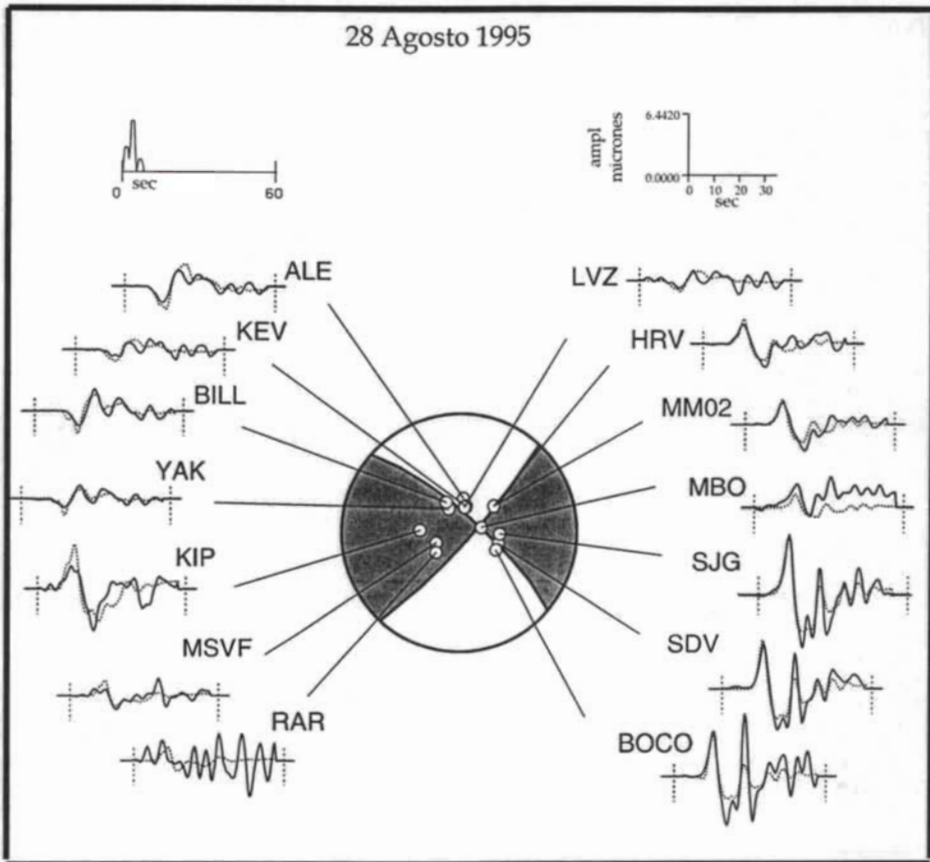


Fig. IV.13 Modelado de la forma de onda P. Comparación de los sismograma sintético (línea punteada) y observado (línea continua). La duración de la función de tiempo de la fuente (superior izquierdo) es de 10 s.



28 Agosto 1995

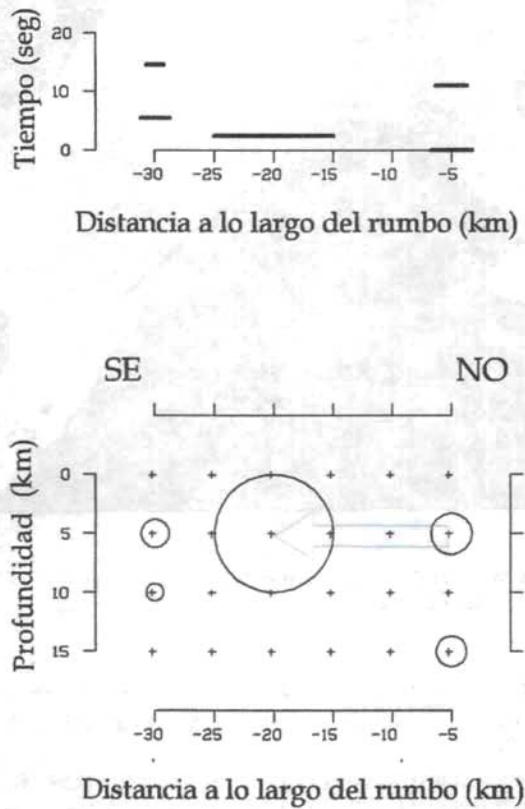


Fig. IV.14 De la inversión se obtuvieron fuentes simples a una profundidad de  $5 \pm 3$  km con una ligera propagación de la ruptura al SE.

#### 4.3.4 Caracterización del sismo del 13 de noviembre de 2001 asociado a la Zona de Fractura Tamayo (ZFT) y el sismo del 3 de Octubre de 2002 asociado a la cuenca Alarcón

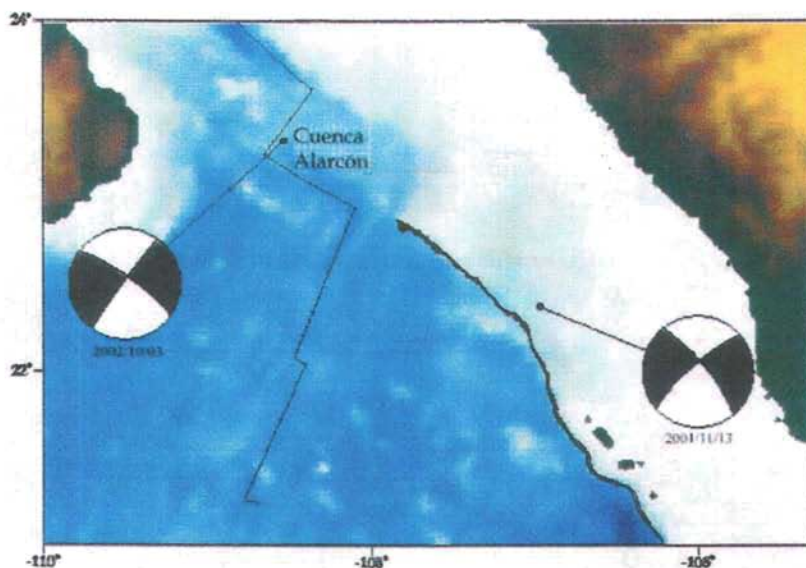


Fig. IV.15 Epicentros (USGS) y mecanismos focales (TMS Harvard) de los sismos del 13 de Noviembre de 2001 y del 3 de Octubre de 2002.

El sismo del 13 de noviembre de 2001 [ $M_w^* = 6.0 \pm 0.2$ ] se ubica en la Zona de Fractura Tamayo (ZFT), siendo este sismo el más alejado del Golfo analizado en este trabajo.

Este sismo fué localizado a una profundidad de 31 km (USGS). El TMS de Harvard calculó un mecanismo de falla de desplazamiento lateral con rumbo de  $N39^\circ O$ , echado de  $78^\circ$  y desplazamiento de  $-169^\circ$ , el  $M_0$  calculado fué de  $1.38 \times 10^{25}$  dyn-cm. El sismo del 3 de octubre de 2002 [ $M_w^* = 6.2 \pm 0.2$ ], ubicado cerca de la cuenca Alarcón, fué localizado a una profundidad de 10 km (USGS). El mecanismo focal

muestra una falla de desplazamiento lateral con rumbo de N54°O, echado de 79° y desplazamiento de 177°, el Mo calculado es de  $6.22 \times 10^{25}$  dyn-cm.

Las estaciones utilizadas para el sismo del 13/11/2001 son: ALE, MA2, AFI, TRQA, KEV, BFO, PAB, SDV, RCBR, LCO y para el sismo del 3/10/2002 son: COLA, KDAK, ERM, KIP, MSVF, TRQA, RPN, SFJ, KONO, PAB, SACV, SJG, SDV, LVC, con lo que se obtiene una buena cobertura azimutal para los dos sismos.

Analizando el espectro de desplazamiento del sismo del 2001 se observó una amplitud anormalmente grande en el intervalo de [0.1 a 0.3] Hz (*Figura IV.16a*). Esta amplitud anómala es a veces atribuida a ruido [Bezzeghound, 1987] el cual se elimina filtrando la señal. Sin embargo el espectro se analizó sin filtrar las señales ya que está anomalía se presenta en todas las estaciones (*ver Apéndice C*).

Los valores del momento sísmico calculado por Harvard y USGS (*ver Apéndice B*), corresponden a la parte plana del espectro. Por lo que el momento sísmico propuesto en el espectro es de  $(1.4 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm con una frecuencia de esquina de  $0.32 \pm 0.05$  Hz, el tiempo de ruptura de la falla es de  $3.32 \pm 0.51$  s, para un área de  $23.30 \pm 1.15$  km<sup>2</sup>, la caída de esfuerzos para este sismo es de  $46.79 \pm 28.02$  bars.

El espectro del sismo de 2002 (*Figura IV.16b*) el Mo calculado resultó ser de  $(2 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm con una frecuencia de esquina de  $0.19 \pm 0.05$  Hz. El tiempo de ruptura es de  $5.60 \pm 1.47$  s, con una área de  $66.11 \pm 5.53$  km<sup>2</sup> y una caída de esfuerzos de  $14.88 \pm 8.88$  bars.

Aún cuando se obtuvo una buena cobertura azimutal, la calidad de las señales no resultó ser buena por lo que los filtros Butterworth aplicados son [0.02-0.4] y [0.015-0.2] respectivamente, aún con dichos filtros no se obtiene un resultado satisfactorio y se ve reflejado en el ajuste del sintético con el observado (*Figura IV.17 y IV.18*).

En el modelado para el sismo del 13/11/2001, la función de tiempo de la fuente resultó ser una función compleja (*Figura IV.17*) resultado de varias fuentes con duración total de 40 s, en el plano de falla se señalaron dos rompimientos principales.

El rompimiento inicial se da a los  $10 \pm 3$  km de profundidad propagándose echado abajo con una ligera orientación al NO, el segundo rompimiento se origina a los  $15 \pm 3$  km de profundidad con una dirección de propagación al SE.

Este segundo rompimiento no es muy confiable ya que las trazas son muy ruidosas y la inversión pudo generar fuentes ficticias por lo que se tomó solamente la fuente principal para interpretar la ruptura con duración inferior a los 5 s. Considerando que el tiempo de ruptura que se obtuvo del espectro de desplazamiento es de  $3.32 \pm 1.47$  s.

La inversión para el sismo del 3/10/2002 propone dos fuentes principales en el plano de falla a una profundidad de  $5 \pm 3$  km, con una propagación al SE (*Figura IV.20*). La función de tiempo de la fuente tiene una duración total de 13 s (*Figura IV.18*).

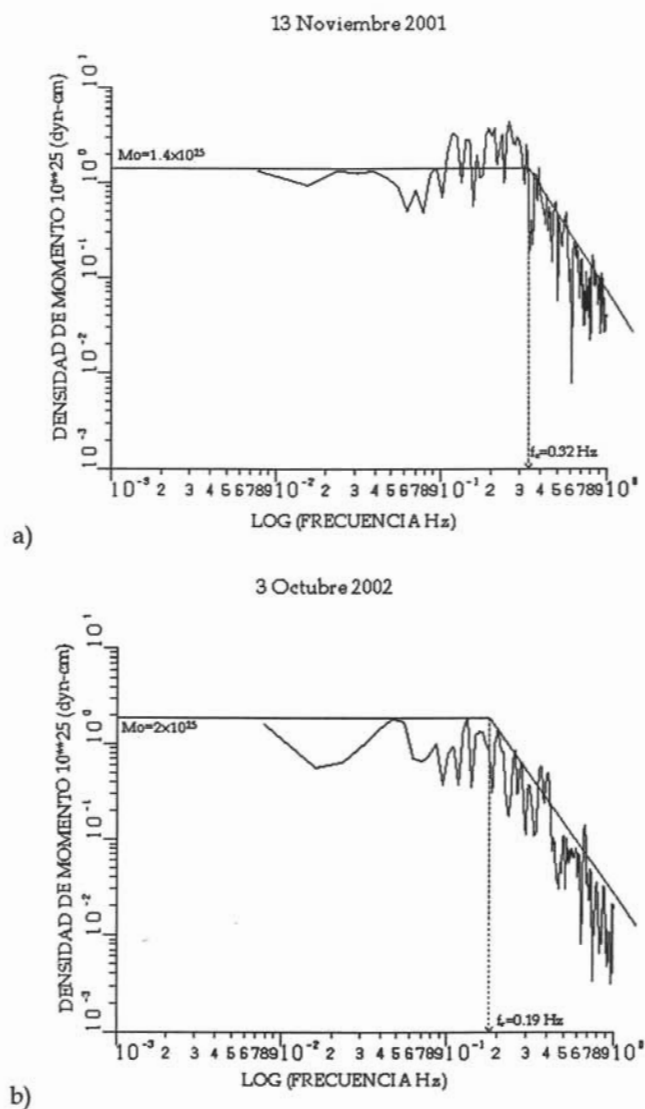


Fig. IV.16 a) Se observa en el espectro del 13/11/2001, presenta una mayor amplitud en las altas frecuencias que no concuerda con el modelo teórico del espectro por lo que debe ser una característica particular en el proceso de ruptura del sismo, b) El espectro de desplazamiento del sismo 3/10/2002.

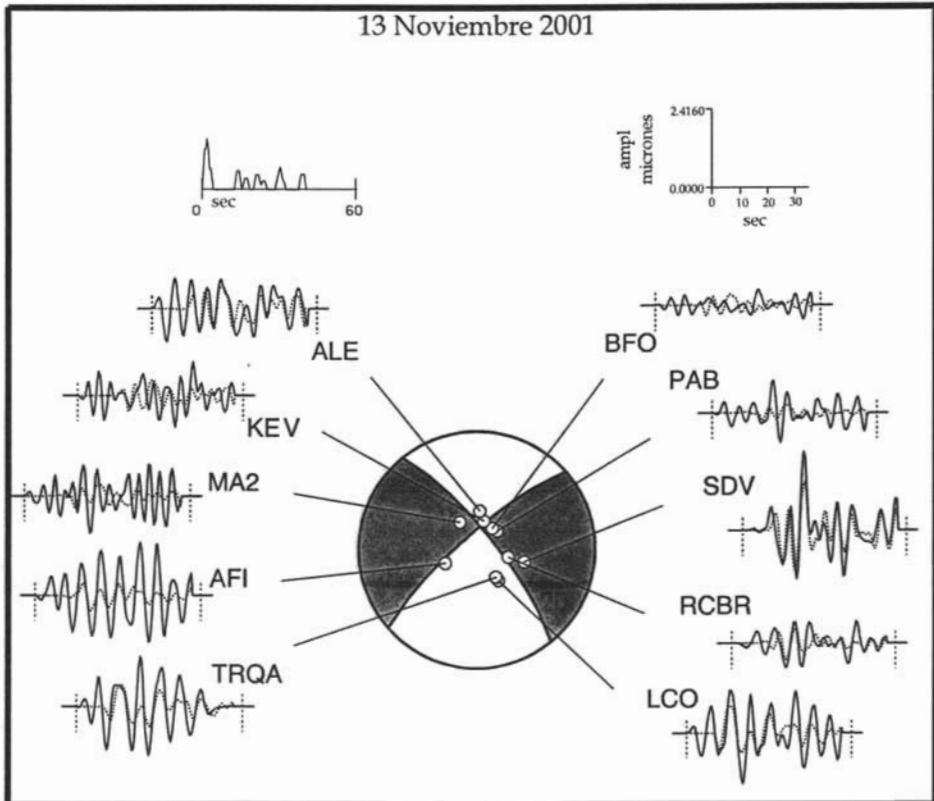


Fig. IV.17 Modelado de la forma de onda P. La función de tiempo de la fuente compleja tiene una duración total de 40 s, la fuente principal al inicio del sismo tiene una duración de 5 s (superior izquierda). El ajuste del sintético y el observado no es muy bueno debido a que las trazas son muy ruidosas.

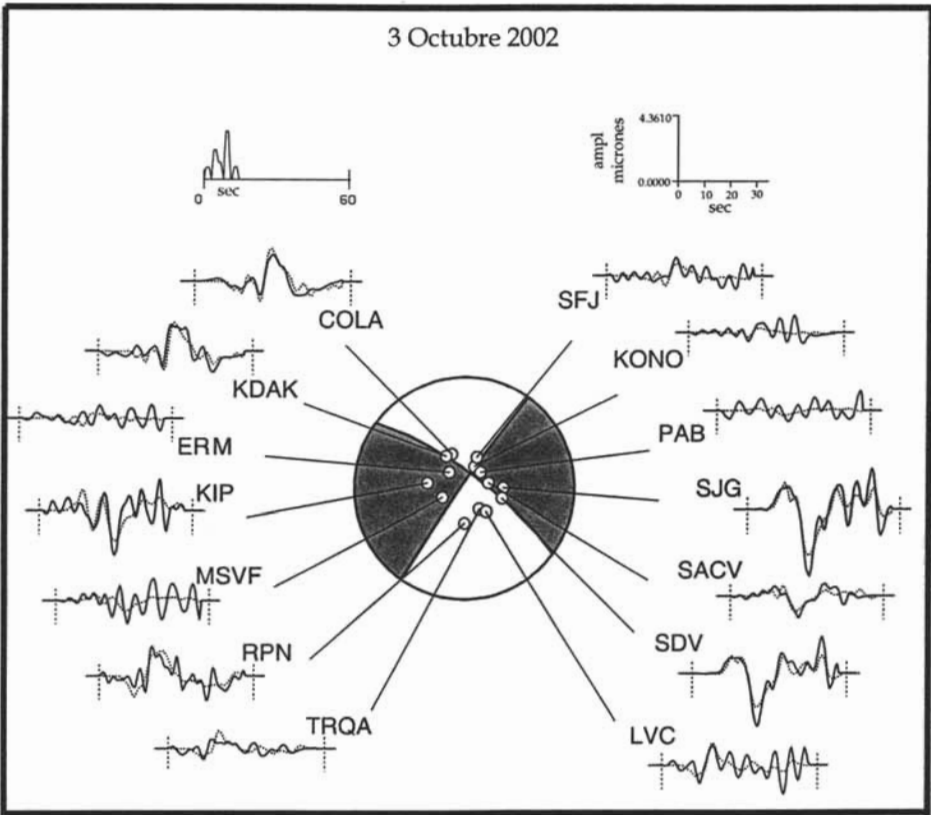


Fig. IV.18 Modelado de la forma de onda P, La duración de la función de tiempo de la fuente es de 13 s (superior izquierda).

13 Noviembre 2001

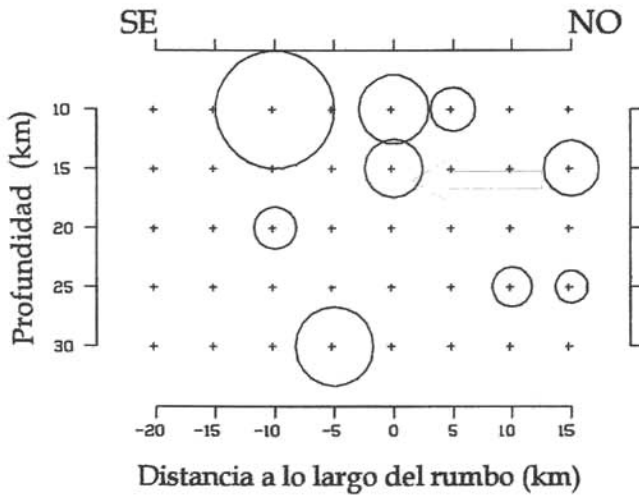
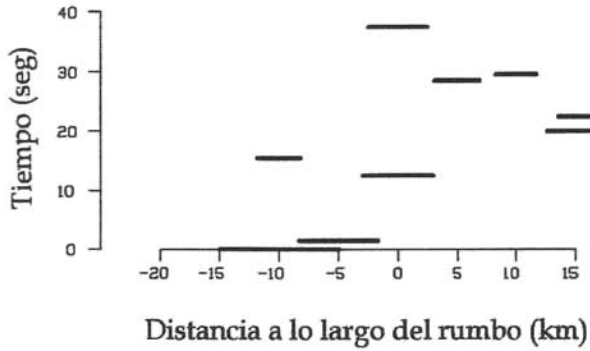


Fig. IV.19 El rompimiento principal en el plano de falla se da a los  $10 \pm 3$  km de profundidad con una ligera orientación al NO (flecha roja). Las fuentes posteriores dan cierta dirección de propagación al SE (flecha azul).

3 Octubre 2002

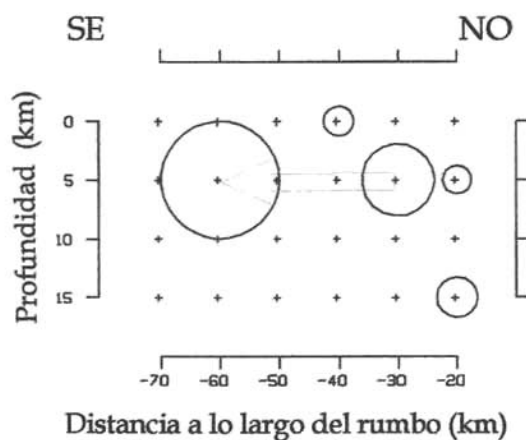
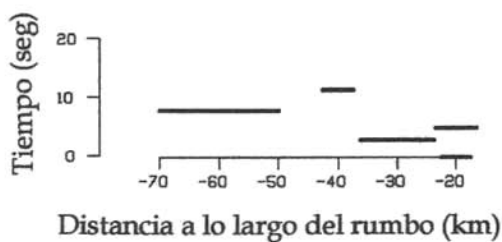


Fig. IV.20 La fuentes simples derivadas de la inversión ocurren cerca de la superficie  $5 \pm 3$  km, con una dirección de ruptura al SE.



#### 4.3.5 Caracterización de la fuente del sismo del 12 de Marzo de 2003 asociado a la falla transformante que une a las cuencas Guaymas y Carmen

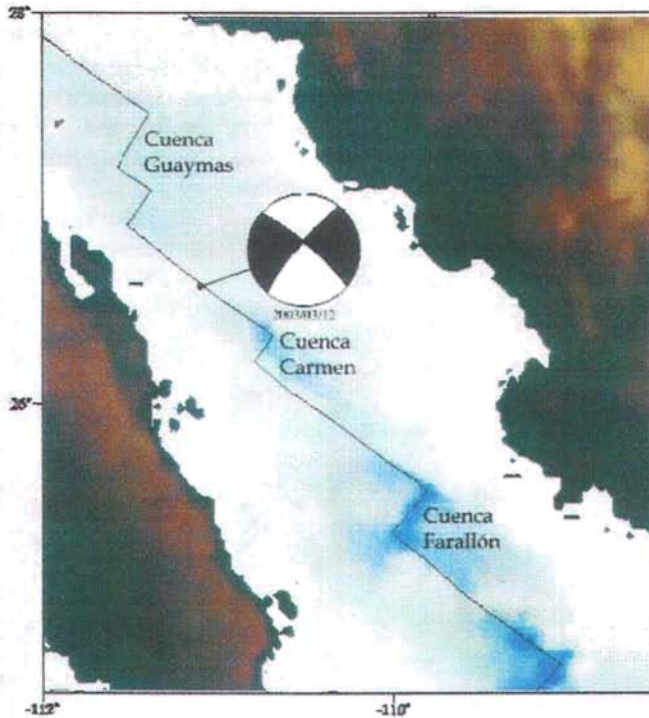


Fig. IV.21 Epicentro (López-Pineda y Rebollar, 2004) y mecanismo focal (TMS Harvard) del sismo localizado en la falla transformante que une a la cuenca Guaymas y a la cuenca Carmen.

Este sismo de  $M_w^* = 6.2 \pm 0.2$  se localiza cerca de la cuenca Carmen en la falla transformante que une esta cuenca con la cuenca Guaymas.

La relocalización elaborada por López-Pineda y Rebollar (2004) localizó al sismo a una latitud  $26.61^\circ$  y longitud de  $-111.09^\circ$  con una profundidad de  $5 \pm 2$  km. El TMS de Harvard reporta un mecanismo focal de falla de desplazamiento lateral con

rumbo N49°O, un echado de 81° y desplazamiento de -171° con un Mo de  $3.9 \times 10^{25}$  dyn-cm.

Se utilizaron las estaciones LVZ, YAK, MA2, POHA, AFI, RPN, KEV, KBS, PAB, BBSR, SJG, SDV y LVC y el filtro pasabanda Butterworth aplicado para la inversión es de [0.02-0.3] Hz.

El espectro de desplazamiento muestra tres secciones (*Figura IV.22*) una parte donde la amplitud es constante que inicia en las bajas frecuencias<sup>31</sup> hasta  $f_1 = 0.06 \pm 0.005$ , la segunda sección entre las frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  donde la amplitud decae con pendiente  $w^{-1}$ , la tercera sección inicia en la  $f_2 = 0.28 \pm 0.05$  Hz donde la amplitud decrece con pendiente  $w^{-2}$ .

Obtenemos de la parte plana el  $M_0 = (1.8 \pm 0.5) \times 10^{25}$  dyn-cm. Se utilizaron las ecuaciones 4.20 para calcular las dimensiones de la falla, obteniendo un área ruptura de  $58.77 \pm 15.25$  km<sup>2</sup> y la caída de esfuerzos resultó ser de  $25.99 \pm 7.45$  bars. Con las dos frecuencias de esquina se obtuvo que el tiempo de ruptura del sismo fuera de  $5.30 \pm 0.14$  s y el *rise time* es de  $1.13 \pm 0.06$  s.

El ajuste entre el sintético y el observado resultó ser satisfactorio (*Figura IV.23*). La función de tiempo de la fuente con duración de 10 s es resultado de una fuente principal y varias fuentes más pequeñas.

La fuente principal se libera en el plano de falla a una profundidad de  $7 \pm 2$  km, con una ligera orientación de ruptura al SE (*Figura IV.24*).

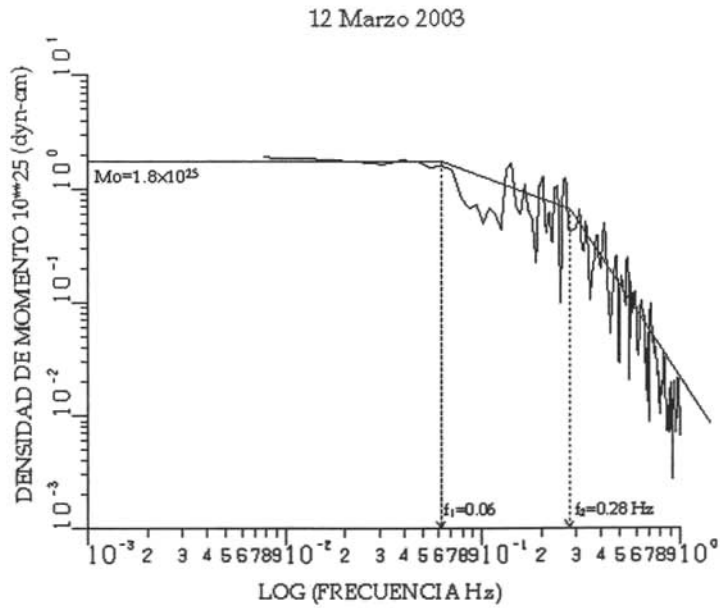


Fig. IV.22 Espectro de desplazamiento de ondas P, dividido por tres secciones, se utilizan las frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  para calcular las dimensiones de la ruptura.

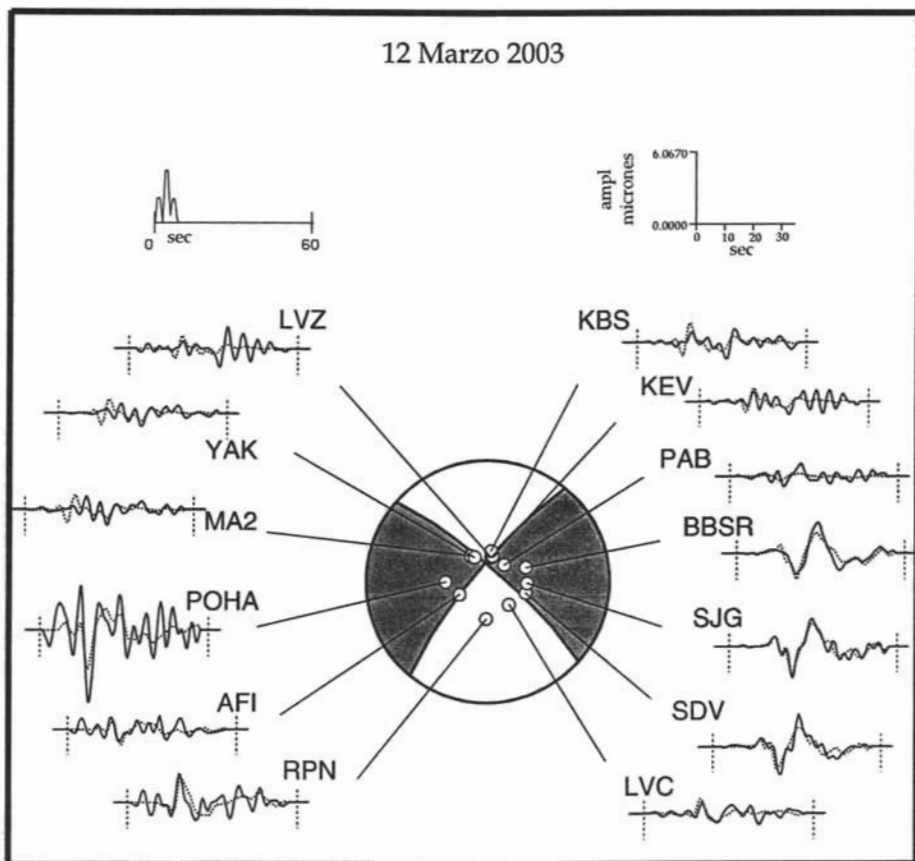


Fig. IV.23 Modelado de la forma de onda P del sismo asociado a la cuenca Carmen a una profundidad de  $7 \pm 2$  km. El sismograma sintético (línea punteada) y el observado (línea continua) muestran un ajuste bueno. La función de tiempo de la fuente se muestra en la parte superior izquierda tiene una duración de 10 s.

12 Marzo 2003



Fig. IV.24 La fuente principal localizada por el programa de inversión se encuentra a una profundidad de  $7 \pm 2$  km. Pequeñas fuentes cercanas a la principal favorecen al ajuste del sintético con el observado.

TABLA IV

Parámetros de la fuente calculados a partir del espectro de desplazamiento

Fecha	Mw*	Mo [dyn-cm]	$f_c$ [Hz]	$T_r$ [s]	Área [km <sup>2</sup> ]	$\Delta\sigma$ [bars]
1990/3/16	6.0 ± 0.2	1.2 ± 0.5 x10 <sup>25</sup>	0.18 ± 0.05	5.91 ± 1.63	73.66 ± 6.51	7.59 ± 5.93
1991/6/22	6.1 ± 0.2	1.6 ± 0.5 x10 <sup>25</sup>	0.2 ± 0.05	5.31 ± 1.32	59.66 ± 4.74	13.89 ± 8.90
1995/6/30	6.0 ± 0.2	1.1 ± 0.5 x10 <sup>25</sup>	0.06 ± 0.005 0.2 ± 0.05	5.30 ± 0.14	82.28 ± 27.38	10.23 ± 4.66
1995/8/28	6.4 ± 0.2	5 ± 0.5 x10 <sup>25</sup>	0.16 ± 0.05	6.65 ± 2.07	93.22 ± 9.27	22.22 ± 11.37
2001/11/13	6.0 ± 0.2	1.4 ± 0.5 x10 <sup>25</sup>	0.32 ± 0.05	3.32 ± 0.51	23.30 ± 1.15	46.76 ± 28.02
2002/10/03	6.2 ± 0.2	2 ± 0.5x10 <sup>25</sup>	0.19 ± 0.05	5.60 ± 1.47	66.11 ± 5.53	14.88 ± 8.88
2003/3/12	6.1 ± 0.2	1.8 ± 0.5x10 <sup>25</sup>	0.06 ± 0.005 0.28 ± 0.05	5.30 ± 0.14	58.77 ± 15.25	25.99 ± 7.45

Mw\* se recalculo con Mo obtenido del espectro de las ondas P

---

## CAPÍTULO 5

### Discusión y Conclusión

El sismo del 16/03/1990 es el primer sismo de  $M_w > 6$  que se presenta en las fallas transformantes de la cuenca Pescadero desde 1975. A pesar de la escasa información de los sismógrafos de banda ancha de la red de IRIS para este sismo, resultó dar suficiente evidencia de los procesos de ruptura. La función de tiempo de la fuente obtenida resultó ser compleja, consecuencia de varias fuentes, resultado de tres rompimientos en el plano de falla con una propagación de ruptura al SE. Sin embargo el tiempo de ruptura del sismo derivado del análisis espectral resultó ser de 6 s, por lo que solamente tomamos las primeras fuentes en el plano de falla para interpretar la ruptura. Así el rompimiento inicio a una profundidad de  $14 \pm 2$  km y se propagó echado abajo en dirección SE.

La caída de esfuerzos que se obtuvo del espectro de la onda P para el sismo del 16/03/1990 resultó ser de  $(7.59 \pm 5.93 \text{ bars})$  siendo levemente inferior al promedio de la caída de esfuerzos para los sismos asociados a la cuenca que están arriba de los 15 bars [Goff et al., 1987].

El sismo del 30/06/1995 tiene un mecanismo focal de falla normal a diferencia de los otros seis sismos de desplazamiento lateral. Esto se debe a que no ocurre en la zona activa de las fallas transformantes, donde ocurren la mayoría de los sismos, sino que se localizó cerca de la península de B. C. Sur, encontrándose dentro de la placa del Pacífico por lo que los esfuerzos son distintos a los del límite. Se han registrado sismos en esta zona con un mecanismo similar. El sismo del 04/04/1969 analizados por Goff et al., (1987) de  $M_w = 0.8 \times 10^{25}$  dyn-cm, con una caída de esfuerzos de 9 bars a una profundidad de 9 km, resultó ser similar a el sismo del 30/06/1995 con un  $M_0 = 1.1 \pm 0.5 \times 10^{25}$  dyn-cm y una caída de esfuerzos de  $10.23 \pm 4.66$  bars.

La fuente que propuso el programa de inversión resultó ser simple con una ruptura también simple sin una dirección de propagación claramente definida.

Hay que resaltar que la inversión ubica al sismo a una profundidad de  $17 \pm 2$  km, siendo más profunda que la calculada por el USGS a 10 km.

El sismo del 13/11/2001, asociado a la ZFT tiene un mecanismo focal de falla lateral que corresponde al sistema del Golfo; sin embargo, este sismo mostró una característica singular, presentando en el intervalo de frecuencias [0.1 a 0.3] una "loma" en el espectro, de mayor amplitud que la parte plana a bajas frecuencias. Se proponía al principio eliminar esta anomalía aplicando un filtro, sin embargo analizando los espectros para cada estación se observó que esta "loma" se presentaba en todas las estaciones, por lo que se descartó filtrar ya que no era resultado de ruido sino de un fenómeno en el proceso de ruptura. Se tomó la parte plana por debajo de la "loma" para obtener el  $M_0$ , así la caída de esfuerzos fue de  $46.79 \pm 28.02$  bars.

En la interpretación del plano de falla se observó varias fuentes y se indicaron dos rompimientos principales. Sin embargo la mayoría de las fuentes resultaron ser ficticias debido a que las señales presentan un alto contenido de ruido, por lo que el programa de inversión modeló este ruido que no pertenece a la fuente, del análisis espectral el tiempo de ruptura resultó ser de  $3.3 \pm 0.51$  s, por lo que se tomó solamente las primeras fuentes para interpretar la ruptura, observando así que el rompimiento inicio a los  $10 \pm 3$  km de profundidad y se propagó echado abajo con una ligera orientación de ruptura al NO.

Una posible explicación es que el evento sísmico sea resultado de dos fuentes principales que tengan un mecanismo focal distinto ya que los mecanismos de Harvard y el USGS son ligeramente distintos [ (321, 78, -169) y (140, 85, 173) ], además de que reportaron distintas profundidades 15 y 31 km, respectivamente.

Aún cuando este sismo esta muy cerca de la zona de subducción de la placa de Rivera con la de Pacífico, por su mecanismo está aún regida por el sistema extensional del Golfo de California sin embargo por su cercanía los esfuerzos compresivos pueden estar influyendo en la zona y provoquen las características singulares del sismo.

La inversión de los sismos 22/06/1991 y 03/10/2002 asociados a la cuenca Alarcón, resultaron ser fuentes simples cuyo rompimiento sucede a los  $5 \pm 3$  km de profundidad cuya propagación de la ruptura es en dirección SE.

Las caídas de esfuerzos calculadas a partir del espectro de desplazamiento de las ondas P, revelaron ser muy similares  $13.98 \pm 8.90$  y  $14.88 \pm 8.88$  bars respectivamente.

Las fallas transformantes de la cuenca Alarcón resultan tener una considerable actividad sísmica al igual que la cuenca Carmen [Goff et al., 1987; López-Pineda y Rebollar, 2004]. Los sismos del 28/10/1995 al sur de la cuenca Carmen y el del 12



de marzo del 2003 al norte de la misma, presentaron caídas de esfuerzos similares  $22.22 \pm 11.37$  y  $25.99 \pm 7.45$  bars, respectivamente. Estos valores resultan ser los más altos en este estudio a excepción del sismo de la ZFT de  $46.79 \pm 28.02$  bars.

La función de tiempo de la fuente para el sismo del 28/10/1995 se derivó principalmente de dos fuentes donde la liberación de energía máxima se da segundos después del inicio de la ruptura a una profundidad de  $5 \pm 3$  km.

El sismo del 12 de marzo de 2003 se analizó con la relocalización que hicieron López-Pineda y Rebollar (2004), por lo que los resultados son aún más confiables.

La fuente principal encontrada por la inversión localiza el sismo a los  $7 \pm 2$  km de profundidad cuya ruptura resulta ser sencilla, con una ligera dirección de propagación al SE.

Los parámetros de la fuente calculados para el sismo del 12/03/2003 a través del análisis espectral de la onda P resultaron ser valores levemente inferiores a los calculados por López-Pineda y Rebollar (2004) cuyos parámetros se derivaron del análisis espectral de la onda S. Las dimensiones de la ruptura resultaron ser distintas a la de López y Rebollar ya que obtuvieron una longitud de ruptura de  $13.6 \pm 1.4$  km, casi el doble de la obtenida en este estudio con  $7.559 \pm 0.62$  km. Esta diferencia se debe a los modelos de falla utilizados. En este estudio se obtuvieron las dimensiones de la falla a partir del modelo rectangular de Haskell, mientras que López y Rebollar utilizaron el modelo de Brune de falla circular.

### Conclusión General

Los sismos estudiados en este trabajo localizados en la parte media y sur del Golfo de California corresponden en su mayor parte al sistema extensional que controla dicha zona, asociados principalmente a las fallas transformantes que conectan a las cuencas Carmen, Farallón, Pescadero, Alarcón y la Zona de Fractura Tamayo (ZFT). Los mecanismos focales de estos sismos corresponden a fallas de corrimiento lateral con dirección NO-SE con echados muy abruptos.

Sin embargo el Golfo también se ha mostrado evidencia de la deformación interna dentro de la placa del Pacífico al presentarse sismos de mecanismo de falla normal de  $M_s > 5$  en la parte sureste de la península, como es el caso del sismo del 30/06/1995 localizado cerca de Bahía de la Paz, B. C. Sur, que muestra un mecanismo de falla normal.

El análisis de la inversión de ondas P a distancias telesísmicas muestra en su mayoría que los sismos son modelados por fuentes simples, mostrando en el plano de falla una ruptura sencilla con una ligera propagación de ruptura al SE.

Solamente los sismos del 16/03/1990 asociado a la cuenca Pescador y 13/11/2001 asociado a la ZFT son modelados por varias fuentes.

El estudio del espectro de las ondas P de los sismos muestran momentos sísmicos del rango de  $(1 \text{ a } 5) \times 10^{25}$  dyn-cm, las áreas de ruptura de las fuentes varían de los 30 a 95 km<sup>2</sup> con caídas de esfuerzos que va de los 7 a 47 bars, las frecuencias de esquina se encuentran dentro del rango de 0.06 a 0.3 Hz lo que implica duraciones de ruptura del orden de 3 a 7 segundos.

La mayoría de los resultados muestran semejanzas en los procesos de ruptura de los sismos, siendo que se modelaron con fuentes simples y rupturas sencillas, cuya propagación es predominante al SE. En el análisis espectral mostraron similitudes en los tiempos de ruptura y áreas de rupturas, una explicación de ello es que estos sismos están ubicados, la mayor parte, en la región que corresponde a corteza totalmente oceánica. Aún los sismos del 28/08/1995 y 12/03/2003 ubicados en las fallas transformantes de la cuenca Carmen, considerados dentro de la zona de transición de corteza oceánica a corteza continental muestran similitudes.

---

## BIBLIOGRAFÍA

Aguayo, J. E., y S. Marín, (1987). Origen y evolución de los rasgos morfotectónicos de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Tomo XLVIII, núm. 2.

Aguayo, J. E. y R. Trápaga, (1996). Geodinámica de México y minerales del mar, "Ciencia para todos". Fondo de Cultura Económica.

Atwater, T., (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 3513-3536.

Atwater, T. and P. Molnar, (1973). Relative motion of the Pacific and North American, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 3513-3536.

Bezzeghoud, M., A. Deschamps and R. Madariaga, (1986). Broad-band modeling of the Corinth Greece earthquakes of February and March 1981, *Anns. Geophys.*, B3, 295-304.

Brad Riney

<http://www.oceanoasis.org/fieldguide/geology2.html>

Brune, J. N., (1970). Tectonic stress and the spectra of shear waves from earthquakes, *J Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.

Das, S., and K. Aki, (1977). Fault planes with barriers: A versatile earthquake model, *J. Geophys., Res.*, 82, 5648-5670.

DeMets, C., R. G. Gordon, S. Stein, and D. F. Argus, (1987). A revised estimate of Pacific-North American motion and implication for westerns North American plate boundary zone tectonics, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 911-914.

Dziewonski, A. M., Chou, T.-A. and Woodhouse, J.H., (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86, 2825-2852.

Gastil, R. G., D. Krummenacher and J. Minch, (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 90, 836-857.

Goff, J.A., E.A. Bergman, and S.C. Solomon, (1987). Earthquakes Source Mechanisms and Transform Fault Tectonics in the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*, 92, 10,485-10,510.

Gutenberg, B., y C. Richter, (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, vol. 46, 105-145.

Haskell, N. A., (1964). Total energy and energy spectral density of wave elastic radiation from propagating faults, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 54, 1811-1984.

Harvard Catalog (CMT)

<http://www.seismology.harvard.edu/>

Houston, H., and Kanamori, H., (1986). Source spectra of great earthquakes: teleseismic constraints on rupture process and strong motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 19-42.

Hurtado, A. D., (2002). Modelo estructural de la cuenca Wagner en el Golfo de California basado en sísmica de reflexión multicanal, Tesis de Maestría, Instituto de Geofísica UNAM.

IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology)

<http://www.iris.washington.edu>

IASPEI, (2002). New Manual of Seismological Observatory Practice, GeoForschungsZentrum Potsdam, vol. 1.

Kanamori, H., and Stewart, G., (1976). Mode of strain release along the Gibbs fracture zone, Mid-Atlantic Ridge, *Phys. Earth Planet Interiors*, 312-332.

Kanamori, H., (1977). The energy release in great earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 82, 2981-2987.

Kikuchi, M. and Kanamori H., (1982). Inversion of complex body waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 72, 491-506.

Kikuchi, M., and Y. Fukao, (1985). Iterative deconvolution of complex body waves from great earthquakes -the Tokachi-Oki earthquake of 1968, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 37, 235-248.

Kostoglodov, V. And W. Bandy, (1995). Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and north American plates, *J. Geophys Res*, 100, 17,977-17,989.

Larson, R., W. Menard, and S. Smith, (1968). Gulf of California: A result of ocean-floor spreading and transform faulting, *Science*, 161, 781-784.

Larson, P., J. Mudie, and R. Larson, (1972). Magnetic anomalies and fracture zone trends in the Gulf of California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 83, 3361.

Lay, T., T. C. Wallace, (1995). *Modern Global Seismology*, Academic Press.

Lomnitz, C., F. Mooser, C. R. Allen, J.N. Brune, and W. Thatcher, (1970). Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California, Mexico: preliminary results, *J. Geophys. Res.*, 10, 37-48.

Lonsdale, P. and L. A. Lawver, (1980). Immature plate boundary zones studied with a submersible in the Gulf of California, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 91, 555-569.

Lonsdale, P. L., (1989). Geology and tectonics history of the Gulf of California, in *The Geology of North America: The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, Vol. N, *The Geological Society of America*.

Lonsdale, P., (1995). Segmentation and disruption of the East Pacific Rise in the Mouth of the Gulf of California, *Marine Geophysical Research*, 17, 323-359.

López-Pineda, L., C. J. Rebolgar, (2004). Source characteristics of the Loreto earthquake of 12 March 2003 ( $M_w=6.4$ ) that occurred in a transform fault in the middle of the Gulf of California, Mexico. Enviado para su publicación al *Bull. Seis. Soc. Am.*

MNS (Municipio de Nogales Sonora)

<http://www.municipiodenogales.org/geología2.html>

Monfret, T. and B. Romanowicks, (1986). Importance of on scale observation of first arriving rayleigh wave trains for source studies: example of the Chilean event of march 3 1985, observed on the GEOSCOPE and IDA networks, *Geophys. Res. Lett.*, 1015-1018.

Moore, D., y E. Buffington, (1968). "Transform faulting and the growth of the Gulf of California since the late Pliocene", *Science*, 161, 1238-1241.

- Moore, D., (1973). Plate edge deformation and crustal growth Gulf of California structural province, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 84, 1883-1906.
- Morgan, W. J., (1968). Rise, trenches, great faults and crustal blocks, *J. Geophys. Research*, 73, 1959-1982.
- Murguía, L. Y V. Wong, (1985). Estudio de la sismicidad en la zona geotérmica las tres vírgenes, Baja California Sur. Monografía 2, *Unión de Geofísica Mexicana*, 212-228.
- Nabelek, J., (1984). Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. Ph. D dissertation, Mass. Inst of Technol., Cambridge.
- Nagy, E. A. and Stock , J. M., (2000). Structural controls on the continent ocean transition in northern Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 10, 16251-16269.
- Norman, W.R y J. R. Curria, (1968). Geology and structure of the tip of Baja California, México, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 76, 1589-1600.
- Norman, W.R. y J.R. Curria, (1986). Geology and structure of the tip of Baja California, México. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 79, 1589-1600.
- Pacheco, J.F. and L.R. Sykes, (1992). Seismic Moment Catalog of large Shallow Earthquakes, 190 to 1989, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82, 1306-1349.
- Persaud, et al., (2002). Active deformation and shallow structure of the Wagner, Consag and Delfín Basin, Northern Gulf of California, México, *Journal of Geophysical Research*.
- Phillips, R. P., (1964). Seismic refraction studies in the Gulf of California, in Marine Geology of the Gulf of California, Mem. 3, p. 90, *American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma.
- Reichele, M., G. Sharman, and J. Brune, (1976). Sonobuoy and Teleseismic study of Gulf of California Transform Fault Earthquake Sequences, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 66, 1632-1641.
- Reichele, M. S., and I. Reid, (1977). Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67, 159-171.

- Ruff, L. and H. Kanamori, (1983). The rupture process and asperity distribution of three great earthquakes from long-period diffracted P waves, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 3, 202-230.
- Rusnak, G., R. Fisher, and F. Shepard, (1964). Bathymetry and Fault of the Gulf of California, in Marine Geology of the Gulf of California- a Symposium, *Am. Assoc. of Pet. Geol.*, Mem. 3, 59-75.
- Salas, G. P., (1975). Cartas y provincias metalogénicas de la Republica Mexicana, *Consejo de Recursos Minerales*, Publ. ZIE.
- Sipkin, S.A., (1982). Estimation of earthquake source parameters by the inversion of waveform data: synthetic waveforms, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 30, 242-255.
- Stein, S., and M. Wysession, (2003). An Introduction to seismology earthquakes and earth structure, Blackwell Publishing.
- Stock, J. M., and K. V. Hedges, (1989). Pre-Pliocene extension around the Gulf of California to the Pacific plate, *Tectonics*, 8, 99-115.
- Sykes, L. R., (1968). Seismological evidence for transform faults, sea-floor spreading and continental Drift, in the history of the earth's crust, edited by R. A. Phinney, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J., 120-150.
- Sykes, L. R., (1970). Earthquake swarms and sea-floor spreading, *J. Geophys. Res.*, 75, 6598-6611.
- Tajima, F., and D. M. Tralli, (1992). Variations of seismic slip in the Gulf of California and possible effects on geodetic measurements of the Pacific-North American plate motion, *J. Geophys. Res.*, 97, 1903-4913.
- Tanioka, Y., Larry J. Ruff, (1997). Source Time Functions, *Seismol. Res. Lett.*, 68, 386-400.
- Thatcher, W., and J. N. Brune, (1971). Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California, *Geophy. J. R. Astr. Soc.*, 22, 473-489.
- Udias, A., D. Muñoz, M. Sevilla, (1989). Física de la Tierra, Universidad Complutense de Madrid.

## Bibliografia

---

Udias, A., (1999). Principles of seismology, Cambridge University Press, Cambridge.

USGS (U. S. Geological Survey)  
[http://neic.usgs.gov/index\\_esp.html](http://neic.usgs.gov/index_esp.html)



---

## Apéndice A

### Magnitud y Energía

La magnitud está asociada a una función logarítmica calculada a partir de la amplitud de la señal registrada. Se calculan diferentes magnitudes dependiendo de la distancia y la respuesta instrumental

Magnitud local ( $ML$ )

$$ML = A(\Delta) - \log A_0(\Delta), \quad B.1$$

Donde  $A$  y  $A_0$  representan a las amplitudes máximas de un terremoto registrado a una distancia  $\Delta$  del epicentro, se debe tener en cuenta que es necesario hacer una corrección por distancia correspondiente al algoritmo de la amplitud  $A_0$  que debe tener a esa distancia, un sismo de magnitud cero. Es aplicable para distancias menores de 600 km.

Magnitud de ondas de volumen ( $mb$ ).

$$mb = \log\left(\frac{A}{T}\right) + Q(\Delta, h), \quad B.2$$

Utiliza la relación  $A/T$  de la componente vertical de una onda  $P$ , donde  $A$  es la amplitud de la señal medida sobre la componente vertical de un registro de periodo corto,  $T$  es el periodo y  $Q$  es una función de atenuación que depende de la distancia epicentral y la profundidad del foco. Esta magnitud es válida para terremotos ocurridos a diferentes profundidades y a distancias comprendidas entre  $5^\circ$  y  $90^\circ$ .

$ML$  y  $mb$  son leídas para periodos cortos.

Magnitud de ondas superficiales ( $M_s$  o  $M$ )

$$M_s = \log\left(\frac{A}{T}\right) + 1.66 \log \Delta + 3.3 \quad B.3$$

Donde  $A$  es la amplitud del desplazamiento del suelo en micras y  $\Delta$  la distancia epicentral en grados, y de comprender una distancia entre  $20^\circ < \Delta < 90^\circ$  y con profundidades del foco menores a los 70 km. Es válida para focos someros en

---

donde la amplitud máxima debe ser medida de la onda Rayleigh con periodo entre 18-22 s.

Magnitud de duración (*MD*)

$$MD = a + b \log t + c \log t^2 + d\Delta \quad \text{B.4}$$

Esta magnitud mide la duración del evento después del primer arribo hasta que la señal es ruido, donde *t* es la duración del registro en segundos, la distancia epicentral en km.; *a*, *b*, *c*. y *d* son constantes determinadas por la estación.

Energía

Parte de la energía que se almacenó en forma de esfuerzo se liberó cuando se creó la falla al vencer la fricción y el resto se liberó en forma de ondas sísmicas. Está última es la que puede ser estimada en los sismogramas, está energía liberada es llamada energía sísmica, *Es*.

Una relación empírica entre magnitud y energía fue dada por Gutenberg y Richter (1956)

$$\text{Log } Es = 5.8 + 2.4 mb, \quad \text{B.5}$$

$$\text{Log } Es = 11.4 + 1.5 Ms.$$

Si *Ms* se incrementa en una unidad, la energía *Es* es magnificada por un factor de  $10^{1.5}$ ; es decir, casi 32 veces. Es conveniente usar *Mw*, en lugar de *Ms* para sismos grandes.

## Apéndice B

Momentos sísmicos y profundidades obtenidos en este estudio y los calculados por USGS y la Universidad de Harvard

Referencia	Sismo	Prof. [km]	Mw	Mo [dyn-cm]
HRV	1990/3/16	15.0	6.1	$1.8 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>1990/3/16</b>	<b><math>14.0 \pm 2</math></b>	<b><math>6.0 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(1.2 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	1991/6/22	15.0	6.2	$2.0 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>1991/6/22</b>	<b><math>5.0 \pm 3</math></b>	<b><math>6.1 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(1.6 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	1995/6/30	15.0	6.2	$2.4 \times 10^{25}$
USGS	1995/6/30	18.0	6.0	$1.1 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>1995/6/30</b>	<b><math>17.0 \pm 2</math></b>	<b><math>6.0 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(1.1 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	1995/8/28	15.0	6.5	$6.1 \times 10^{25}$
USGS	1995/8/28	20.0	6.6	$1.0 \times 10^{26}$
<b>IG</b>	<b>1995/8/28</b>	<b><math>5.0 \pm 3</math></b>	<b><math>6.4 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(5 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	2001/11/13	15.0	6.1	$1.4 \times 10^{25}$
USGS	2001/11/13	32.0	6.1	$1.6 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>2001/11/13</b>	<b><math>10.0 \pm 3</math></b>	<b><math>6.0 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(1.4 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	2002/10/03	15.0	6.5	$6.2 \times 10^{25}$
USGS	2002/10/03	31.0	6.4	$5.1 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>2002/10/03</b>	<b><math>5.0 \pm 3</math></b>	<b><math>6.2 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(2.0 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>
HRV	2003/3/12	15.0	6.4	$3.9 \times 10^{25}$
USGS	2003/3/12	17.0	6.4	$4.1 \times 10^{25}$
CICESE	2003/3/12	$5 \pm 2$	6.3	$2.68 \times 10^{25}$
<b>IG</b>	<b>2003/3/12</b>	<b><math>7.0 \pm 2</math></b>	<b><math>6.2 \pm 0.2</math></b>	<b><math>(1.8 \pm 0.5) \times 10^{25}</math></b>

HRV Catalogo de Harvard.

USGS U. S. Geological Survey.

CICESE López-Pineda y Rebollar (2004).

IG Prof. calculada a partir de la inversión de onda P y Mo calculado a partir del espectro de desplazamientos).

---

## Apéndice C

Espectros de desplazamientos de las estaciones que registraron el sismo del 13 de noviembre de 2001 asociado a la Zona de Fractura Tamayo (ZFT)

