

**Centro de Investigación Científica y de
Educación Superior de Ensenada**



**Análisis de la Sismicidad y Estructura de la Corteza
en el Golfo de California**

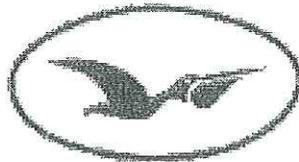
TESIS

DOCTORADO EN CIENCIAS

LEOBARDO LOPEZ PINEDA

ENSENADA BAJA CALIFORNIA, MEXICO JUNIO DE 2005

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



CICESE

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ANALISIS DE LA SISMICIDAD Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL GOLFO
DE CALIFORNIA**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTORADO EN CIENCIAS

Presenta:

LEOBARDO LÓPEZ PINEDA

Ensenada, Baja California, México, Junio del 2005.

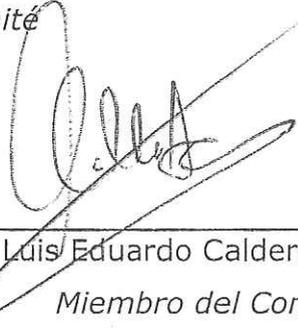
TESIS DEFENDIDA POR
LEOBARDO LÓPEZ PINEDA
Y APROBADA POR EL SIGUIENTE COMITÉ



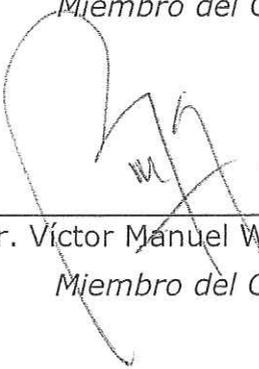
Dr. Cecilio Javier Rebollos Bustamante
Director del Comité



Dr. Antonio González Fernández
Miembro del Comité



Dr. Luis Eduardo Calderón Aguilera
Miembro del Comité



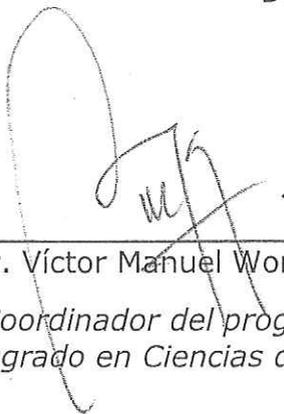
Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
Miembro del Comité



Dr. Luis Quintanar Robles
Miembro del Comité



Dr. Pratap Narayan Sahay Sahay
Miembro del Comité



Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
*Coordinador del programa de
posgrado en Ciencias de la Tierra*



Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Estudios de Posgrado

Ensenada, Baja California, México, 17 de junio de 2005

RESUMEN de la tesis de Leobardo López Pineda, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR en CIENCIAS en Ciencias de la Tierra. Ensenada B. C., México, junio de 2005

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Resumen aprobado por:


Dr. Cecilio Javier Rebolgar Bustamante
Director de tesis

Analicé los sismos de Loreto del 12 de marzo del 2003 ($M_w = 6.2$) y el de isla Ángel de la Guarda (IAG) del 12 de noviembre del 2003 ($M_w=5.5$). Que respectivamente ocurrieron en la falla transformada que une las cuencas de Guaymas y Carmen y en el extremo occidental de la isla Ángel de la Guarda del Golfo de California. El sismo de Loreto fue localizado en $26.615^\circ N$ y $111.09^\circ W$. La localización del sismo IAG fue de $29.16^\circ N$ y $113.37^\circ W$. En ambos casos la profundidad estimada fue de 5 ± 2 km. Estos sismos tuvieron una secuencia de precursor-evento principal y réplicas. Las réplicas delinearon los segmentos de ruptura. El sismo de Loreto tuvo un mecanismo de falla de rumbo lateral derecha fue de $117^\circ \pm 4^\circ$ de rumbo, $79^\circ \pm 2^\circ$ de echado y $168^\circ \pm 2^\circ$ de deslizamiento. En tanto que el sismo IAG tuvo un mecanismo de falla normal de $320^\circ \pm 5^\circ$ de rumbo, $70^\circ \pm 5^\circ$ echado y $-80^\circ \pm 5$ de deslizamiento. Ambos sismos y sus precursores tuvieron funciones de tiempo aparente de la fuente de 6 segundos así como geometrías de falla similares. Los valores de caída de esfuerzos estática en el Golfo de California están entre 0.2 a 12.5 Mp (2 a 125 bars). Y entre las cuencas Guaymas y Farallón se presentan las más grandes caídas de esfuerzos estáticas de la región.

En la segunda parte de este trabajo, analicé la dispersión de las ondas Rayleigh y Love de siete sismos que se localizaron en California E.U, en el Golfo de California y en Colima, México. Se analizó el modo fundamental entre los periodos de 10 y 40 segundos. La metodología utilizada se conoce como el Análisis de Filtrado Múltiple e inversión descrita en el trabajo de Herrmann y Ammon (2002). Con esta metodología obtuve espesores de corteza y modelos de velocidades debajo de cada estación. Los espesores de corteza obtenidos en el noroeste de Baja California concuerdan con estudios previos. Construí dos transectos de 1200 km con rumbo NW-SE paralelos a la Península (occidental y oriental) y otro a lo largo de las costas de Sonora y Sinaloa para estimar la estructura cortical. Encontré que la estructura cortical de la parte occidental de la península de Baja California es similar con la estructura cortical de Sonora y Sinaloa. La correlación entre estos transectos sugiere un desplazamiento entre

250 y 300 km de la península de Baja California con respecto a Sonora y Sinaloa. Este resultado es congruente con el desplazamiento calculado mediante la datación de depósitos micénicos localizados en San Felipe, Baja California (placa Pacífico) e isla Tiburón en el oeste de Sonora (placa Norte América).

Palabras clave: Sismotectónica, Moho, estructura cortical, fuente sísmica.

ABSTRACT of the thesis presented by Leobardo Lopez Pineda, as a partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCE degree in Earth Science. Ensenada, B.C., Mexico, June 2005

Analysis of the seismicity and the estimate of the crustal structure of the Gulf of California

Abstract approved by



Dr. Cecilio J. Rebollar Bustamante
Thesis advisor

I studied de Loreto earthquake that occurred 12 March 2003 $M_w=6.2$ and the Isla Angel de la Guarda earthquake that occurred 3 November 2003 $M_w=5.5$. These earthquakes occurred in the transform fault that connect the Guaymas and Carmen basins and in the west side of the Angel de la Guarda island. The Loreto earthquake was located in 26.615° Latitude North and 111.09° Longitude West at a depth of 5 ± 2 km. The Isla Angel de la Guarda earthquake was located at 29.16° Latitude North and 113.37° Longitude West at a depth of 5 ± 2 km. We calculated their source parameters using Brune theory. This earthquakes had a behavior of foreshock-event aftershocks. Fault geometry was calculated from the forward body wave modeling using the seismograms of the closest seismic station to the epicenter. The fault plane solution of the Loreto earthquake was right hand strike slip fault with the following geometry: $117^\circ\pm 4^\circ$ of strike, $79^\circ\pm 2^\circ$ of dip and $168^\circ\pm 2^\circ$ of rake. On the other hand the Isla Angel de la Guarda had a normal fault plane solution with a $320^\circ\pm 5^\circ$ of strike, $70^\circ\pm 5^\circ$ of dip and $-80^\circ\pm 5^\circ$ of rake. Both earthquakes had similar source time functions with a duration of 6 seconds. Stress drops of the earthquakes that have occurred in the Gulf of California varied from 0.2 to 12.5 Mp (2 to 125 bars). The static stress drops of the earthquakes that occurred in the transform fault that joint the Guaymas and Carmen basins are the largest of all the earthquakes that have occurred in the Gulf of California.

Dispersed surface waves of regional events recorded at NARS-Baja and RESBAN networks located over the Baja California Peninsula, Sonora and Sinaloa, Mexico, were used to estimate shear wave elastic models and crustal thickness. I analyzed fundamental modes of surface waves with period between 10 and 40 seconds. Multiple filter analysis and the inversion described by Herrmann and Ammon (2002) was used. Crustal thickness estimated in the Peninsular Ranges of Northern Baja California agree with those obtained by previous studies. I analyzed dispersion of surface waves with northwest-southeast travel paths along the east and west of the Baja California Peninsula as well as a northwest-southeast travel path west of Sonora-Sinaloa Mexican states. It was found that the

crustal structure east of the Baja California Peninsula is similar to the structure of Sonora and Sinaloa. The correlation between those two structures suggested that a distance of the order of 275 ± 25 km separated them, if we consider Baja California Peninsula as a rigid body moving toward the northwest relative to the North America plate. This displacement between the structures agree with the displacement calculated with dating of Miocene deposits located in San Felipe Baja California Peninsula (Pacific Plate), and Isla Tiburon located west of Sonora (North America plate).

Keywords: Seismotectonic, Moho, Crustal structure, seismic source.

A Melva:

Con todo mi amor,
mi gran compañera en este viaje
de sueños y realizaciones.

A: Lisette Areli,

Iván Alejandro,

Melissa Anahíd

Y

Jessica Anali

Por ser la motivación
de mi superación personal.

Al Gran Maestro

A mi madre por su amor y ejemplo de lucha

A la memoria de mi padre

A mis hermanos por su cariño y fortaleza

A mis cuñados por su aliento y buenos deseos

A mis sobrinos por la alegría que compartimos

A mis suegros por su bondad y apoyo constante

Agradecimientos

Al Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante, por haberme tendido su mano y brindado el conocimiento para mi realización científica.

A los Drs. Víctor Manuel Wong Ortega, Antonio González Fernández, Luís Eduardo Calderón, Luís Quintanar Robles, por su paciencia, comentarios y sugerencias que contribuyeron a aclarar mis conceptos.

Al MVZ. Ramón Cid Lucero por su gran visión y apoyo institucional.

Al Lic. Francisco Carlos Silva Toledo por el seguimiento y atención a mi desarrollo científico.

Al ing. Arturo Sandoval Mariscal porque en todo momento me brindó su amistad incondicional y es corresponsable de mi proceso científico.

A mis amigos maestros y alumnos de la carrera de Ingeniero en Geociencias que pude contar con ellos en todo momento.

A mis profesores: Dr. Raúl Castro Escamilla, M.C. José Acosta Chang, Dr. Pratap N. Sahay, Dr. Carlos Flores Luna, Dr. José Manuel Romo Jones, Dr. Juan García Abdęslem, Dr. Marco Antonio Pérez Flores. Dr. Juan Contreras Pérez, M.C. Francisco Suárez Vidal, M.C. Alejandro Hinojosa, Jesús María Bracea Ochoa, quienes con su diversidad de formas y métodos, generosamente me ofrecieron sus conceptos.

A mi amigo y compañero de vicisitudes Héctor Enrique Rodríguez Lozoya que gracias a su espíritu competitivo llegamos con felicidad a la meta.

A Juan Antonio Mendoza y Arturo Pérez-Vertti Ramírez, por su ayuda fundamental en la adquisición de datos.

A mis compañeros de estudios en Ciencias de la Tierra, de quienes en todo momento recibí su ayuda.

A Martha Barrera López y a todo el personal de CICESE que de forma directa o indirecta siempre me dieron muestras de apoyo.

Un agradecimiento especial a las instituciones:

Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora (CESUES). Institución que me brindo la oportunidad de continuar con mis estudios doctorales, con un apoyo económico total y liberación de tiempo.

Programa de mejoramiento del Profesorado de Educación Superior. (PROMEP). Que me brindo una beca para poder realizar mis estudios doctorales.

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) que me dio la hospitalidad para realizar mis estudios doctorales.

Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT). Que me otorgó una beca para la realización de mis estudios doctorales.

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1.	Rasgos estructurales del Golfo de California, resaltando la ubicación de las fallas transformes, cuencas oceánicas y centros de dispersión (Figura modificada de MARGINS).	3
2.	Localización de las estaciones sismológicas de RESBAN	5
3.	Localización de las estaciones sismológicas de NARS	6
4.	Se muestra la localización de las estaciones sismológicas de banda ancha (triángulos) así como las cuencas del Golfo de California. En la parte superior se muestra la localización de los sismos del siglo XX (círculos llenos) y la localización del sismo de Loreto (estrella). La magnitud de los sismos esta relacionada al tamaño de los círculos. También se muestra de noroeste a sureste las cuencas de Guaymas, Carmen y Farallón. La falla transforme inferida por Lomnitz et al. (1970) y Lonsdale (1989) se muestra con línea continua.	39
5.	Se muestran los sismogramas registrados por las estaciones sismológicas NE77, NE76, GUYB y NE82. Las barras superiores en las componentes horizontales de la estación NE76 indican las ventanas de tiempo utilizadas en el cálculo del espectro de Fourier. Las componentes horizontales de las ondas superficiales registradas en la estación sismológica NE77 están saturadas.	40
6.	Mapa que muestra la localización del terremoto de Loreto (estrella), un precursor (cruz) y replicas (círculos vacíos). Los círculos llenos son sismos producidos por el efecto del sismo principal. La elipse muestra el área de ruptura inferida del modelo de falla circular de Brune. Las mitades llenas de los triángulos indican las estaciones sismológicas. También se muestran la solución de los planos de falla reportados por Harvard (numero 1), NEIC (numero 2) y mi solución del plano de falla es el numero 3.	41
7.	Grafica de Magnitud – frecuencia de las replicas registradas en la estación sismológica NE77. El valor de b calculado fue de 0.68	42

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
8.	Comparación de las amplitudes de onda P y S (línea continua) registradas en las estaciones sismológicas NE77, NE76 y GUYB con los sismogramas sintéticos (línea discontinua) calculados con el método de reflectividad de Herrmann (1987). Los sismogramas observados y sintéticos de la estación sismológica NE77 se compararon en el rango de tiempo anterior a la saturación de las amplitudes. Se puede apreciar que el ajuste fue excelente.	43
9.	Comparación de las FTAF's (radial y transversal) filtradas observadas en las estaciones sismológicas NE76 (línea continua) y en NE82 (línea discontinua) con el propósito de inferir la directividad de la ruptura. Se aprecia una FTAF mas corta en la estación sismológica NE82 localizada al SE del epicentro debido a la directividad de la ruptura comparada con FTAF en la estación sismológica localizada al NW del epicentro	44
10.	Comparación de las amplitudes de onda P y S (línea continua) filtradas entre 0.05 y 0.1 Hz del precursor registrado en la estación sismológica NE77 con el sismograma sintético (línea discontinua) calculado con el método de reflectividad de Herrmann (1987). La geometría de falla es la misma que la geometría de falla del sismo principal.	45
11.	Comparación de la FTAF del sismo principal observado a diferente acimut con FTAF del precursor (línea continua) observada en la estación sismológica NE77. Las FTAF's fueron rotadas y filtradas usando un filtro pasa bandas Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz. R significa radial y T transversal. Se puede observar la similaridad entre las FTAF's.	46
12.	Espectro de desplazamiento de la onda S: componente norte-sur (línea continua), componente este-oeste (línea discontinua) registradas en la estación sismológica NE76. para su cálculo se utilizo una ventana de 20 segundos. La flecha muestra la localización de la frecuencia de esquina.	47

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
13.	Acelerogramas de la estación sismológica Isla Ángel de la Guarda.	62
14.	Gráfica de los sismogramas registrados por las estaciones BAH, PLIB, NE80, NE81, NE82 del terremoto de isla Ángel de la Guarda. La barra horizontal en las componentes de BAHB muestra la ventana de tiempo usada para calcular el espectro de Fourier.	63
15.	Mapa que muestra la localización del terremoto de isla Ángel de la Guarda (estrella), del evento precursor y sus réplicas (círculos). También se muestra el planos de solución.	64
16.	Vista a profundidad de los hipocentros (proyectados en una sección NW-SE paralela a la isla Ángel de la Guarda). El asterisco indica el sismo precursor. El sismo principal se indica con un triángulo.	65
17.	Grafica de la Frecuencia-magnitud de las replicas del sismo de la isla Ángel de la Guarda registradas en la estación sismológica BAHB. Se calculo un valor de b de 0.89 .	66
18.	Comparación de las amplitudes de velocidad observadas de las ondas P Y S del sismo de la isla Ángel de la Guarda en la estación sismológica de BAHB y sus sintéticos calculados con el método de reflectividad de Herrmann (1987). Puede observarse que el ajuste es bueno para las componentes N-S y Vertical.	67
19.	Comparación de las amplitudes de velocidad observadas y filtradas entre 0.1 y 0.2 Hz del evento precursor al sismo de la isla Ángel de la Guarda con sus sintéticos calculados con el mismo mecanismo del terremoto principal de 320º de rumbo, 70º de echado y -80º de deslizamiento.	68
20.	Comparación de las funciones aparentes de la fuente en el tiempo (radial) filtradas con un filtro pasa bandas Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz y normalizadas de las ondas de cuerpo del terremoto principal y precursor del	69

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
	sismo de la isla Ángel de la Guarda registradas en la estación sismológica BAHB. Donde se observa la similitud entre las FTAF's.	
21.	Comparación de las funciones aparentes de la fuente (transversal) filtradas con un filtro pasa bandas Butterworth entre 0.1 y 0.2 hz y normalizadas de las ondas de cuerpo del terremoto principal y precursor del sismo de la isla Ángel de la Guarda registrados en la estación sismológica BAHB.	70
22.	Espectro del desplazamiento de la onda S de las componentes norte-sur (línea continua) y este-oeste línea (discontinua) del sismo de la isla Ángel de la Guarda en la estación BAHB. Una ventana de 12 segundos fue utilizada para calcular su espectro. La flecha muestra la ubicación de la frecuencia de esquina.	71
23.	Mapa que muestra la distribución de estaciones de la red NARS-Baja/RESBAN indicados con triángulos rojos. Los asteriscos son los sismos de magnitud mayor que 5 que ocurrieron en California, el Golfo de California Colima, utilizados en este estudio.	86
24.	Ondas Rayleigh del temblor del Paso Robles California ocurrido el 22 de diciembre del 2003 de magnitud 6.6	87
25.	Ondas Rayleigh del temblor de Tecomán Colima del 22 enero del 2003 de magnitud 7.4 y registradas en las redes NARS-Baja/RESBAN	88
26.	Dispersión de las velocidades de grupo de las ondas Love y Rayleigh del sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003 magnitud 6.2 observado en las estaciones sismológicas NE71 y NE72	89
27.	Ubicación de los transectos, Península oriental (32° N-117° W, 23° N-110° W), Península occidental (32° N-116° W, 23° N-109° W) y Sonora occidental(32° N-114° W,24° N-107° W).	90

LISTA DE FIGURAS (continuación)

Figura		Página
28.	Transecto de 1200 kilómetros al oeste de la península de Baja California que inicia en las coordenadas geográficas 32° N y 117° W y termina en 23° N y 110° W. Las cruces indican la profundidad del Moho, y los triángulos las estaciones sismológicas de la red NARS-Baja y RESBAN. En la parte superior se muestra las variaciones topográficas.	91
29.	Transecto al este de la península de Baja California iniciando en las coordenadas geográficas 32° N y 116° W y terminando en 23° N y 109° W. Las cruces indican la profundidad del Moho y los triángulos las estaciones sismológicas de las redes NARS-Baja y RESBAN. La cruz resaltada indica la profundidad del Moho calculada por Lewis et al. (2001). En la parte superior se muestra el relieve topográfico	92
30.	Transecto a lo largo de 1200 kilómetros en el occidente del estado de Sonora y Sinaloa iniciando en las coordenadas geográficas 32° N y 114° W y terminando en 24° N y 107° W. Las cruces indican la profundidad del MOHO y los triángulos las estaciones sismológicas de la red NARS-Baja y RESBAN.	93
31.	Proyección de los transectos occidentales de Baja California (con línea discontinua) y Sonora (línea continua) en el transecto central del oriente de la Península. Los desplazamientos entre los máximos y mínimos de ambas estructuras se señalan con las flechas.	94

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I.	Sismos con magnitud mayor de 6 que han ocurrido en las inmediaciones de la cuenca Carmen	48
II.	Modelo de velocidades cortical en una dimensión usada para calcular el sismograma sintético y la localización del terremoto de Loreto (Rebollar et al. 2003).	49
III.	Localizaciones y geometría de la falla calculada por CICESE, HARVARD y NEIC.	49
IV.	Parámetros de fuente calculados con los registros sísmicos de la estación sismológica NE76.	50
V.	Parámetros de fuente de 20 sismos con magnitudes mayor a 5 que han ocurrido en el Golfo de California	51
VI.	Sismos con magnitud mayor de 5 que han ocurrido desde 1973 en las inmediaciones del canal de Sal si puedes y canal de Ballenas.	72
VII.	Localización: Precursor, evento principal y réplicas utilizando el código HIPOCENTER	73
VIII.	Localización del sismo principal . Así como sus geometrías de falla calculadas por CICESE y NEIC.	74
IX.	Parámetros de fuente del sismo de la Isla Ángel de la Guarda calculados con el registro sísmico de la estación sismológica de BAHB. r es el radio de la fuente. β es la velocidad de la onda de cizalla. M_0 es el momento sísmico calculado mediante la integración de la onda S observada en el dominio del tiempo. $\partial M/\partial t$ es la tasa de momento sísmico. M_Ω es el momento sísmico espectral calculado del espectro de desplazamiento, $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos estática calculada con la duración de la Función aparente de la fuente en el tiempo y $\Delta\sigma_\Omega$ es la caída de esfuerzos estática calculado con el espectro de desplazamiento.	74

LISTA DE TABLAS (Continuación)

Tabla		Página
X.	Información general de las estaciones que conforman la red NARS-Baja/RESBAN	95
XI.	Muestra los sismos con magnitudes entre 5.5 y 7.6 localizados en California, Golfo de California y Colima, utilizados en el análisis de las ondas superficiales	96

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCIÓN GENERAL	1
II. CONCEPTOS SISMOLOGICOS	9
II.1 Localización de terremotos	10
I.1.1 Breve historia de los programas de inversión para localizar terremotos.	13
II.2 Caracterización de la fuente sísmica	14
I.2.1 Modelo de fuente sísmica	14
I.2.2 Análisis espectral	18
II.3 Ondas Superficiales	20
I.3.1 Ecuaciones de esfuerzo-desplazamiento de las ondas Love y Rayleigh.	22
I.3.2 Método de filtrado múltiple.	24
III. CARACTERÍSTICAS DE LA FUENTE SÍSMICA DEL TERREMOTO DE LORETO $M_w = 6.2$ QUE OCURRIÓ EL 12 DE MARZO DEL 2003 EN EL MEDIO GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO...	26
III.1 Resumen.	26
III.2 Introducción.	27
III.3 Tectónica y Sismicidad histórica.	29
III.4 Instrumentación y Registro de Datos.	30
III.5 Localización Sísmica.	30
III.6 Modelado de las ondas P y S.	32
III.7 Análisis Espectral.	34
III.8 Discusión y Conclusión.	36
IV. PARÁMETROS DE FUENTE DEL TERREMOTO DEL 12 DE NOVIEMBRE DEL 2003 EN ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA, GOLFO DE CALIFORNIA	52
IV.1 Resumen.	52
IV.2 Introducción.	53
IV.3 Tectónica y Sismicidad.	54
IV.4 Registro de Datos y localización de sismos.	55
IV.5 Valor de b.	56
IV.6 Modelado de ondas P y S del evento principal.	57

CONTENIDO (continuación)

	Página
IV.7 Análisis Espectral.	58
IV.8 Discusión de los Resultados.	59
V. CÁLCULO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA EN LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA, SONORA Y SINALOA, MÉXICO, USANDO ONDAS SUPERFICIALES.	75
V.1 Resumen.	75
V.2 Introducción.	76
V.3 Geología y Tectónica.	78
V.4 Análisis de datos.	79
V.5 Análisis de los modelos de velocidad.	81
V.6 Discusión de Resultados.	83
V.7 Conclusiones.	84
VI. CONCLUSIONES GENERALES.	97
BIBLIOGRAFÍA.	100
ANEXO I.	107
ANEXO II.	110
ANEXO III.	111

ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD Y ESTRUCTURA DE LA CORTEZA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

INTRODUCCION GENERAL

En el Golfo de California se han realizado estudios sismológicos por Phillips (1964), Lomnitz et al (1970), Brune (1970), Lonsdale (1989,1991), Goff et al. (1987) para determinar la estructura cortical y los parámetros de fuente de sismos localizados en el Golfo de California. Estos estudios caracterizaron y delimitaron rasgos tectónicos en el Golfo de California. Recientemente González-Fernández (2005), Rebollar et al. 2001, Fletcher y Munguía (2000) y Wong (2000) han realizado investigaciones tendientes a determinar la estructura cortical del Golfo de California y a estudiar la fuente sísmica de eventos locales y regionales que han podido corroborar que el Golfo de California es una región de apertura continental. Los centros de dispersión están bien desarrollados en la boca del Golfo y progresivamente hacia el noroeste se convierten en cuencas oceánicas transicionales. La Figura 1 muestra los principales rasgos tectónicos de la región. Los esfuerzos regionales que dan origen a este régimen tectónico son aproximadamente norte-sur de compresión, y este-oeste de tensión (Goff et al. 1987). La corteza en la boca del Golfo es predominantemente oceánica y al noroeste es continental (Lonsdale, 1989) un parámetro importante de la corteza es

su espesor, por ejemplo, la corteza entre las cuencas Wagner y Delfín tiene un espesor de aproximadamente 20 kilómetros (González-Fernández et al. 2005).

Este marco tectónico da origen a sismos en zonas a lo largo de las fallas transformes, cuencas y centros de dispersión. Sin embargo, las magnitudes de esta actividad son menores o iguales a 7 (Pacheco y Sykes, 1992). Los sismos que ocurren en las fallas transformes son los de mayor magnitud y tienen mecanismos de falla de rumbo. Por otro lado, los sismos que ocurren en los centros de dispersión tienen mecanismos de falla usualmente normales. También ha habido sismos con ruptura compleja, así en el estudio del sismo de magnitud 5.5 que ocurrió el 26 de noviembre de 1997 en la cuenca Delfín. La ruptura inició como falla inversa y terminó como falla de rumbo (Rebollar et al. 2001).

Una de las regiones de mayor interés para los estudiosos de la tectónica de placas es sin duda el Golfo de California, donde se llevan a cabo los procesos de interacción de placas oceánica y continental con movimientos transformantes y extensionales originando sismicidad, vulcanismo, cuencas oceánicas, flujos de calor, fallas de rumbo, normales y complejas formas de ruptura por ejemplo (Clayton et al, 2004; Rebollar et al. 2001; Rodríguez-Lozoya 2005; Lonsdale, 1989; Fabriol, 1999; Gastil,1991).

Actualmente el proyecto entre investigadores del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), del Instituto Tecnológico de California (CALTECH) y de la Universidad de Utrecht (Países Bajos) ha permitido la instalación y operación de las redes NARS-Baja (Network of Autonomously Recording Seismographs, Baja California) y RESBAN (Red Sismológica de Banda Ancha) compuestas de 23 estaciones ubicadas alrededor del Golfo de California en los estados de Baja California, Baja California Sur, Sonora y Sinaloa. Estas estaciones son de banda ancha (0.05 a 50 Hz) y registro continuo a 20 muestras por segundo. El propósito de estas redes es estudiar la sismicidad local y regional, así como la estructura de la corteza y manto superior (Figuras 2 y 3). Esta cobertura instrumental nos permitirá detectar la actividad sísmica que ocurre en el Golfo de California. Con las redes NARS-Baja y RESBAN es posible realizar localizaciones de sismos con magnitudes del orden de 2 para que eventualmente definan los sectores más activos en el Golfo de California.

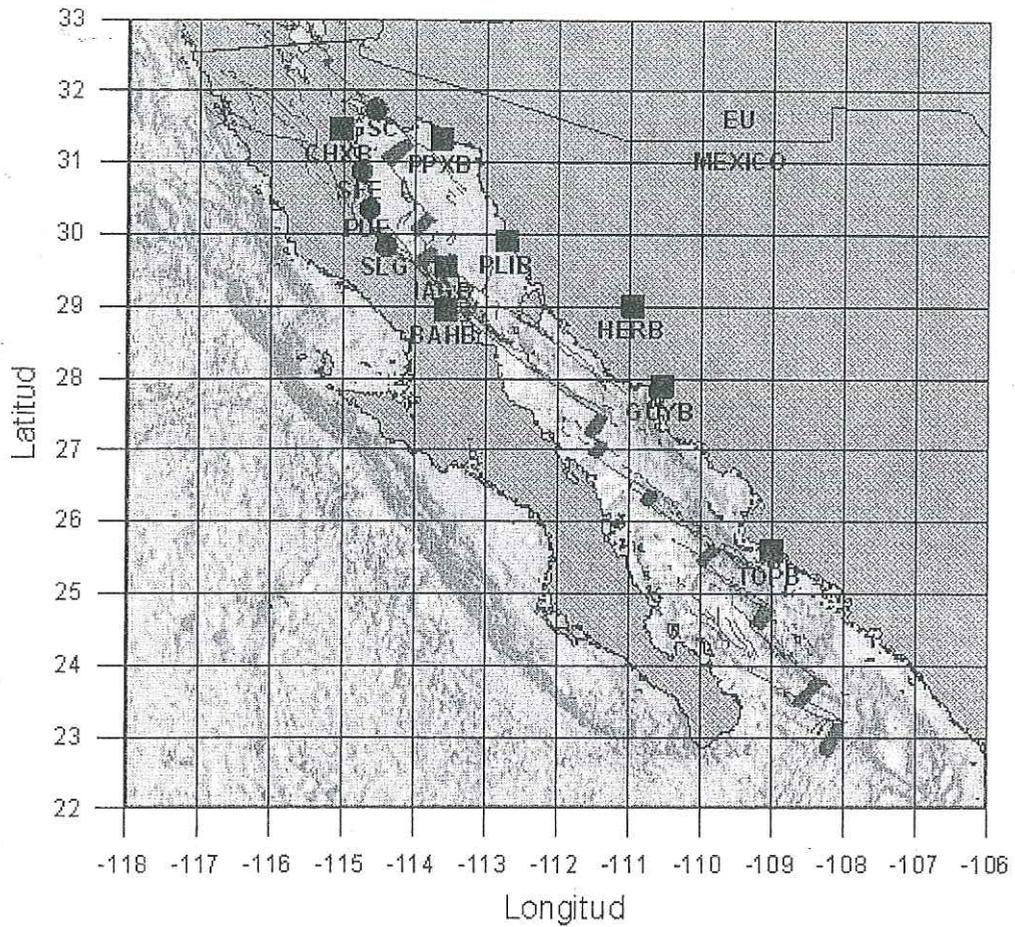


Figura 2. Se muestra la localización de las estaciones sismológicas de RESBAN.

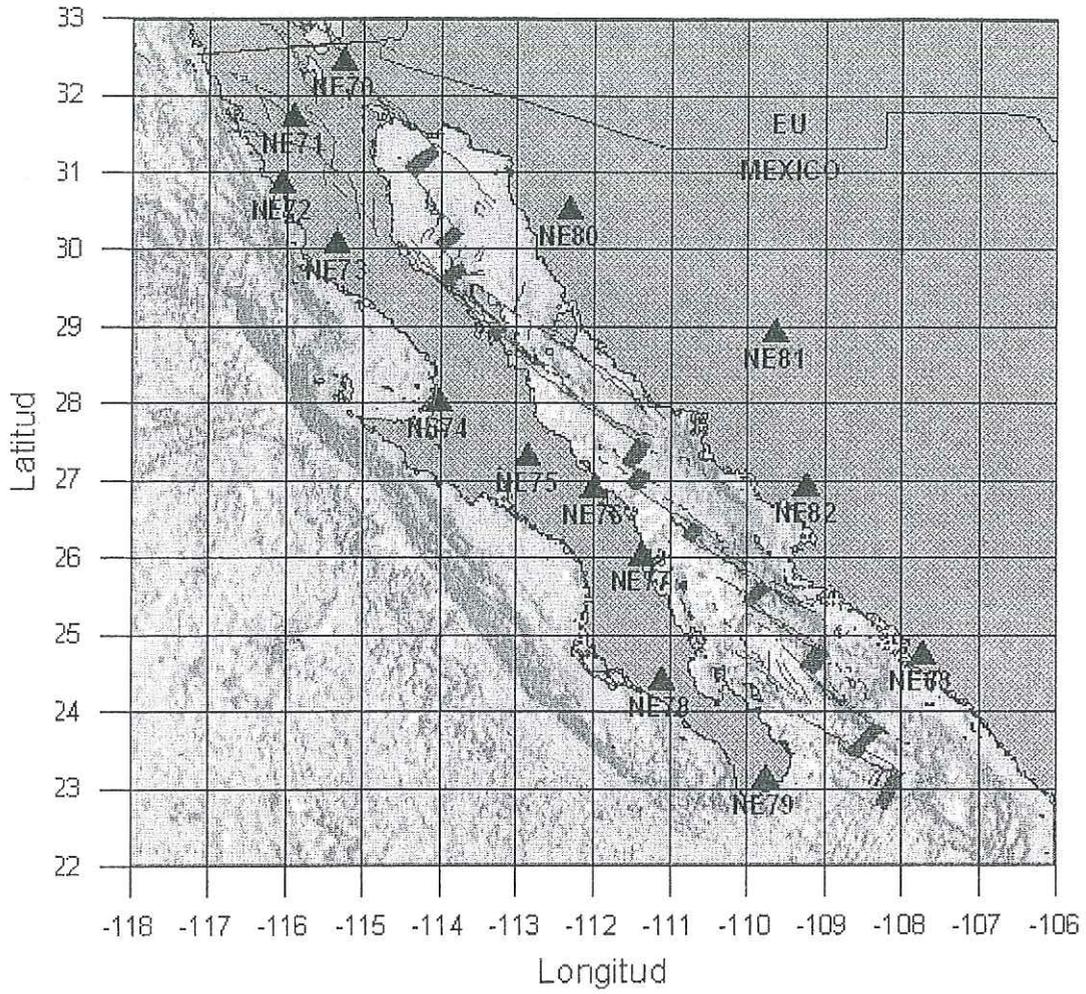


Figura 3. Se muestra la localización de las estaciones sismológicas de NARS-Baja

Por otra parte, existen pocos estudios que se hayan llevado a cabo en el Golfo de California para calcular el espesor de la corteza usando ondas superficiales. Uno de estos estudios fue llevado a cabo por Thatcher y Brune (1973). Ellos analizaron ondas Rayleigh y Love en el rango de periodos de 6 a 40 segundos para calcular velocidades de fase y de grupo registradas en estaciones de periodo largo localizadas al sur de California.

Mi trabajo de tesis consistió en estudiar el terremoto de Loreto que ocurrió el 12 de marzo del 2003 de magnitud $M_w=6.2$ y el sismo de Isla Ángel de la Guarda que ocurrió el 12 de noviembre del 2003 de magnitud $M_w=5.4$. En la primera parte obtuve los parámetros de fuente de estos sismos y los comparé con los calculados en el Golfo de California. En segundo lugar analicé las ondas Rayleigh y Love de siete sismos originados a distancias regionales para determinar modelos de velocidades de cizalla (V_s) en cada una de las estaciones sismológicas de la red. Asimismo, calculé el espesor de la corteza en cada una de las estaciones localizadas a lo largo de la Península de Baja California y el estado de Sonora.

Para analizar los registros de velocidad, éstos se corrigieron por instrumento y se integraron para obtenerlos en desplazamiento con el programa PITSA (Scherbaum, 1993). Para llevar a cabo las localizaciones hipocentrales usé los programas HYPO71 (Lee y Lahr, 1972) e HYPOCENTER (Lienert et al. 1986, Lienert et al, 1988, Lienert y Havskov 1995). Para calcular los sismogramas sintéticos y mecanismos focales utilice los programas de Herrmann, (1987). Un buen ejemplo donde se ilustra el empleo de estos programas es el trabajo de

Rebollar et al. (2001). Para el estudio de las ondas superficiales utilice el método de filtrado múltiple (Herrmann 2002) y la técnica descrita por Aki y Richards (página 252, 2002) en el dominio del tiempo. Cuando fue necesario desarrollé mis propios códigos numéricos para el cálculo de magnitudes, momento sísmico, caída de esfuerzos estáticos y ajuste de gráficos.

En el capítulo I describo los siguientes elementos conceptuales: la localización epicentral e hipocentral, la idealización de la fuente sísmica, el análisis espectral para calcular el momento sísmico, área de ruptura y caída de esfuerzos estáticos. También describo el método de filtrado múltiple en el manejo de ondas superficiales.

En los capítulos II y III calculé los parámetros de la fuente sísmica de los terremotos del 12 de marzo del 2003 y del 12 de noviembre del 2003. En el capítulo IV realicé el análisis de las velocidades de grupo de las ondas Rayleigh y Love con la finalidad de determinar la profundidad del Moho en la Península de Baja California y el estado de Sonora. Concluyo este trabajo con una discusión de los resultados.

II. CONCEPTOS SISMOLOGICOS

Una de las tareas del sismólogo es inferir a partir de un sismograma el origen y el medio a través del cual se han propagado las ondas sísmicas. Esta inferencia puede realizarse a partir de dos enfoques: solución al problema directo o solución del problema inverso.

El problema directo asume la propuesta de un modelo que predice las observaciones obtenidas en la superficie de la Tierra. Estas observaciones pueden ser los tiempos de arribo de las fases sísmicas, las formas de onda, las amplitudes, la dispersión y la atenuación. Que mediante el proceso de ensayo y error se ajusten los datos observados con los calculados por el modelo considerado.

En el problema inverso, a partir de un conjunto de datos observados, se determina el origen y el medio que recorrieron las ondas sísmicas. Aquí se requiere de técnicas matemáticas que a partir de una matriz de datos se obtengan los parámetros del medio.

Los problemas que enfrenta este trabajo comprenden desde la localización epicentral, hasta la obtención del modelo de velocidades de la región, pasando por el tipo de fuente que origina el sismo, mecanismo de dislocación, formas de onda, momento sísmico, tasa de momento sísmico y caída de esfuerzos estáticos tanto en el dominio del tiempo como en la frecuencia. En algunos casos

usé la solución del problema directo, como es el caso de la construcción de sismogramas sintéticos y su comparación con las formas de onda directamente obtenidas de los sismogramas de campo. En otros casos usé la solución del problema inverso en la localización epicentral y en la obtención de los modelos de velocidad a partir de las ondas superficiales.

II.1 Localización de terremotos

Partimos del supuesto de que conocemos el modelo de velocidades de la región y en base a esto estimamos los tiempos de viaje de las fases sísmicas. Asumimos que el terremoto ha ocurrido en un tiempo origen t y en una posición $x(x, y, z)$ que es el hipocentro o foco sísmico. Como el sismo ha sido registrado en n estaciones sismológicas, ubicadas en $X_i = (X_i, Y_i, Z_i)$, en un tiempo absoluto $T_i = T(x, X_i) + t$, que es el tiempo cuando se originó el evento más el tiempo que viaja la fase sísmica desde su posición original hasta donde se ubica la estación sismológica.

Los tiempos observados T_i pueden ser considerados como el resultado de una función u operador A sobre un conjunto de parámetros m del modelo, siendo éste un vector modelo compuesto por las tres coordenadas espaciales y el tiempo origen, esto es:

$$T_i = A(m_j) \tag{1}$$

donde $m_j = (x, y, z, t)$

El problema inverso puede formularse como encontrar los parámetros espaciales y temporales de origen que mejor ajusten al tiempo observado, partiendo de una solución inicial.

El vector m_{j_0} inicial puede ser aquel que consideremos más cercano a la solución en base a los antecedentes o conocimiento de la región.

El tiempo resultante será $Ti_0 = A(m_{j_0})$, este valor no es exactamente el esperado, por lo que determinamos el cambio Δm_j entre los vectores m_{j_0} y m_j .

En general los tiempos observados no dependen linealmente del modelo de parámetros, por lo que linealizamos el problema mediante una expansión en series de Taylor. Tomando en cuenta el modelo inicial y el término lineal, esto es, (Stein y Wysession, 2003):

$$Ti = Ti_0 + \sum_j \frac{\partial Ti}{\partial m_j} \Big|_{m_{j_0}} \Delta m_j \quad (2)$$

Esta expresión puede escribirse en términos de $\Delta Ti_0 = Ti - Ti_0$ así:

$$\Delta Ti_0 = \sum_j \frac{\partial Ti}{\partial m_j} \Big|_{m_{j_0}} \Delta m_j \quad (3)$$

La ecuación 3 es la representación matricial de un sistema de ecuaciones lineales simultáneas, cuya solución se basa en encontrar los cambios en la expresión paramétrica Δm que, cuando multiplique a las derivadas parciales conocidas de Ti con respecto a los parámetros m_j se obtenga la diferencia entre los tiempos

calculados y observados. Una forma de resolver el sistema es a través de la multiplicación de la matriz inversa, esto es:

$$\left[\sum_j \frac{\partial T_{i_0}}{\partial m_j} \right]^{-1} \Delta T_{i_0} = \left[\sum_j \frac{\partial T_{i_0}}{\partial m_j} \right]^{-1} \sum_j \frac{\partial T_{i_0}}{\partial m_j} \Big|_{m_{j_0}} \Delta m_j = \Delta m_j \quad (4)$$

Para la localización hipocentral, únicamente se utilizan cuatro parámetros y bastaría tener cuatro observaciones que nos representaran un sistema de cuatro ecuaciones simultáneas con cuatro incógnitas para que el problema quedara resuelto. En la práctica, se obtienen más de cuatro observaciones, por lo que el sistema de ecuaciones está sobredeterminado. Por esto, no es posible utilizar el criterio anterior ya que la matriz principal no es cuadrada y por consiguiente, no tiene inversa.

Otro aspecto que se debe tomar en cuenta, es que ningún modelo puede resolver en forma exacta el problema, debido a múltiples causas. Entonces si consideramos el error χ^2 en términos de su desviación estándar σ_i , de esta manera:

$$\chi^2 = \sum_i \frac{1}{\sigma_i^2} \left[\Delta T_{i_0} - \sum_j \frac{\partial T_i}{\partial m_j} \Big|_{m_{j_0}} \Delta m_j \right]^2 \quad (5)$$

Minimizando el error.

$$\frac{\partial \chi^2}{\partial \Delta m_k} = 0 \quad (6)$$

obtenemos,

$$\sum_i \Delta T_i \frac{\partial T_i}{\partial m_k} = \sum_i \left[\sum_j \frac{\partial T_i}{\partial m_j} \Delta m_j \right] \frac{\partial T_i}{\partial m_k} \quad (7)$$

despejando Δm_j :

$$\Delta m_j = \sum_i \frac{\partial T_i}{\partial m_k} \left[\sum_i \frac{\partial T_i}{\partial m_k} \sum_j \frac{\partial T_i}{\partial m_j} \right]^{-1} \Delta T_i \quad (8)$$

el operador,

$$\sum_i \frac{\partial T_i}{\partial m_k} \left[\sum_i \frac{\partial T_i}{\partial m_k} \sum_j \frac{\partial T_i}{\partial m_j} \right]^{-1} \quad (9)$$

es llamado la inversa generalizada y proporciona la mejor solución en el sentido de mínimos cuadrados porque da el más pequeño error cuadrático e invierte una matriz no necesariamente cuadrada.

II.1.1 Breve historia de los programas de inversión para localizar terremotos.

En 1910 Geiger postuló el problema de localización de sismos y en 1972 Lee y Lahr desarrollaron el código HYPO71 para determinar el hipocentro y la magnitud basados en los primeros arribos de sismos locales, Lomnitz (1977) señaló que había discrepancias entre varios investigadores en la localización epicentral que podrían ser hasta de 50 km, aún utilizando los mismos datos y

calculados con el mismo código. Klein (1978) introdujo los avances de la teoría inversa, formulada inicialmente por Backus y Gilbert (1968,1970) y el desarrollo de la inversa generalizada por Jackson (1972) y Wiggins (1972) para desarrollar el algoritmo HYPOINVERSE . Posteriormente, Lienert et al. (1986) combinaron las secciones probadas de los algoritmos anteriores y construyeron el programa HYPOCENTER agregando un factor de amortiguamiento en los términos de la diagonal de la matriz antes de ser invertida, esto es si la suma de los residuales se incrementa, el programa regresa a la iteración anterior, incrementando el factor de amortiguamiento y después se repite el proceso.

II.2 Caracterización de la fuente sísmica

II.2.1 Modelo de fuente sísmica

En todos los estudios sismológicos necesitamos considerar el esquema físico que permita explicar el fenómeno observado. En este caso se considera una superficie plana dentro de la Tierra que se comporta en forma elástica de acuerdo a la ley de Hooke. La superficie plana, al ser sometida a una diferencia de esfuerzos o tracciones sufrirá una dislocación o desplazamiento. Esta dislocación es pequeña en comparación con la distancia entre el punto de origen y el punto de observación.

Inicialmente, Reid en 1910 propuso el modelo de rebote elástico, para explicar el origen del terremoto que ocurrió en 1906 en San Francisco California,

E.U. Este modelo supone que los esfuerzos se van acumulando en una región hasta que se supera la resistencia del material y ocurre la fractura, con movimientos relativos entre sus partes, y posteriormente la relajación de los esfuerzos.

Actualmente el modelo más representativo de dislocación es el avalado por el patrón de radiación de las ondas sísmicas y esta originado por un par doble de fuerzas (Honda, 1962).

La dislocación puede ser expresada en términos de funciones de Green,

$$U_n = \int_{-\infty}^{\infty} dt \iiint_V f_i(\varepsilon, t) G_{in}(\varepsilon, t - \tau; x, 0) dv(\varepsilon) + \int_{-\infty}^{\infty} dt \iint_S \{G_{in}(\varepsilon, t - \tau; x, 0) T_1(u(\varepsilon, \tau), n) - u_i(\varepsilon, t) C_{ijkl}(\varepsilon) n_j G_{kn,l}(\varepsilon, t - \tau; x, 0)\} dS(\varepsilon) \quad (10)$$

de acuerdo al teorema de representación de Aki & Richard (2002, página 28), U_n es el desplazamiento en un cierto punto de coordenadas (x, t) debido a las contribuciones de la fuerza f a través de un volumen V , de la fuerza de tracción T y al desplazamiento S sobre la misma superficie.

El desplazamiento en un medio infinito debido a una fuerza lo podemos expresar en términos de los campos lejano y cercano y esta dado por:

$$u_i(x, t) = F_0 * G_{ij} = \frac{1}{4\pi\rho} (3\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \frac{1}{r^3} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} r F_0(t - \tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} \gamma_i\gamma_j \frac{1}{r} F_0(t - r/\alpha) - \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} (\gamma_i\gamma_j - \delta_{ij}) \frac{1}{r} F_0(t - r/\beta) \quad (11)$$

donde γ es el vector unitario del punto fuente al punto receptor y r es la distancia entre estos puntos. F_0 es la fuerza aplicada.

Una característica del campo lejano es que su desplazamiento puede ser descompuesto en sus componentes de onda-P y onda-S. Este desplazamiento puede ser expresado en función de un tensor de momento sísmico que es función del tiempo y nueve pares de fuerzas que son necesarias para representar las fuerzas equivalentes de una discontinuidad arbitraria en desplazamiento, en un medio anisotrópico. Cada uno de las componentes del tensor puede expresarse en términos del echado, deslizamiento y rumbo de la falla multiplicado por el Momento sísmico estático (M_0) propuesto por Aki (1966), que es el producto del área de la falla por la dislocación y por el coeficiente de rigidez.

En términos del tensor de momento, el desplazamiento $u(x,t)$ puede expresarse como:

$$u(x,t) = M_{ij} * G_{ni,j} \quad (12)$$

donde M_{ij} es el tensor de momento sísmico cuyas componentes son:

$$\begin{aligned} M_{11} &= -M_0(\text{sen } \delta \cos \lambda \text{sen } 2\phi + \text{sen } 2\delta \text{sen } \lambda \text{sen}^2 \phi) \\ M_{12} &= +M_0(\text{sen } \delta \cos \lambda \cos 2\phi + \frac{1}{2} \text{sen } 2\delta \text{sen } \lambda \text{sen } 2\phi) = M_{21} \\ M_{13} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \cos \phi + \cos 2\delta \text{sen } \lambda \text{sen } \phi) = M_{31} \\ M_{22} &= +M_0(\text{sen } \delta \cos \lambda \text{sen } 2\phi - \text{sen } 2\delta \text{sen } \lambda \cos^2 \phi) \\ M_{23} &= -M_0(\cos \delta \cos \lambda \text{sen } \phi - \cos 2\delta \text{sen } \lambda \cos \phi) = M_{32} \\ M_{33} &= +M_0 \text{sen } 2\delta \text{sen } \lambda \end{aligned} \quad (13)$$

y $G_{ni,j}$ son las funciones de Green.

Con los elementos teóricos brevemente expuestos, es posible explicar las variaciones de las formas de onda representadas en los sismogramas y a través de la técnica de sistemas lineales, construir un sismograma sintético. La comparación de éste con los sismogramas observados es lo que denominamos modelado de la forma de onda y es una herramienta poderosa para entender los procesos de ruptura de las fallas.

El sismograma $u(t)$ puede expresarse como una convolución de tres filtros básicos:

$$u(t) = s(t) * g(t) * i(t) \quad (14)$$

donde $s(t)$ es la señal de la fuente sísmica, $i(t)$ es la respuesta de instrumento y $g(t)$ es el medio donde se propaga la señal.

En términos del tensor de momentos podemos expresar al sismograma sintético como:

$$u_n(x, t) = s(t) * i(t) * \sum_{i=1}^5 (m_i \cdot G_{in}(t))$$

$$\begin{aligned} m_1 &= M_{11} \\ m_2 &= M_{22} \\ m_3 &= M_{12} \\ m_4 &= M_{13} \\ m_5 &= M_{23} \end{aligned} \quad (15)$$

donde u_n son los desplazamientos radial, vertical o tangencial y G_{in} son las funciones de Green correspondientes.

El sismograma contiene información del mecanismo focal, de la profundidad y la función de tiempo de la fuente. Con la comparación de las

amplitudes de las formas de onda del sismograma sintético y el observado podemos inferir el momento sísmico.

Un programa de cómputo robusto para calcular sismogramas sintéticos es el desarrollado por Herrmann (1987). Este programa consiste en una serie de subrutinas que a partir de un modelo estratificado de corteza, utiliza la técnica de propagación de Haskell (1953)-Thompson (1950) y evalúa la respuesta del medio para diez funciones de Green básicas en términos de la frecuencia y del número de onda. Posteriormente se calcula el espectro y se integra con respecto al número de onda para obtener el espectro en términos de la frecuencia y de la distancia. Después la salida se deconvoluciona, asumiendo un tipo de fuente, para obtener la serie de tiempo. Finalmente se calculan las trazas del sismograma sintético en términos de los parámetros del mecanismo de falla, considerando el modelo de un doble par de fuerzas.

II.2.2 Análisis espectral

Para caracterizar la fuente sísmica es deseable conocer: en primera instancia los parámetros cinemáticos: el tamaño del terremoto, velocidad de deslizamiento de la falla y las dimensiones finales de la falla, en segundo lugar los parámetros dinámicos: tipo de fracturamiento de cizalla, concentración de esfuerzos y propagación de la ruptura, historia de la velocidad de ruptura,

patrones de directividad y de radiación. El cálculo de estos parámetros puede realizarse tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia.

La función temporal de la fuente para un modelo trapezoidal, puede expresarse como la convolución de dos funciones “boxcar” (Lay y Wallace, 1995),

$$u(t) = M_o (B(t; \tau_r) * B(t; \tau_c))$$

donde τ_r es el ancho del “boxcar” y representa la historia de dislocación de la partícula, en tanto que τ_c representa el final de la ruptura.

La convolución de dos funciones en el dominio del tiempo en el dominio en el dominio de la frecuencia es la multiplicación de sus transformadas de Fourier; entonces, el espectro de la función temporal de la fuente podemos expresarla como un producto de funciones sinc así:

$$u(\omega) = M_o \left| \frac{\text{sen}(\omega\tau_r / 2)}{\omega\tau_r / 2} \right| \left| \frac{\text{sen}(\omega\tau_c / 2)}{\omega\tau_c / 2} \right| \quad (16)$$

En esta expresión, la amplitud del desplazamiento decae conforme se incrementa la frecuencia. A bajas frecuencias la amplitud es plana para periodos más grandes que el tiempo de ruptura de la falla, posteriormente, el espectro decae $\frac{1}{\omega}$ entre el tiempo de levantamiento τ_r y el tiempo de ruptura τ_c . Y a altas frecuencias el espectro decae en $\frac{1}{\omega^2}$.

Del espectro de la función temporal de la fuente es posible calcular la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$ como la diferencia promedio entre el estado de esfuerzos $\sigma(t_1)$ en un punto antes y el estado de esfuerzos $\sigma(t_2)$ después del terremoto.

$$\Delta\sigma = \frac{1}{A} \int_S [\sigma(t_2) - \sigma(t_1)] dS \quad (17)$$

donde A es el área de la falla.

II.3 Ondas Superficiales

Las velocidades de fase y de grupo de las ondas superficiales así como las características de su atenuación han sido utilizadas para determinar la estructura de la corteza y manto superior en varias regiones del planeta. (Brune y Dorman, 1963)

En un semiespacio, la propagación de las ondas superficiales en dirección horizontal, en términos de la frecuencia ω , del número de onda κ , y de la función de profundidad $Z(z)$ en coordenadas cartesianas está dada por:

$$u(x, y, z, t) = Z(z) \exp[i(kx - \omega t)] \quad (18)$$

Para evaluar esta expresión es necesario resolver la ecuación de onda con las condiciones de frontera que son: los esfuerzos se desvanecen en la superficie libre ($z=0$) y cuando z tiende a ∞ las amplitudes se desvanecen en virtud de que no existe energía adicional que mantenga un movimiento permanente. La solución existe si para cada valor de ω , κ toma un valor especial que depende de ω , esto es, $\kappa_n(\omega)$, el subíndice n indica que podemos obtener varios valores de

κ que satisfagan la ecuación, de aquí que $\kappa_n(\omega)$ es un eigenvalor y la correspondiente solución $u_n(z)$ es una eigenfunción.

En el caso de las ondas Love para un modelo de una capa plana, homogénea que sobreyace a un semiespacio, la componente y del desplazamiento debe satisfacer las ecuaciones de onda:

En $0 < z < H$:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\mu_1}{\rho_1} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (19)$$

Para $z > H$:

$$\frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \frac{\mu_2}{\rho_2} \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \quad (20)$$

donde H es el espesor, μ_1 y ρ_1 son el modulo de rigidez y la densidad de la capa respectivamente.

Resolviendo estas ecuaciones siguiendo a Aki y Richards (2002, página 252) se obtiene la relación de dispersión de las ondas Love:

$$\tan \omega H \sqrt{\left(\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2} \right)} = \frac{\mu_2 \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{1}{\beta_2^2}}}{\mu_1 \sqrt{\frac{1}{\beta_1^2} - \frac{1}{c^2}}} \quad (21)$$

donde $\beta_1 = \sqrt{\mu_1 / \rho_1}$ es la velocidad de cizalla y $c = \frac{\omega}{\kappa}$ es la velocidad de fase.

II.3.1 Ecuaciones de esfuerzo-desplazamiento de las ondas Love y Rayleigh

Si consideramos ondas planas superficiales que se propagan en la dirección x que se generan en un medio elástico, verticalmente heterogéneo e isotrópico ocupando un semiespacio $z > 0$ en la cual los módulos $\lambda(z)$, $\mu(z)$ y la densidad $\rho(z)$ son funciones arbitrarias de z . Las ecuaciones diferenciales que describen el vector de desplazamiento-esfuerzo para onda Love, esta dada por (Aki y Richards, 2002):

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \mu(z)^{-1} \\ k^2 \mu(z) - \omega^2 \rho(z) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} l_1 \\ l_2 \end{pmatrix} \quad (22)$$

donde l_1 y l_2 son funciones de k , z y ω

y para ondas Rayleigh es:

$$\frac{d}{dz} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & k & \mu^{-1}(z) & 0 \\ -k\lambda(z)[\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} & 0 & 0 & [\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} \\ k^2 \zeta(z) - \omega^2 \rho(z) & 0 & 0 & k\lambda(z)[\lambda(z) + 2\mu(z)]^{-1} \\ 0 & -\omega^2 \rho(z) & -k & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} r_1 \\ r_2 \\ r_3 \\ r_4 \end{pmatrix} \quad (23)$$

donde

$$\xi(z) = 4\mu(z)[\lambda(z) + \mu(z)]/[\lambda(z) + 2\mu(z)] \quad (24)$$

r_1, r_2, r_3, r_4 son funciones de k, z y ω .

Considerando el mismo modelo la velocidad de grupo U de las ondas Love es:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{kI_2}{\omega I_1} = \frac{I_2}{cI_1} \quad (25)$$

donde I_1, I_2 son las integrales de energía dadas por:

$$\begin{aligned} I_1 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho l_1^2 dz \\ I_2 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \mu l_1^2 dz \end{aligned} \quad (26)$$

La velocidad de grupo para las ondas Rayleigh es:

$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{I_2 + \frac{I_3}{2k}}{cI_1} \quad (27)$$

donde I_1, I_2, I_3 son las integrales de energía dadas por:

$$\begin{aligned} I_1 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} \rho(r_1^2 + r_2^2) dz \\ I_2 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} [(\lambda + 2\mu)r_1^2 + \mu r_2^2] dz \\ I_3 &= \frac{1}{2} \int_0^{\infty} (\lambda r_1 \frac{dr_2}{dz} - \mu r_2 \frac{dr_1}{dz}) dz \end{aligned} \quad (28)$$

II.3.2 Método de filtrado múltiple

Este método consiste en obtener la velocidad de grupo a partir de ventanas espectrales, seleccionando ventanas en el dominio de la frecuencia. Inicialmente fue propuesto por Dziiewonski et al. (1969) y modificado por Levshin et al. (1972). En este método se considera que la frecuencia instantánea del espectro debe ser usada más que el filtro de frecuencias en el cálculo de la dispersión de la velocidad de grupo. Siguiendo esta recomendación, Herrmann y Ammon (2002) desarrollan una expresión analítica para un filtrado Gaussiano que evalúe la forma del espectro de la dispersión de ondas superficiales.

En términos generales, la dispersión de ondas superficiales $s(t)$ está dada por:

$$s(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} A(\omega) e^{i(\alpha x - k r + \phi)} d\omega \quad (29)$$

La señal $s(t)$ filtrada por $H(\omega)$ queda:

$$g(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} A(\omega) H(\omega) e^{i(\alpha x - k r + \phi)} d\omega \quad (30)$$

Definimos el filtro como:

$$H(\omega) = e^{-\alpha(\omega - \omega_0)^2 / \omega_0^2} \quad (31)$$

Donde ω_0 es la frecuencia central del filtro. Haciendo algunas aproximaciones el número de onda lo podemos expresar como:

$$k(\omega) = k_0 + (\omega - \omega_0) \frac{1}{U_0} + \frac{1}{2} (\omega - \omega_0)^2 k_0'' \quad (32)$$

$$\phi(\omega) = \phi_0 + (\omega - \omega_0) \phi_0' + \frac{1}{2} (\omega - \omega_0)^2 \phi_0'' \quad (33)$$

$$A(\omega) = A_0 e^{-\gamma(\omega - \Omega)^2 / \omega_0^2} e^{+\gamma(\omega_0 - \Omega)^2 / \omega_0^2} \quad (34)$$

Aquí k_0' es el recíproco de la velocidad de grupo U_0 :

$$k_0' = \frac{1}{U_0} = (dk/d\omega)_{\omega_0} \quad (35)$$

$A(\omega_0) = A_0$ y en las crestas de $A(\omega)$, $\omega = \Omega$ y γ controla el ancho de la señal espectral.

Seguendo a Herrmann y Ammon (2002) se obtiene la expresión para la velocidad de grupo dada por:

$$U_0 = \frac{r}{t_2 - \delta\omega_2(t_1 - t_2) / (\delta\omega_1 - \delta\omega_2) + \phi_0'} \quad (36)$$

donde

$$\begin{aligned} \delta\omega_1 &= -\frac{\gamma(\omega_0 - \Omega)}{\gamma + \alpha_1} \\ \delta\omega_2 &= -\frac{\gamma(\omega_0 - \Omega)}{\gamma + \alpha_2} \end{aligned} \quad (37)$$

α_1 y α_2 son parámetros del filtro.

Más adelante, estos conceptos son aplicados en los siguientes capítulos de esta tesis.

III. CARACTERÍSTICAS DE LA FUENTE SÍSMICA DEL TERREMOTO DE LORETO ($M_w = 6.2$) QUE OCURRIÓ EL 12 DE MARZO DEL 2003 EN EL MEDIO GOLFO DE CALIFORNIA, MÉXICO.

III.1 Resumen

Analice el sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003 $M_w = 6.2$ que ocurrió en la falla transforme que une las cuencas de Guaymas y Carmen en el centro del Golfo de California. Este evento fue registrado por una red autónoma de sismógrafos de banda ancha de registro continuo localizada en la Península de Baja California y los estados de Sonora y Sinaloa. El evento principal fue localizado en 26.615° Latitud N y 111.09° Longitud W a una profundidad de 5.0 ± 2 km. También registre y analice un precursor de magnitud 4.2 que localice en 26.580° Latitud N y 111.011° Longitud W. Además localice 35 réplicas, el 20% de ellas se ubicaron en el área de ruptura del evento principal cuyo mecanismo fue de una falla de rumbo lateral derecha con dirección noroeste-sureste. La dirección de la propagación de la ruptura la obtuve de la directividad y deduje que fue de noroeste a sureste. La mayoría de las réplicas ocurrieron hacia el sureste del evento principal. Del análisis de 333 réplicas calculé un valor de b de 0.68 de la relación Gutenberg-Richter (Stein y Wysession, 2003 p. 274).

La profundidad focal y la geometría de falla las estimé del modelado de las formas de onda de cuerpo P y S. Calculé los sismogramas sintéticos con el código de reflectividad de Herrmann (1987) con una función de fuente en el tiempo triangular de seis segundos. El mejor ajuste entre el sismograma sintético y el registrado de

las ondas P y S lo obtuve con una geometría de falla de rumbo $117^{\circ} \pm 4^{\circ}$, echado de $79^{\circ} \pm 2^{\circ}$ y deslizamiento de $168^{\circ} \pm 2^{\circ}$. Calculé su momento sísmico de 2.68×10^{18} N-m (2.68×10^{25} dina-cm), un radio de la fuente de 6.8 ± 0.7 km y una caída de esfuerzos estáticos de 3.8 ± 1.2 Mp (38 ± 12 bars). Asimismo calculé la caída de esfuerzos estáticos de eventos anteriores localizados en el Golfo de California, estos valores están en el rango de 0.2 a 12.5 Mp (2 a 125 bars).

III.2 Introducción

En 1995 el Centro de Investigación Científica y de educación Superior de Ensenada (CICESE) instaló dos estaciones sísmicas de banda ancha, una en Bahía de los Ángeles (Baja California) y otra en Guaymas (Sonora). Después estas estaciones sísmicas se incrementaron a ocho y conformaron lo que se llama Red Sismológica de Banda Ancha (RESBAN) Figura 2. Esta red recientemente se complementó con la red NARS-Baja con 14 estaciones sismológicas de banda ancha, gracias a un proyecto conjunto entre la Universidad de Utrecht (Países Bajos), el Instituto Tecnológico de California y el CICESE (Trampert et al., 2003). Por lo que en conjunto se cuenta con 22 estaciones sismológicas de banda ancha localizadas en la Península de Baja California y en los estados de Sonora Y Sinaloa (Figura 3). Con esta red se estudiará la sismicidad local y regional así como la estructura entre la corteza y el manto superior.

El terremoto del 12 de marzo del 2003 $M_w = 6.2$ es el primer sismo con magnitud mayor que 6 que ha sido registrado con estaciones cercanas. Inicialmente, fue localizado en 26.3° Latitud N y 110.6° Longitud W a una profundidad de 10 km por el National Earthquake Information Center (NEIC) a 80 km al sureste de Loreto y cerca de donde la estación sismológica NE77 está localizada. Este evento se registró en las estaciones NE77, NE76, NE78, NE82 y GUYB. Con estas estaciones fue posible restringir la localización del evento principal y sus réplicas. El patrón de ocurrencia tuvo una secuencia: precursor, evento principal y réplicas.

El centro del Golfo de California se caracteriza por la presencia de cuencas pull-apart conectadas por fallas transformes en echelon con un rumbo noroeste-sureste (Lonsdale, 1989). En el presente estudio se define el segmento activo de la falla transforme entre las cuencas Carmen y Guaymas donde ocurrió el terremoto de Loreto. También reporto los parámetros de fuente, la geometría de la falla, el valor de b , la localización del precursor, el sismo principal y 35 réplicas con magnitud de duración hasta 3.5 que ocurrieron durante los siguientes dos días. Finalmente, comparé las características de la fuente sísmica de este evento con la de otros eventos que ocurrieron en el Golfo de California.

III.3 Tectónica y Sismicidad histórica

El sector central del Golfo de California es parte de la frontera de las placas del Pacífico y Norte América. Se ubica en la Provincia Extensional del Golfo de California y comprende las siguientes cuencas pull-apart: Guaymas, Carmen y Farallón, todas ellas conectadas por fallas transformes con rumbo noroeste-sureste, inferidas de estudios batimétricos. (Lonsdale, 1989) (Figura 4). Las cuencas en este sector del golfo son diferentes a las localizadas en la boca del Golfo de California que han desarrollado anomalías magnéticas en contraste con las que se localizan en la cabeza del Golfo de California que son dominadas por regímenes pull-apart y adelgazamiento de la corteza continental. Por otra parte la cuenca Carmen tiene la presencia de una anomalía magnética que sugiere una velocidad de dispersión de piso oceánico entre 2 y 6 cm/año (Larson, 1972).

Pacheco y Sykes (1992) publicaron un catalogo mundial de grandes eventos sísmicos con magnitudes mayores a 7 que ocurrieron desde el siglo XIX hasta 1988. Ellos reportan un evento que ocurrió en 1901 de magnitud 7.0 al sur de la cuenca Carmen. Goff et al. (1987) reportan los parámetros de fuente de los sismos del 5 y 6 de julio de 1964 con magnitudes de 6.3 y 6.5 respectivamente. Tanioka y Ruff (1997) reportan la función de tiempo de la fuente del sismo del 28 de agosto de 1995 de magnitud 6.2 que ocurrió al sureste de la cuenca Carmen. Los sismos del 24 de febrero de 1988 con magnitud 6.6, el del 30 de septiembre de 1971 de magnitud 6.5, el del 31 de mayo de 1974 de magnitud 6.3 y el

terremoto de Loreto ocurrieron en la cuenca Guaymas, al noroeste de la cuenca Carmen (ver tabla I y figura 4)

III.4 Instrumentación y registro de Datos

Las estaciones sismológicas de NARS-Baja cuentan con un sensor de banda ancha STS2, una tarjeta digitalizadora de 24 bits, un GPS y una computadora laptop para la adquisición de datos. (Trampert et al. 2003). Las estaciones sismológicas de RESBAN están equipadas con un sensor de banda ancha marca Guralp CMG-40T o CMG-3ESP, tarjeta digitalizadora de 24 bits, un GPS y un módulo de adquisición de datos CMG-SAM2. Cada estación está aislada y están construidas sobre afloramientos de roca cuando esto es posible. Todas las estaciones sísmicas registran continuamente a 20 muestras por segundo.

III.5 Localización Sísmica

Para localizar el terremoto de Loreto del 12 de marzo del 2003 usé los registros de las estaciones NE76, NE77, NE78, NE82 y GUYB, que fueron las estaciones más cercanas al epicentro. La figura 5 muestra los sismogramas. Utilicé las fases de las ondas P y S en estas estaciones, el modelo cortical de

velocidades usado por Rebollar et al. (2001) descrito en la tabla II y el código HYPOCENTER (Lienert et al.1988; Lienert y Havskov, 1995). El epicentro fue ubicado a los 26.615° de Latitud N y 111.09° de Longitud W con un error de ± 5.5 km (Figura 6). El hipocentro fue estimado por medio del ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados en las estaciones sismológicas NE76, NE77 y GUYB a una profundidad de 5 ± 2 km. También localicé un precursor ($M_w=4.2$) a los 26.530° Latitud N y 111.011° Longitud W y 35 réplicas, 7 de ellas fueron localizadas sobre el área de ruptura del evento principal que sugieren un fallamiento con dirección NW-SE . El sismo de Loreto inició en el noroeste de la falla transforme entre las cuencas de Guaymas y Carmen , la mayor parte de la sismicidad ocurrió hacia el sureste delineando el segmento activo de 60 km de longitud (Figura 6).

Calculé la magnitud duración de 333 réplicas registradas en la estación sismológica NE77 con la expresión $M_d=2.24\log_{10}T-0.85$, donde T es la duración de la señal. Esta relación fue utilizada por Rebollar y Reichle (1987) en el norte de la Cordillera Peninsular de Baja California y es rutinariamente usada por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM). La magnitud duración de los terremotos registrados oscilan entre 0.3 a 3.5. El valor de b calculado a partir de la relación de Gutenberg-Richter (Stein y Wysession, 2003 p. 274) fue de 0.68 (Figura 7). Este bajo valor de b sugiere una concentración homogénea de esfuerzos de acuerdo con Scholz (1968) en contraste a los valores grandes de b obtenidos en los enjambres sísmicos que han ocurrido en el Golfo de California (Reichle y Reid 1977).

III.6 Modelado de las ondas P y S

La estación sismológica NE77 se encuentra a 72 km al sur del epicentro del sismo de Loreto. Debido a la orientación de la falla, en esta estación la energía predominante fue de las ondas SH, la amplitud de las ondas superficiales saturaron el sensor. Antes de la integración de las trazas sísmicas, éstas fueron corregidas por la respuesta de instrumento para obtener el registro en velocidad. Las componentes norte-sur y este-oeste integradas y sin filtrar muestran la función temporal aparente de la fuente (FTAF) la cual se aproxima a una función triangular de 6 segundos de duración. Calculé los sismogramas sintéticos usando el código de reflectividad de Herrmann (1987) en un medio elástico de capas planas homogéneas y el modelo de velocidades reportado por Rebollar et al. (2001). En el caso del sismograma sintético del terremoto de Loreto, tuve como propósito identificar el mecanismo focal que mejor ajustara los 14 segundos después del arribo de la onda P del registro en la estación sismológica NE77, o sea, la sección no saturada del sismograma. El mejor ajuste se tuvo con el mecanismo de falla: $117^{\circ} \pm 4^{\circ}$ de rumbo, $79^{\circ} \pm 2^{\circ}$ de echado, $168^{\circ} \pm 2^{\circ}$ de deslizamiento y una profundidad focal de 5 ± 2 km (Figura 8). Los errores son el rango de variación de los parámetros donde el ajuste es igualmente bueno. Dentro de los errores de estimación, estos resultados concuerdan con las geometrías de falla reportadas por NEIC y Harvard (ver Tabla 3). Esta geometría de falla fue utilizada para ajustar los primeros 16 segundos del sismograma

(ondas P y S) en las estaciones sismológicas NE76 y GUYB (a 95 y 152 km del epicentro, respectivamente) (Figura 8).

Con el propósito de analizar la directividad, aislé la FTAF registrada en la estación sismológica NE76, que esta localizada al noroeste de la falla y la FTAF registrada en la estación sismológica NE82, localizada al sureste de la falla. Filtré, roté y normalicé las FTAF's usando un filtro pasa bandas de Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz con el propósito de mantener la señal de la fuente. Los resultados muestran que la componente transversal FTAF en la estación NE82 es mas angosta que la FTAF de la estación sismológica NE76. Este efecto se observa mejor en la componente radial. Por consiguiente concluyo que la propagación de la ruptura fue de noroeste a sureste. (Figura 9)

Además encontré similitudes entre la geometría de la falla entre el precursor y el sismo principal. Primero, calculé los sismogramas sintéticos del evento precursor con la misma geometría de falla del sismo principal, pero en este caso filtré el sismograma sintético con un filtro pasa bandas de Butterworth entre 0.05 y 0.1 Hz. La figura 10 muestra la comparación de los sismogramas sintético y observado en la estación sismológica NE77. El ajuste es muy bueno. En segundo lugar, las FTAF's del precursor registrado en la estación sismológica NE77 y del sismo principal registrado en las estaciones NE76, NE82 y GUYB las normalicé y las filtré entre 0.1 y 0.2 Hz y las compare entre ellas (Figura 11). Se observa que las FTAF's del precursor y del sismo principal son similares dentro del rango de variación debido a los efectos de directividad. Interpreté este resultado de la

siguiente manera: si se considera que ambos eventos tienen la misma área de falla, el precursor fue un evento muy lento con un desplazamiento dado por:

$$u_f = u_m \frac{M_{0f}}{M_{0m}} \quad (38)$$

Donde u_m y M_{0m} son el desplazamiento promedio y el momento sísmico del sismo principal respectivamente. u_f y M_{0f} son el desplazamiento promedio y momento sísmico del precursor. Después de que ocurrió el precursor la misma área se movió nuevamente pero ahora con un gran desplazamiento dado por u_m .

III.7 Análisis espectral

Utilicé la teoría de Brune (1970) para calcular los parámetros de la fuente. Con una ventana de 20 segundos calculé el espectro de desplazamiento de las trazas horizontales del registro de la estación sismológica NE76. La figura 5 muestra la ventana de tiempo usada y la Figura 12 muestra los espectros de desplazamiento. No se observan efectos importantes de la atenuación sísmica ya que el espectro de desplazamiento tiene un comportamiento de ω^{-2} a altas frecuencias. Del espectro de desplazamientos seleccione una frecuencia de esquina de 0.18 ± 0.02 Hz (5.5 ± 0.5 segundos). Dentro del margen de error esta frecuencia es congruente con la duración de la FTAF obtenida en el modelado de

las formas de onda. Considerando una falla circular (Brune, 1970) el radio de la fuente esta dado por:

$$r = 0.3724V_{c0} / f_c \quad (39)$$

donde f_c es la frecuencia de esquina y V_{c0} es la velocidad de la onda de cizalla en la fuente. El radio de la fuente puede ser calculado a partir de la duración de la FTAF ζ dado por $r = 0.3724V_{c0}\zeta$. Para calcular el momento sísmico usé el desplazamiento espectral y lo llamé momento sísmico espectral M_Ω . El momento sísmico (M_0) y la función de la razón de momento sísmico $(\partial M(t-r/\beta)/\partial t)$ las calcule integrando en el dominio del tiempo los pulsos de la onda S observada en la estación sismológica NE76 (tabla IV). La caída de esfuerzos estáticos está dada por:

$$\Delta\sigma = (7/16)M_0 / r^3 \quad (40)$$

donde M_0 es el momento sísmico y r es el radio de la fuente. Utilicé una velocidad de la onda de cizalla de 3.3 km/s para calcular la caída de esfuerzos estáticos. Para calcular la caída de esfuerzos estáticos de los sismos de magnitud mayor que 5 que han ocurrido en las fallas transformes y centros de dispersión del Golfo de California utilicé la duración de las FTAF reportadas por Goff et al. (1987) y Tanioka y Ruff (1997). Calculé la caída de esfuerzos estáticos del sismo de Loreto usando la duración de la FTAF. La caída de esfuerzos estáticos fue de 3.8 Mp (Tabla IV). Observé que los valores grandes de las caídas de esfuerzos estáticos están asociadas con eventos localizados en la falla transforme que conecta las cuencas de Guaymas y Carmen. Por otra parte, las FTAF's del Golfo

de California tienen una duración entre 2 y 12 segundos. Las formas de las FTAF's en la cabeza del Golfo de California son simples y triangulares, probablemente porque los sismos son pequeños con magnitudes menores a 6. Hacia la boca del Golfo de California las magnitudes de los eventos son mayores que 6 y las formas de las FTAF's son complejas y trapezoidales. La tabla V muestra la duración y forma de las FTAF's así como la caída de esfuerzos estáticos de los sismos estudiados en el Golfo de California.

III.8 Discusión y Conclusiones

Localicé el sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003 al noroeste de la cuenca Carmen a una profundidad de 5 ± 2 km (Figura 2). Observé en los sismogramas una duración de la FTAF de 6 segundos. Del modelado de las formas de onda P y S obtuve la geometría de falla dada por: $117^\circ \pm 4^\circ$ de rumbo, $79^\circ \pm 2^\circ$ de echado y $168^\circ \pm 2^\circ$ de deslizamiento. Esta es una falla de rumbo lateral derecha que coincide con la falla transforme inferida entre las cuencas Guaymas y Carmen. Localicé un precursor de magnitud 4.2 en la misma área del sismo principal. El precursor tiene una FTAF de 5.5 segundos similar a la FTAF del sismo principal, lo que sugiere que el precursor fue un sismo pequeño y muy lento. Únicamente fue posible localizar siete réplicas del sismo de Loreto con suficiente precisión en el área de ruptura del sismo principal inferido del modelo circular de Brune (1970) (Figura 6). Otras réplicas fueron localizadas al sureste de

la falla, lo cual sugiere una expansión de los esfuerzos más allá del área de ruptura.

El análisis de las formas de onda de las FTAF's del precursor y del sismo principal indica que son similares en forma y duración así como en su geometría de ruptura. Sugiero que el precursor inicialmente venció las fuerzas de fricción estática y después sobrevino el deslizamiento de los lados de la falla con un desplazamiento promedio mil veces más grande que el que originó el sismo de magnitud 6.2. De los efectos de la directividad de la ruptura de las FTAF's observadas en diferentes acimuts, se deduce que la ruptura se propagó del noroeste al sureste.

Es probable que los sismos de 1901 ($M_w=7.0$) y 1964 ($M_w=6.3$ y 6.5) hayan ocurrido sobre la falla transforme que conecta las cuencas Carmen y Farallón. Años después los esfuerzos se concentraron en zonas de alta resistencia (asperezas) sobre la falla transforme que conecta las cuencas de Guaymas y Carmen y esta acumulación de esfuerzos ha sido liberada con los eventos de 1971 ($M_w=6.5$), 1974 ($M_w=6.3$), 1988 ($M_w=6.6$), 1995 ($M_w=6.0$), y 2003 ($M_w=6.2$). Los sismos que han ocurrido en este sector del Golfo de California han tenido una gran caída de esfuerzos estáticos, lo cual probablemente se deba al rompimiento de la corteza en su transición de corteza continental a corteza oceánica (Tabla V).

Busqué los parámetros de fuente de eventos localizados en el Golfo de California y usé la duración de la FTAF para calcular la caída de esfuerzos estáticos y compararlos con la caída de esfuerzos estáticos del sismo de Loreto.

La caída de esfuerzos estáticos de los sismos que han ocurrido en el Golfo de California está en el rango entre 2 y 125 bares (Tabla V).

La caída de esfuerzos más pequeñas son las correspondientes a los sismos que han ocurrido en las cuencas Wagner y Delfín que tienen valores entre 2 y 18 bares. Hacia el sureste, en la falla transforme Canal de Ballenas, localizada entre las cuencas Delfín Superior y Salsipuedes, la caída de esfuerzos estática se incrementa en el rango entre 2 y 49 bares. Los sismos con más grande caída de esfuerzos estática están localizados sobre la falla transforme entre las cuencas Guaymas y Farallón (Tabla V). Esto podría indicar que la fricción entre las placas no es uniforme y que en algunas regiones como en la falla transforme entre las cuencas Carmen y Guaymas existen grandes asperezas, originando que los sismos que ocurren en esta zona alcancen caída de esfuerzos similares a la caída de esfuerzos estática de sismos intraplaca, de acuerdo al rango de valores reportado por Kanamori y Anderson (1975) y Scholz et al. (1986).

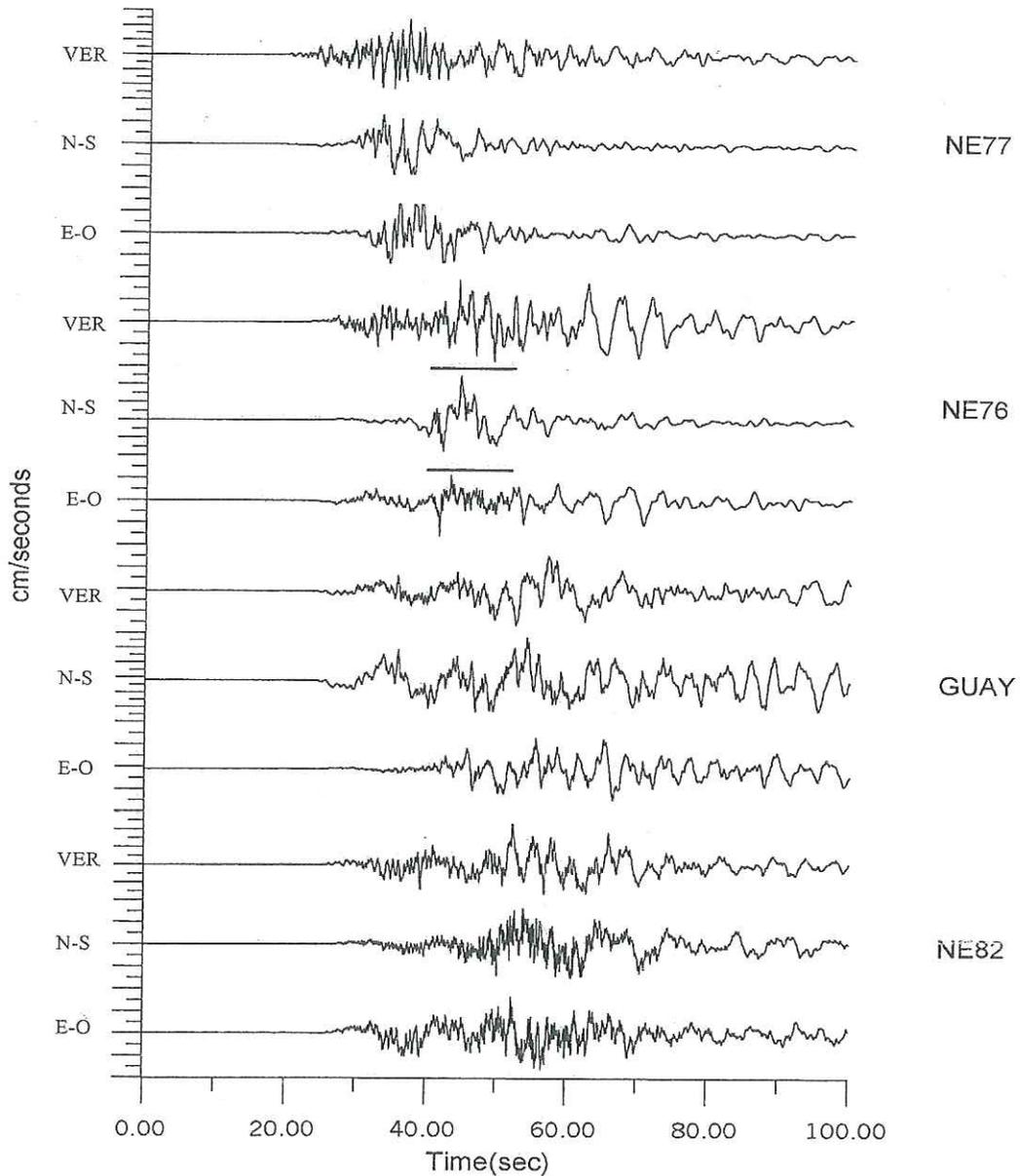


Figura 5. Se muestran los sismogramas registrados por las estaciones sismológicas NE77, NE76, GUYB y NE82. Las barras superiores en las componentes horizontales de la estación NE76 indican las ventanas de tiempo utilizadas en el cálculo del espectro de Fourier. Las componentes horizontales de las ondas superficiales registradas en la estación sismológica NE77 están saturadas.

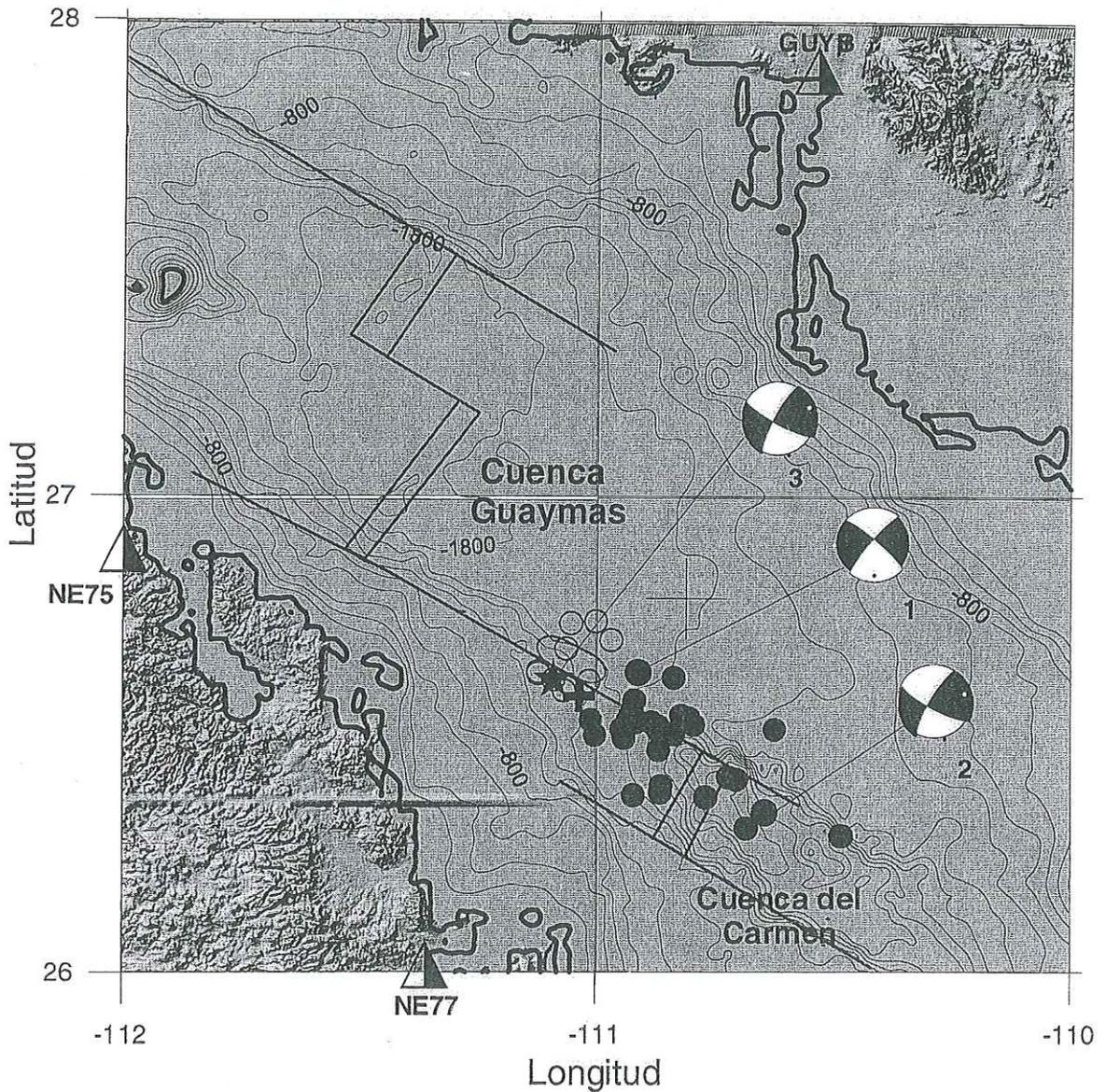


Figura 6. Mapa que muestra la localización del terremoto de Loreto (estrella), un precursor (cruz) y réplicas (círculos vacíos). Los círculos llenos son sismos producidos por el efecto del sismo principal. La elipse muestra el área de ruptura inferida del modelo de falla circular de Brune(1970). Los triángulos semillenos indican las estaciones sismológicas. También se muestran la solución de los planos de falla reportados por Harvard (número 1), NEIC (número 2) y mi solución del plano de falla es el número 3.

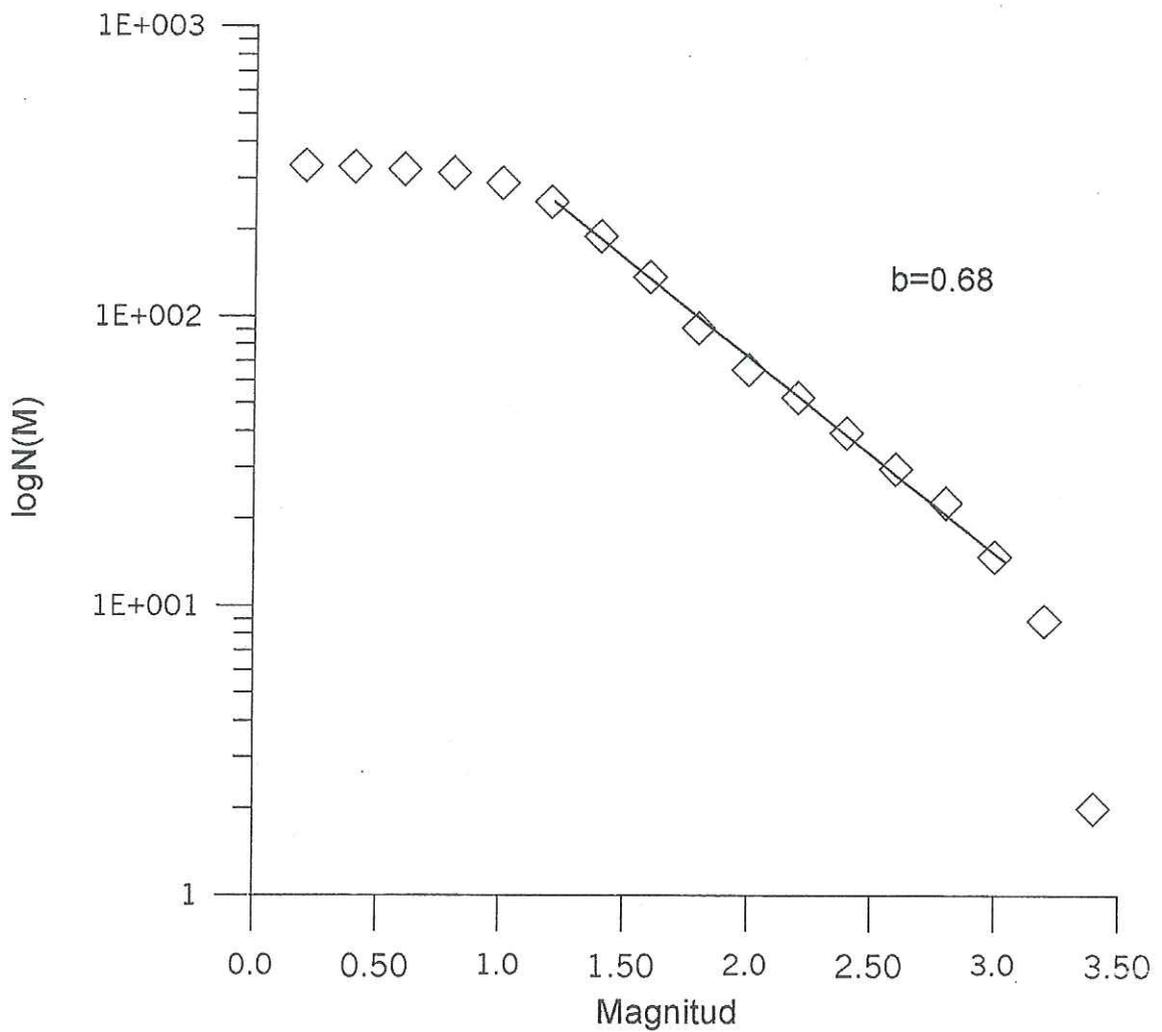


Figura 7. Gráfica de Magnitud – frecuencia de las réplicas registradas en la estación sísmológica NE77. El valor de b calculado fue de 0.68

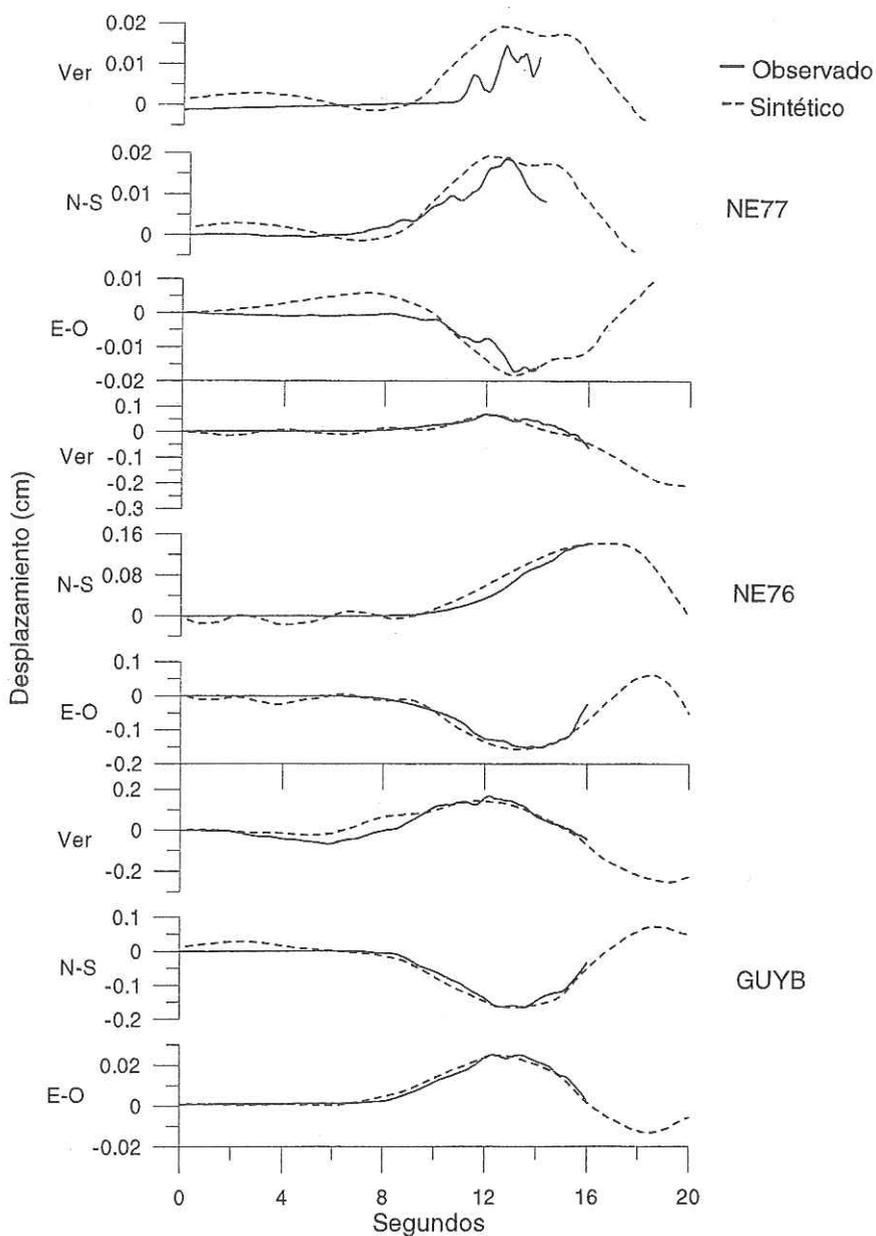


Figura 8. Comparación de las amplitudes de onda P y S (línea continua) registradas en las estaciones sismológicas NE77, NE76 y GUYB con los sismogramas sintéticos (línea discontinua) calculados con el método de reflectividad de Herrmann (1987). Los sismogramas observados y sintéticos de la estación sismológica NE77 se compararon en el rango de tiempo anterior a la saturación de las amplitudes. Se puede apreciar que el ajuste fue excelente.

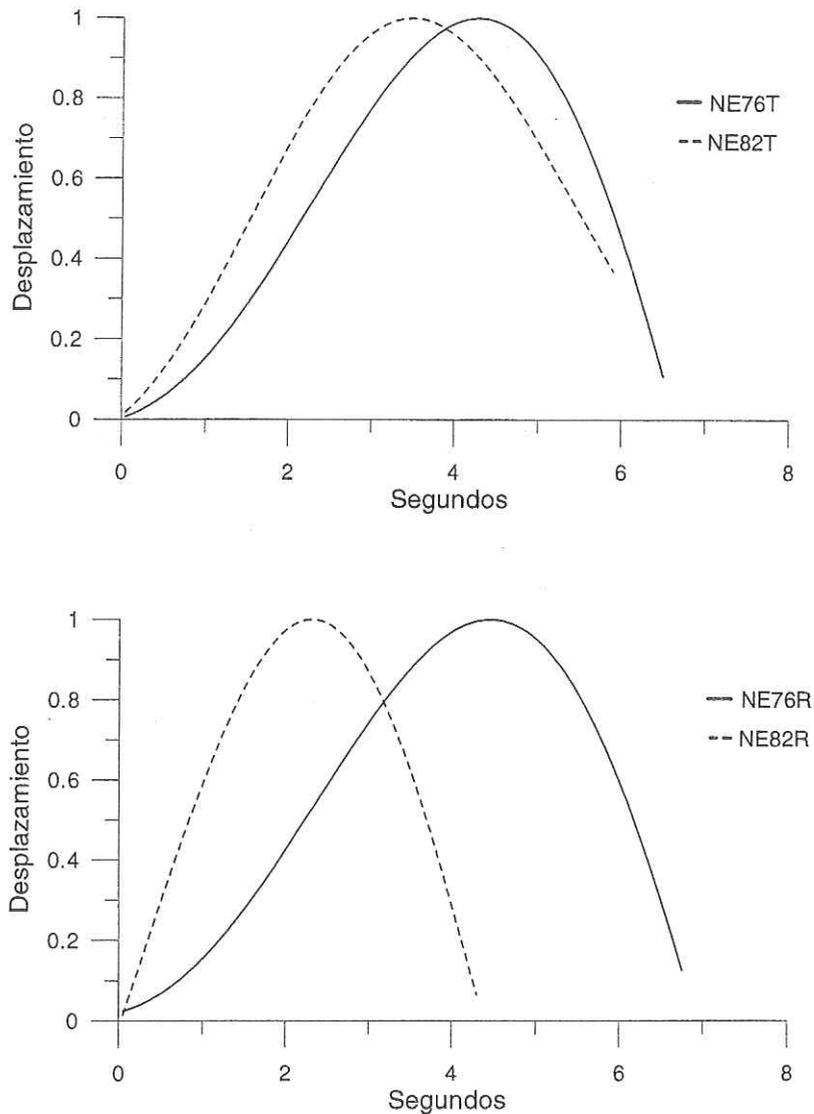


Figura 9 Comparación de las FTAF's (radial y transversal) filtradas observadas en las estaciones sismológicas NE76 (línea continua) y en NE82 (línea discontinua) con el propósito de inferir la directividad de la ruptura. Se aprecia una FTAF más corta en la estación sismológica NE82 localizada al SE del epicentro debido a la directividad de la ruptura comparada con FATF en la estación sismológica localizada al NW del epicentro

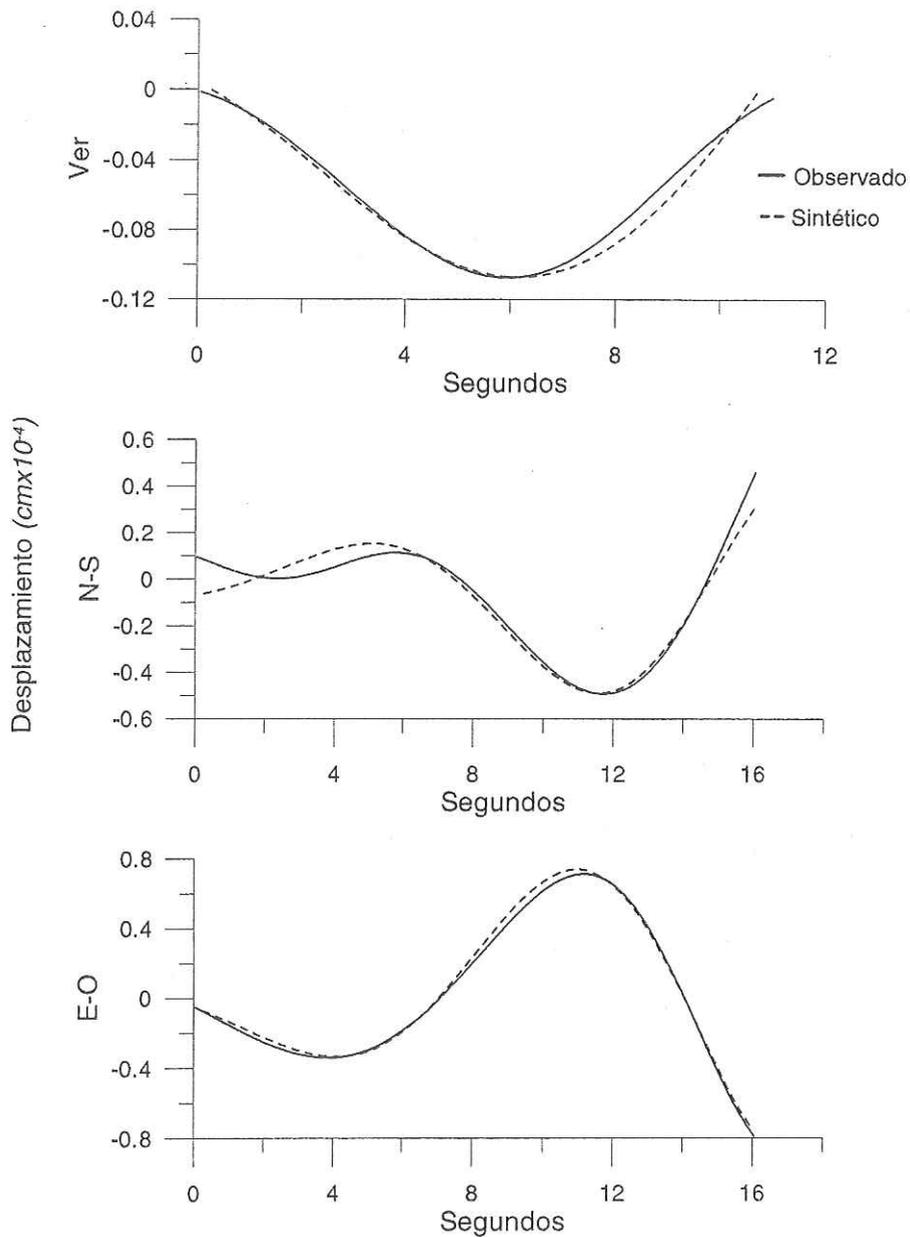


Figura 10. Comparación de las amplitudes de onda P y S (línea continua) filtradas entre 10 y 20 segundos del precursor registrado en la estación sísmológica NE77 con el sísmograma sintético (línea discontinua) calculado con el método de reflectividad de Herrmann (1987). La geometría de falla es la misma que la geometría de falla del sismo principal.

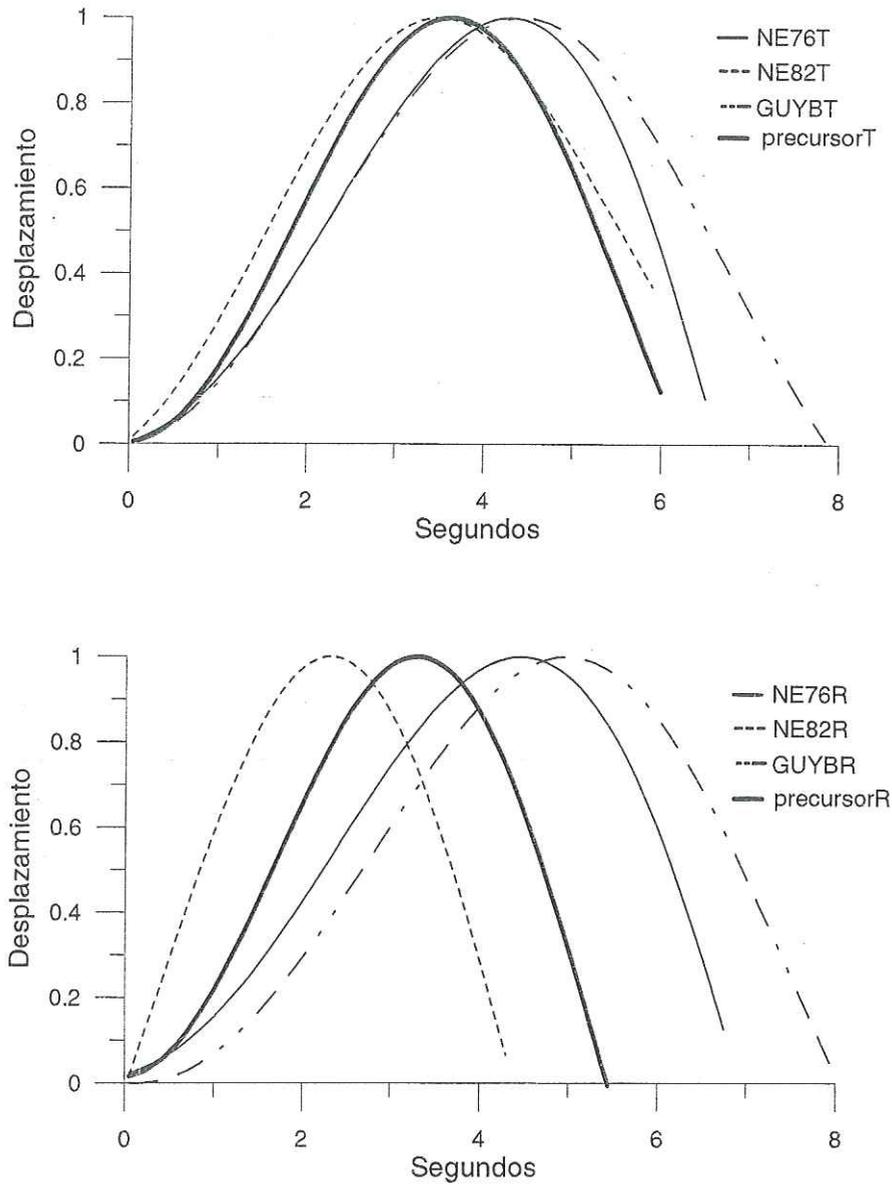


Figura 11. Comparación de la FTAF del sismo principal observado a diferente acimut con la FTAF del precursor (línea continua) observada en la estación sísmológica NE77. Las FATF's fueron rotadas y filtradas usando un filtro pasa bandas Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz. R significa radial y T transversal. Se puede observar la similitud entre las FTAF's.

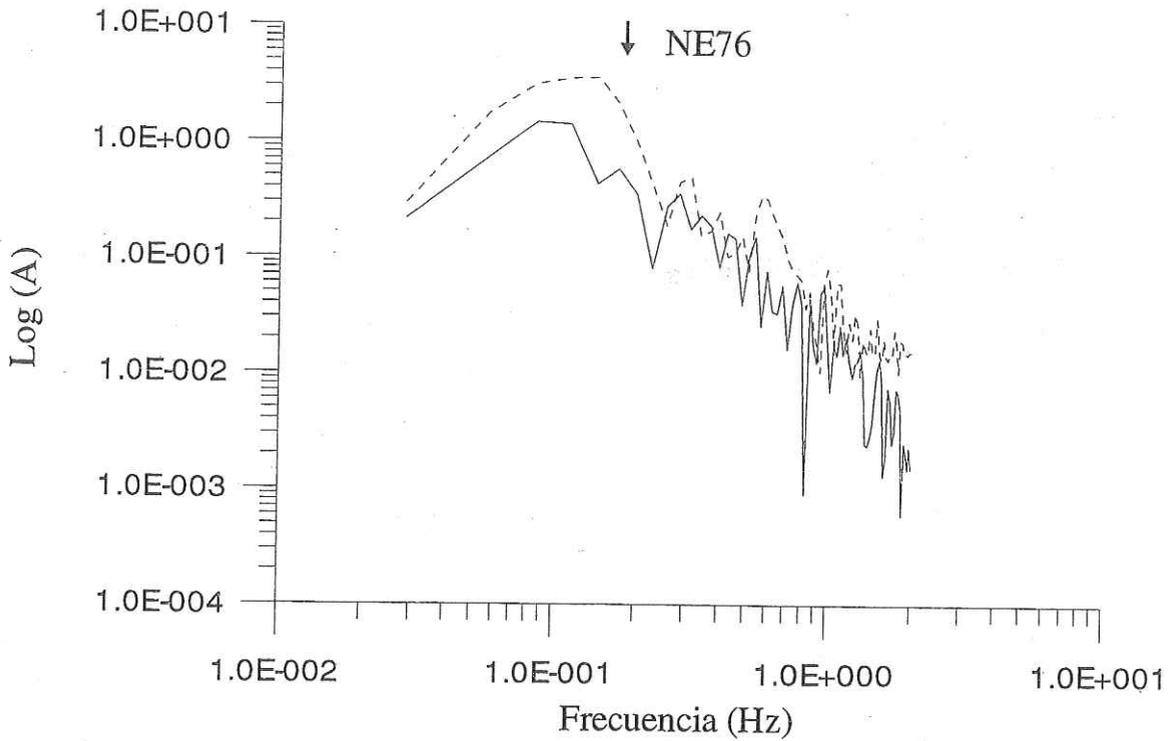


Figura 12. Espectro de desplazamiento de la onda S: componente norte-sur (línea continua), componente este-oeste (línea discontinua) registradas en la estación sismológica NE76. Para su cálculo se utilizó una ventana de 20 segundos. La flecha muestra la localización de la frecuencia de esquina.

Tabla I. Sismos con magnitud mayor de 6 que han ocurrido en las inmediaciones de la cuenca Carmen.

Zona Cuenca Carmen	Fecha Año/mes/día	Latitud Norte	Longitud Oeste	Momento sísmico (N-m)	Magnitud M_w
Sur	1901/01/07 ¹	26.00	110.00	44.0e18	7.0
	1964/07/05 ²	26.30	110.00	4.0e18	6.3
	1964/07/06 ²	26.30	110.30	7.8e18	6.5
	1995/08/28 ³	25.88	110.32	3.0e18	6.2
Norte	1971/09/30 ²	26.90	110.80	6.7e18	6.5
	1974/05/31 ²	27.36	111.13	3.8e18	6.3
	1988/02/24 ¹	26.80	111.00	11.0e18	6.6
	2003/03/12 ⁴	26.53	111.09	2.68e18	6.2

¹Pacheco y Sykes (1992), ²Goff et al (1987), ³Tanioka y Ruff(1997), ⁴Este estudio

Tabla II. Modelo de velocidades cortical en una dimensión usada para calcular el sismograma sintético y la localización del terremoto de Loreto (Rebollar et al. 2003).

Espesor capas (km)	Velocidad de P (km/s)	Velocidad de S (km/s)	Densidad (g/cm ³)	Q_α	Q_β
4.0	4.0	2.6	2.3	400	200
4.0	5.7	3.3	2.5	2000	2000
16.0	6.7	3.8	3.0	2000	2000
0.0	7.8	4.0	3.4	2000	2000

Tabla III Localizaciones y geometría de la falla calculada por CICESE (este estudio), HARVARD y NEIC.

Referencia	Latitud	Longitud	Mw	Rumbo	Echado	Deslizamiento	Prof (km)
NEIC	26.33	-110.64	6.4	117°	77°	166°	10
Harvard	26.63	-110.91	6.3	220°	81°	-9°	15
CICESE	26.61	-111.09	6.2	117°±4°	79°±2°	168°±2°	5±2

Tabla IV. Parámetros de fuente calculados con los registros sísmicos de la estación sismológica NE76.

Estación sísmica	r (km)	β (km/s)	M_0 (dina-cm)	$\partial M/\partial t$ (dina cm/s)	M_Ω (dina-cm)	$\Delta\sigma$ (bar)	$\Delta\sigma_\Omega$ (bar)
NE76	6.8±0.7	3.3	2.68e25	2.04e24	2.56e25	38±12	36±12

Tabla V. Parámetros de fuente de 20 sismos con magnitudes mayor a 5 que han ocurrido en el Golfo de California.

Golfo de California	Sismo Año/mes/día	M _w	M ₀ (N·m)	F T A F	Duración (s)	Δσ (bar)	Prof. (km)	Mecanismo focal
Sector norte:								
Cuenca Wagner	1969/03/20	5.7	0.48e18	Triangular*	6	5	6	23/43/273
	1969/03/21	5.6	0.33e18	Triangular*	3.5	18	3	35/43/274
Cuenca Delfín	1997/11/26	5.3	0.12e18	Triangular*	3	2.2	5	330/85/165
Canal de ballenas	1975/07/08	6.5	5.9e18	Triple fuente triangular*	12	8	1-7	132/93/170
	2003/11/12	5.4	2.1e17	Parabólica	6	8±5	5±2	320/70-80
Cuenca San Pedro	1963/11/18	6.4	4.6e18	Trapezoidal-triangular*	6	49	7	131/111/167
Mártir	1965/02/27	5.9	1.1e18	Trapezoidal-triangular*	11	2	5	133/48/190
Sector Medio:								
Cuenca Guaymas	1984/02/10	6.0	1.2e18	Doble fuente triangular*	8	5	6	127/96/182
	1974/05/31	6.3	3.8e18	~ Triangular*	12	5	3-5	123/65/169
Cuenca Carmen	2003/03/12	6.2	2.6e18	Triangular	5.5±0.5	38±12	5.0±2	117/79/168
	1995/08/28	6.2	3.0e18	Compleja ²	4.4	82	14	222/78/0
	1971/09/30	6.5	6.7e18	Triangular*	5	125	7	128/85/179
Cuenca Farallón	1964/07/05	6.3	4.0e18	~trapezoidal*	12	5	--	128/58/175
	1964/07/06	6.5	7.8e18	~trapezoidal*	10	18	3	129/76/175
	1973/03/25	5.7	0.4e18	trapezoidal*	4.5	12	9	153/94/190
Sector sur:								
Escudo continental	1969/04/04	5.9	0.8e18	Trapezoidal*	6	9	9	152/53/163
Cuenca Pescadero	1975/09/24	6.0	1.6e18	Trapezoidal*	6	17	9	129/72/173
	1969/08/17	6.5	6.5e18	Doble fuente triangular*	10	15	10	129/76/175
Zona Fractura Tamayo	1971/01/19	6.0	1.2e18	Trapezoidal*	6	13	4	127/84/176
	1969/11/01	6.6	11.0e18	Compleja*	12	15	6	122/77/175
Tres Marias	1976/02/09	5.8	0.7e18	Triangular*	3	60	11	92/52/86

* Rebolgar (2003) ² Tanioka y Ruff (1997) ³ Goff et al (1987)

Mecanismo focal dado rumbo achado/deslizamiento

IV. PARÁMETROS DE FUENTE DEL TERREMOTO $M_w=5.5$ DEL 12 DE NOVIEMBRE DEL 2003 EN ISLA ÁNGEL DE LA GUARDA, GOLFO DE CALIFORNIA

IV.1 Resumen

Analiqué los registros de 9 estaciones de banda ancha de NARS (Universidad de Utrecht) y CICESE (RESBAN, Red Sismológica de Banda Ancha) del terremoto ocurrido el 12 de noviembre del 2003 de magnitud $M_w=5.5$ en la parte centro-occidental del Golfo de California en el extremo occidental de la isla Ángel de la Guarda. La localización de este evento utilizando el código HYPOCENTER fue de 29.16° Latitud N y 113.37° Longitud W a una distancia de 30 km de la estación de Bahía de los Ángeles. Este evento tuvo una secuencia de precursores, evento principal y más de 500 réplicas registradas en las siguientes 24 horas. Del análisis estadístico de 572 réplicas calculé un valor de b de 0.89. La mejor geometría de falla obtenida mediante el modelado de las ondas de cuerpo utilizando el código de reflectividad de Herrmann (1987) fue de $320^\circ \pm 5$ de rumbo, $70^\circ \pm 5$ echado y $-80^\circ \pm 5$ de deslizamiento con una función de fuente aparente parabólica de 6 segundos para un hipocentro de 5 ± 2 km. Este mecanismo de falla normal es congruente con la tectónica ínter-placas del Pacífico y Norteamérica con fallas NW-SE de rumbo en echelon y fallas normales (Lonsdale 1987). Así también analiqué los sismogramas tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia de la estación de Bahía de los Ángeles y Puerto Libertad con un factor de atenuación de $Q=213$ (Rebollar, 1995). Calculé un Momento sísmico de $(1.8 \pm 0.3) \times 10^{24}$ dinas-cm con un radio de la fuente de 7.22 km y una caída de

esfuerzos estática de 0.2 ± 0.04 Mp (2.0 ± 0.4 bares), considerando el modelo de falla circular equivalente (Brune, 1970).

IV.2 Introducción

La apertura del Golfo de California y sus lineamientos transformantes NW-SE que se han desarrollado debido a la interacción de las placas tectónicas del Pacífico y Norte América producen vulcanismo, sismicidad, dispersión del piso oceánico y adelgazamiento cortical además de los procesos geotérmicos (Lomnitz et al 1970). Y por otra parte con la cooperación de organismos internacionales en este caso NARS :Universidad de Utrecht, CALTECH (Tecnológico de California) y CICESE-RESBAN (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Red Sismológica de Banda Ancha) ha sido posible extender la red sismológica que bordea el Golfo de California a 22 estaciones sismológicas ubicadas a lo largo de 1200 Km de extensión en la Península de Baja California y en los estados de Sonora y Sinaloa (Figura 1). Uno de los objetivos de esta red es detectar la sismicidad asociada al proceso de formación del Golfo y entender las relaciones entre corteza y manto superior.

Con esta red se registró la actividad sísmica del 12 de noviembre del 2003 en las inmediaciones de la estación de Bahía de los Ángeles donde se registraron eventos precursores, evento principal y 572 réplicas, asociadas a la actividad de

una falla normal en la isla Ángel de la Guarda. Siguiendo la metodología ya descrita en el capítulo anterior, las trazas sísmicas observadas del sismo principal y sismo precursor fueron corregidos por instrumento e integradas para obtener los registros en desplazamiento. Posteriormente éstos fueron analizados en el dominio del tiempo. Se realizó el análisis espectral y estadístico para obtener los parámetros de fuente: FTAF (Función Temporal Aparente de la Fuente), calcular su momento sísmico (M_0), momento sísmico espectral (M_ω), razón de la tasa de momento sísmico, localización, mecanismo focal, radio de ruptura y el valor de b de la relación de Gutenberg-Richter. Así también modelé las fases P y S de la forma de onda utilizando los códigos computacionales para un medio estratificado desarrollado por Herrmann (1987).

IV.3 Tectónica y Sismicidad

El Golfo de California es una zona de apertura continental donde interactúan las placas de Norteamérica y del Pacífico y crean: fallas transformes en echelon de dirección NW-SE que conectan cuencas oceánicas pull apart, fallas normales y zonas de rift. Específicamente en el área comprendida entre la isla Ángel de la Guarda y la península de Baja California se ubica un segmento de falla transforme (Canal de Ballenas) que conecta la cuenca Salsipuedes al sureste, con la cuenca Delfín al noroeste. Lonsdale (1987) señala la presencia de estructuras tipo grabens y horst en esta zona y alineados en la dirección del

rumbo de 312° de la falla transforme. De 1973 a la fecha se han registrado escasos sismos de magnitud > 5 preferentemente con mecanismos de falla de rumbo CMT Harvard. (Calculo del Tensor de Momento de la Universidad de Harvard), NEIC, Goff et al (1987) ver tabla VI.

IV.4 Registro de Datos y localización de sismos

El sismo del 12 de noviembre de 2003 fue localizado preliminarmente por NEIC en las coordenadas 29.11° Latitud N y 113.13° Longitud W. Este sismo fue registrado por las estaciones más próximas de NARS: NE74, NE75, NE80, NE81, NE82 y por las estaciones de CICESE (RESBAN) BAHB, IAGU, PLIB, SLG. La estación IAGU registra acelerogramas (Figura 13). Los registros se corrigen por instrumento y se integran para obtener desplazamiento (ver Figura 14).

Con los registros procesados se estimaron los tiempos de arribo para las fases P y S. Se usó el código HYPOCENTRO (Lienert y Frazer 1988, Lienert y Havskov 1995) para localizar el evento. La localización fue 29.16° Latitud N y 113.37° Longitud W con un error de ± 0.2 km (Tabla VII). Este evento tuvo un precursor de magnitud $M_w=4.4$ que fue ubicado en las coordenadas 29.17° Latitud N y 113.356° Longitud W. La localización del precursor y 30 réplicas se ubica en el área de ruptura del evento principal como puede observarse en la Tabla VII y en la Figura 15. La distribución de hipocentros puede apreciarse en la Figura 16 en donde el evento principal tuvo una profundidad de

3.6 km, este mismo hipocentro fue estimado a una profundidad de 5 ± 2 km mediante el modelado de las ondas P y S, ver Tabla VIII.

De una sección paralela a la falla donde se localizó el sismo (rumbo de la falla NW-SE), se puede observar la localización de 30 réplicas como función de la profundidad. De la localización de las réplicas estimé una área de dislocación de 5X8 kilómetros cuadrados. Esta área nos sugiere la zona sismogénica o corteza frágil hasta 8 kilómetros de profundidad (Figura 16).

IV.5 Valor de b

Con el análisis estadístico de 572 réplicas de las cuales les calculé su duración magnitud con la expresión utilizada por López-Pineda y Rebollar (2005):

$$M_d = 2.24 \log T - 0.85 \quad (41)$$

donde T es la duración de la señal. Con esta expresión se obtuvo un valor de b de 0.89 de la relación Gutenberg-Richter (ver Figura 17). Este valor de b nos sugiere una concentración de esfuerzos más heterogénea en esta área que en la zona del sismo de Loreto (López Pineda y Rebollar, 2005) cuyo valor fue de 0.69

IV.6 Modelado de ondas P y S del evento principal

Los registros sismológicos de la estación (BAHB) localizada a 30 kilómetros del epicentro (Figura 14), fueron corregidos por instrumento e integrados para obtener los registros en desplazamiento. Posteriormente se modelaron los primeros 12 segundos del sismograma registrado en BAHB que incluyen las fases P y S del evento principal. El modelado directo se realizó con el código de reflectividad de Herrmann (1987) y el modelo de velocidades que Rebolgar et al. (2001) vienen utilizando sistemáticamente en esta zona del Golfo de California (ver Tabla II). En el modelado se utilizó una fuente parabólica de 6 segundos. Del ajuste entre los sismogramas observados y sintéticos sin filtrar se determinó un mecanismo de falla normal de $320^\circ \pm 5^\circ$ de rumbo, $70^\circ \pm 5^\circ$ de echado, y $-80^\circ \pm 5^\circ$ de deslizamiento. El ajuste es bastante bueno para la onda P y la componente este de la onda S. La diferencia entre los sismogramas observado y sintético se debe posiblemente a variaciones laterales de la corteza (ver Figura 18). Con el fin de probar si el sismo precursor tuvo el mismo patrón de rompimiento que el del evento principal, tanto el registro del evento precursor como el sismograma sintético obtenido con el método de reflectividad de Herrmann (1987) fueron filtrados con un filtro pasa bandas de Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz. Observándose que efectivamente tanto el precursor como el evento principal se ajustan muy bien al mismo mecanismo de falla normal (Figura 19). Las FTAF's del precursor y del evento principal fueron obtenidas rotando, filtrando entre 0.1 y 0.2 Hz y normalizando los registros sísmicos correspondientes,

obteniendo las FTAF's similares del orden de 6 segundos (ver Figura 21 y Figura 22).

IV.7 Análisis Espectral

Utilicé la teoría de Brune (1970) para evaluar los parámetros de fuente, con los sismogramas observados en la estación de BAHB de los eventos precursor y principal localizados a 32.2 y 30 km de la estación respectivamente. Utilicé una ventana de 12 segundos (Figura 14). Las trazas sísmicas fueron corregidas por atenuación con un factor de $Q=213$ previamente obtenido por Rebollar(1995) en el análisis del temblor de 1993 en Bahía de las Ánimas. Los espectros calculados pueden verse en las Figuras 23 y 24. Identifiqué un comportamiento espectral para altas frecuencias de ω^{-2} y estime una frecuencia de esquina 0.17 del evento principal. Con este valor calculé el radio de la fuente con la expresión (39).

En el cálculo del momento sísmico espectral $M\omega$ use el espectro del desplazamiento. El momento sísmico M_0 y la función de la tasa de Momento sísmico $\partial M(t-r/\beta)/\partial t$ fueron calculados integrando en el dominio del tiempo los pulsos de la onda S observada. La caída de esfuerzos estática esta dada por (40).

Los valores calculados de estos parámetros para los eventos precursor y principal en la estación de Bahía están en la Tabla IX

IV.8 Discusión de los Resultados

La cuenca de Salsipuedes esta en vías de desarrollo y en su etapa más preliminar según lo muestran los estudios de reflexión sísmica (Lonsdale 1987). En esta región se alinea un tren de cuencas pull apart encadenadas por fallas transformantes en echelon con rumbo NW-SE. Al noroeste de la cuenca Salsipuedes se encuentra la falla transforme del Canal de Ballenas, que en los últimos 30 años ha presentado 6 sismos de magnitud mayor que 5. 5 sismos se ubicaron próximos a la cuenca de Salsipuedes, los mecanismos de los sismos del Canal de Ballenas son generalmente de rumbo y ésta es la primera ocasión que se registra un sismo con mecanismo normal en esta área, sin embargo el sismo ocurrió en una falla normal paralela al Canal de Ballenas al oeste de la isla Ángel de la Guarda. De igual manera más al sur de esta área Rebollar(1995) ha sugerido un sismo normal en la Bahía de las Animas. Reichle y Reid (1977) han caracterizado enjambres sísmicos de fallamiento normal en la cuenca Delfín.

De la distribución en tiempo de ocurrencia de sismos de magnitud $M_w > 5$ (ver Tabla VI), se aprecia una interrelación entre ellos: los sismos del norte inician los procesos de ruptura, al paso de los años los esfuerzos tectónicos migran hacia el sur hasta producir su liberación de momento sísmico, así probablemente estén

asociados: los eventos de 1973-1975-1977-1977, 1980-1980-1982-1993, 1991-1993-1997.

El evento del 12 de noviembre del 2003 inició con un precursor de magnitud Mw 4.4 que fue localizado al este de Canal de Ballenas en el extremo occidental de la isla Ángel de la Guarda, sobre una falla paralela preexistente paralela a la falla transforme del Canal de Ballenas. El mecanismo del plano de falla fue normal similar al del evento principal de 320° de rumbo, 70° de echado, -80° de deslizamiento y localizado en el limite entre la zona elástica y plástica (8 km) de la corteza (ver Figuras 15 y 16).

El mecanismo del sismo de Isla Ángel de la Guarda, dentro de los márgenes de error, coincide con el rumbo de las fallas normales tipo graben inferidas por Lonsdale (1987) con rumbo de 312° señalados en sus perfiles 8 y 9 de la misma área de estudio. Esto sugiere un lento proceso extensivo de esta cuenca en la dirección de los esfuerzos tensionales E-W y de la alineación transformante NW-SE del Golfo de California.

Por otro lado, haciendo un análisis comparativo de los valores de b calculados en la parte norte y media del Golfo de California podemos identificar un claro contraste entre los valores de b entre 1.5 y 0.89 (Reichle y Reid 1977, Rebollar y Reichle 1987), en el norte de la Península y del Golfo de California con los valores de b 0.69 calculado en el temblor de Loreto del 12 de marzo del 2003

(López-Pineda y Rebollar, 2005) en la cuenca Carmen. De acuerdo al criterio de Scholz (1968) existe una zona heterogénea de esfuerzos en la cuenca Delfín que es comparable a la concentración de esfuerzos en la falla de la Isla Ángel de la Guarda. Estas réplicas se concentraron en una área relativamente pequeña si la comparamos con la amplia zona de réplicas que tuvo el sismo de Loreto. Esto tal vez se deba al diferente tipo de ruptura del sismo de IAG ya que liberó esfuerzos en la dirección del echado de la ruptura.

En lo que se refiere al análisis de la caída de esfuerzos, el evento principal tuvo una caída de esfuerzos estáticos de 2 bares lo que sugiere un temblor típico en una zona con una distribución regional de esfuerzos heterogéneos.

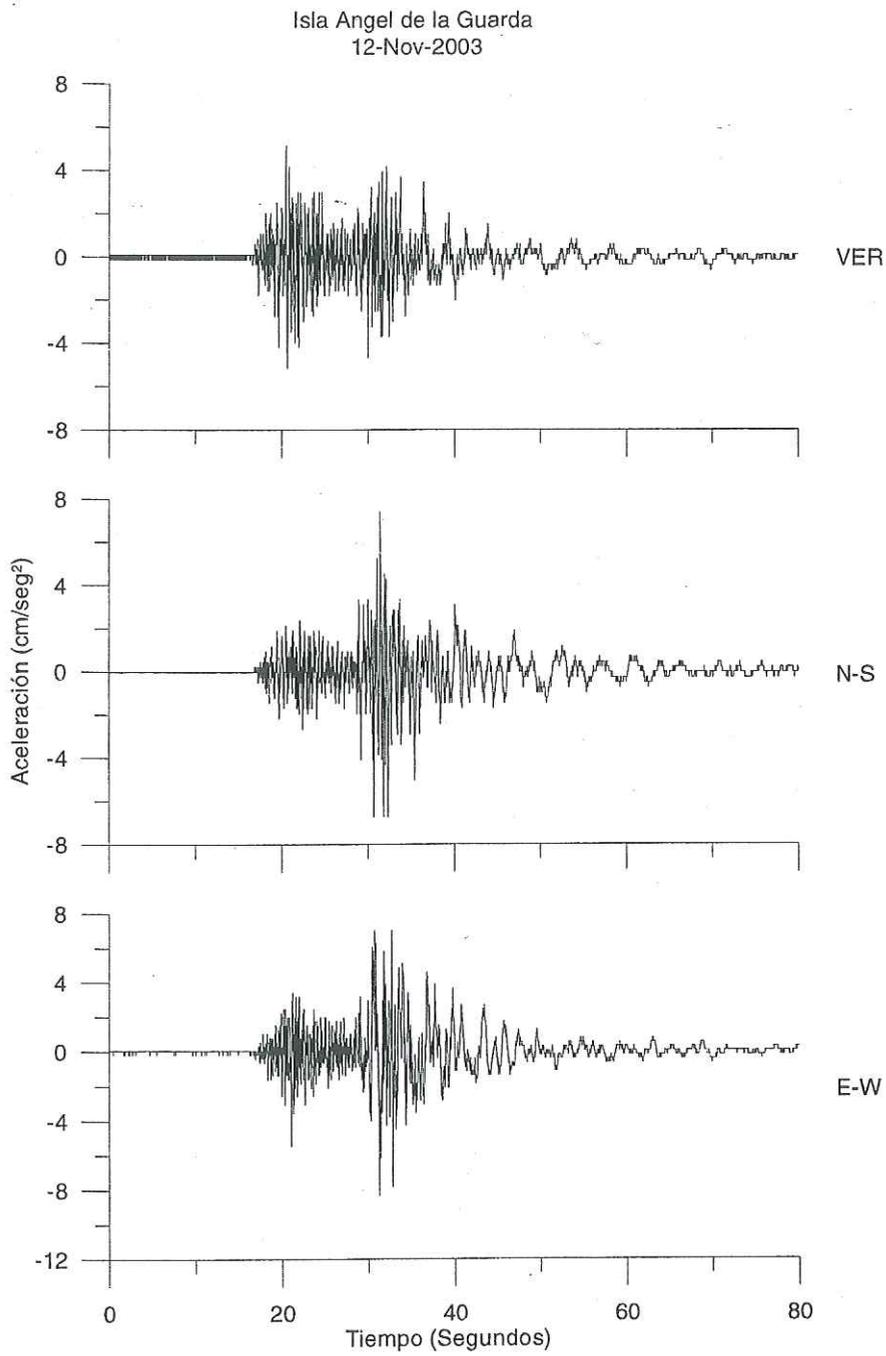


Figura 13. Acelerogramas de la estación sismológica Isla Ángel de la Guarda

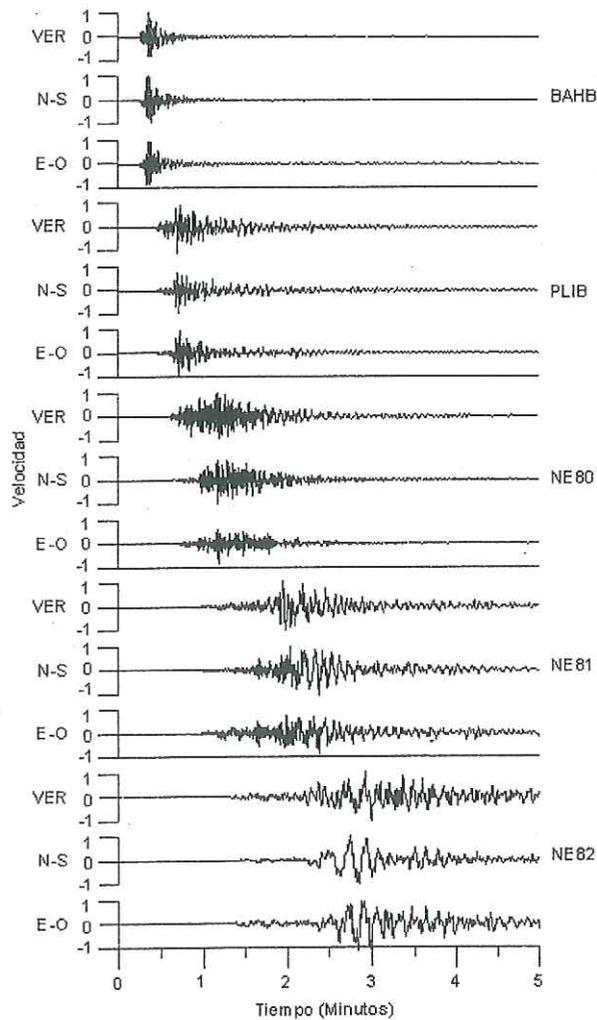


Figura 14. Gráfica normalizada de los sismogramas registrados por las estaciones BAHB, PLIB, NE80, NE81, NE82 del sismo de isla Ángel de la Guarda del 12 de noviembre de 2003

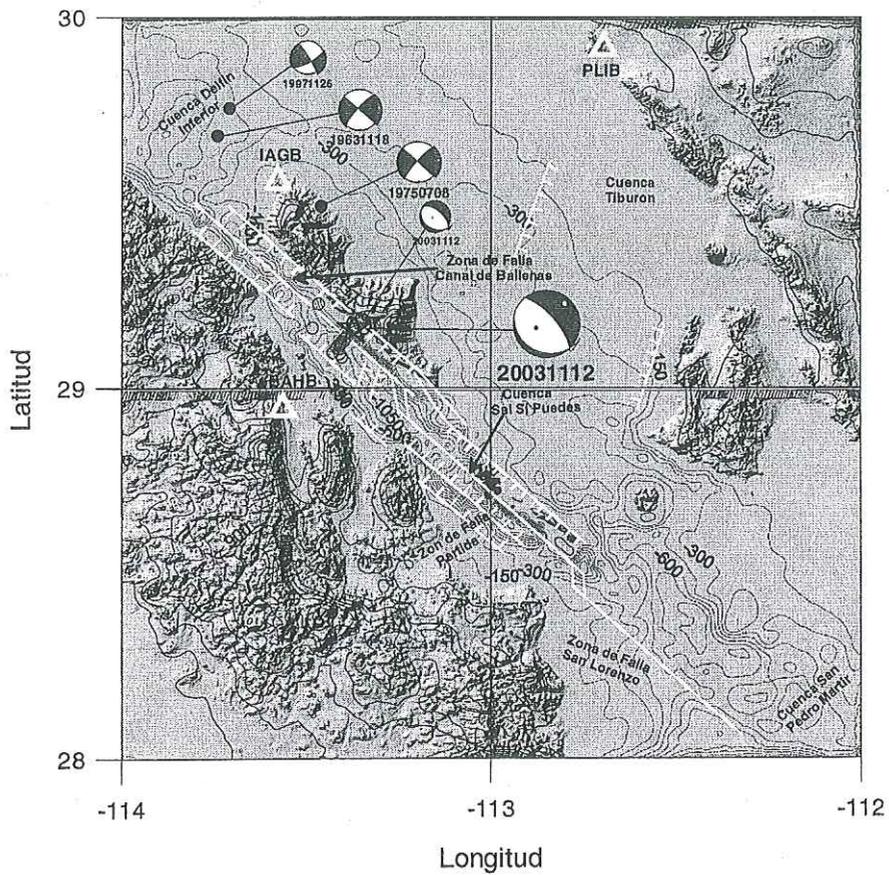


Figura 15. Mapa que muestra la localización del terremoto de isla Ángel de la Guarda (estrella), del evento precursor y sus réplicas (círculos). También se muestran los planos de solución.

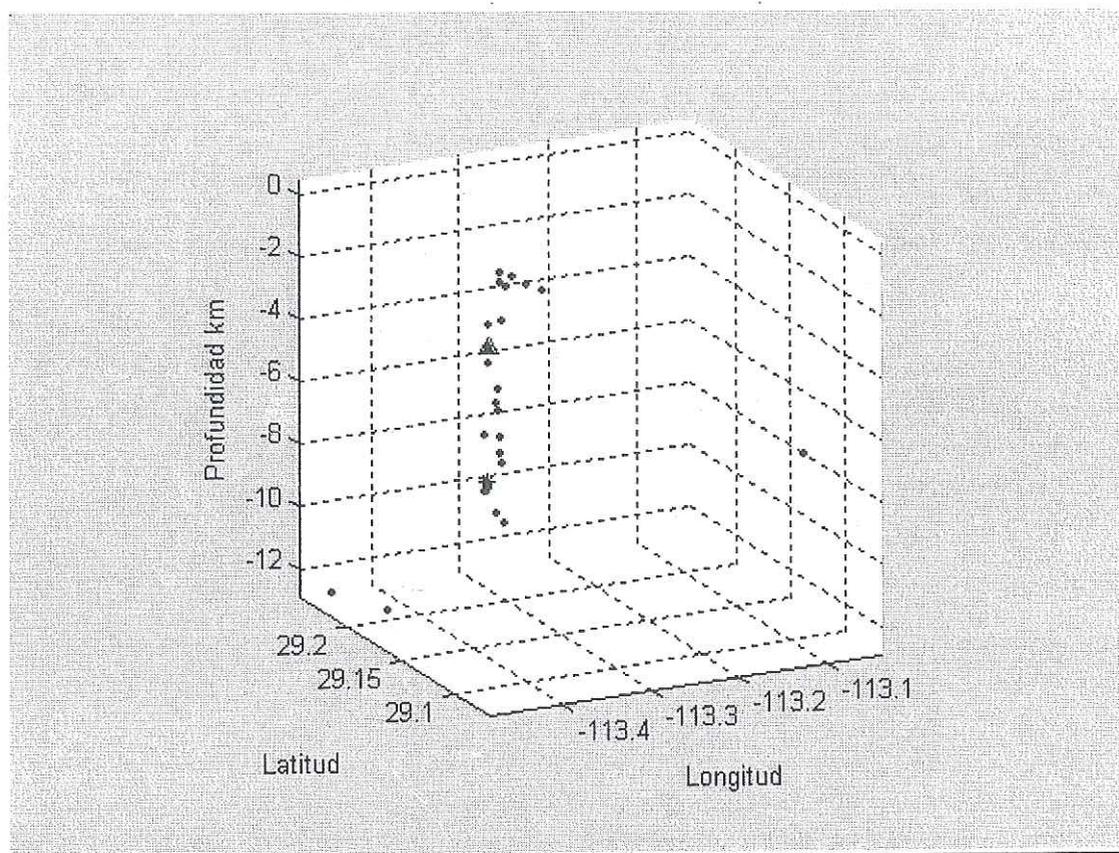


Figura 16. Vista a profundidad de los hipocentros (proyectados en una sección NW-SE paralela a la isla Ángel de la Guarda). El asterisco indica el sismo precursor. El sismo principal se indica con un triángulo

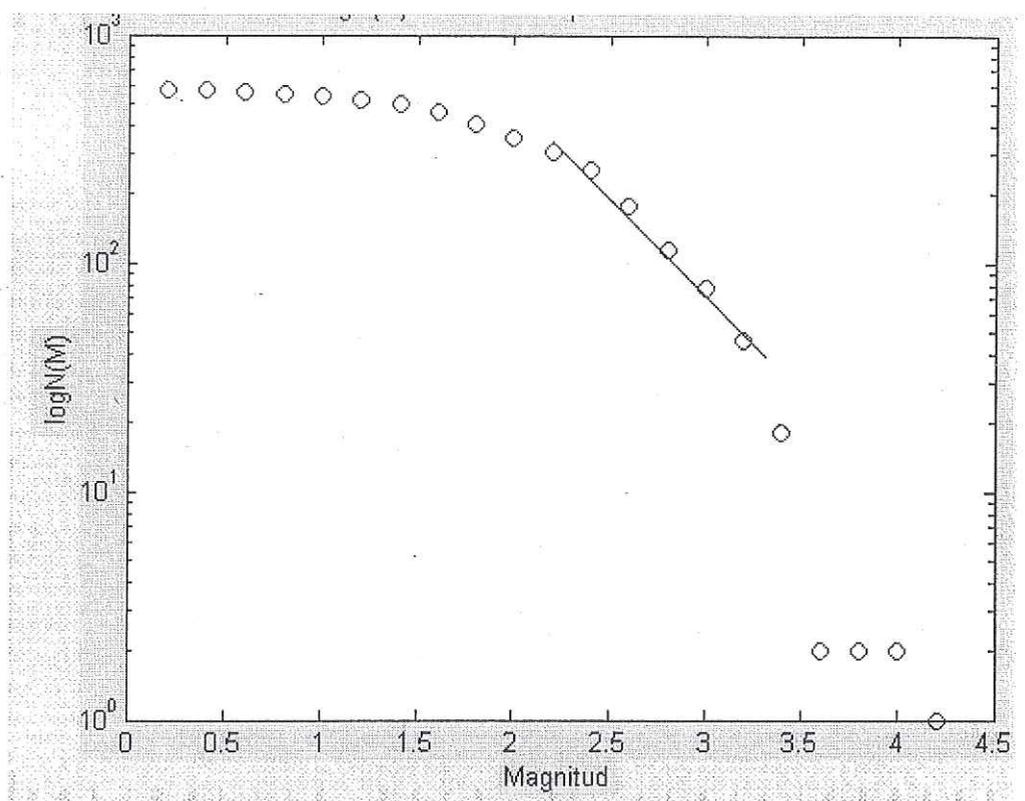


Figura 17. Grafica de la Frecuencia-magnitud de las réplicas del temblor de Isla Ángel de la Guarda registradas en la estación sismológica BAHB. Se calculó un valor de b de 0.89

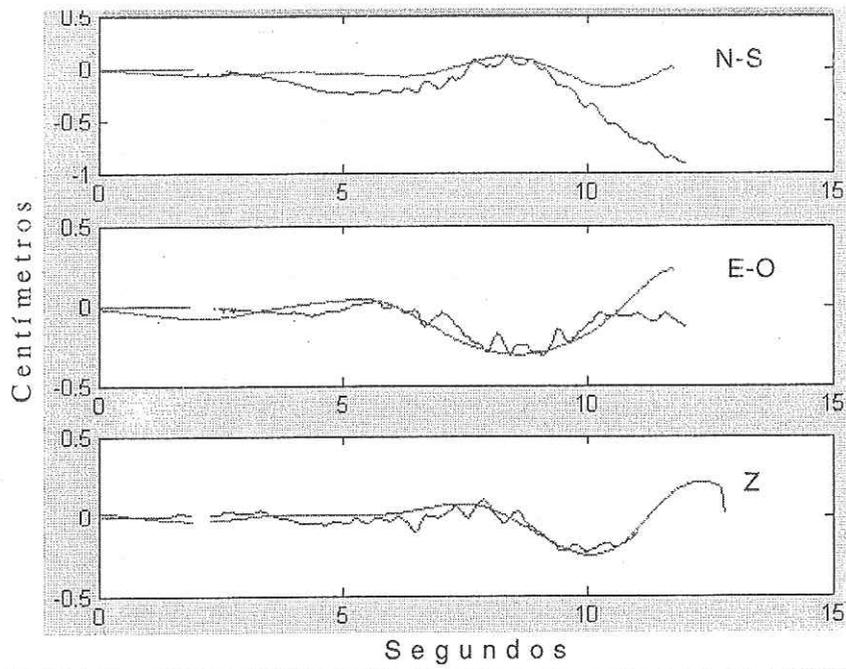


Figura 18. Comparación de las amplitudes de velocidad observadas de las ondas P Y S del sismo de Isla Ángel de la Guarda en la estación sismológica de BAHB y sus sintéticos calculados con el método de reflectividad de Herrmann (1987). Puede observarse que el ajuste es bueno para las tres componentes N-S, E-O y Vertical. La geometría de ruptura fue de 320° de rumbo, 70° de echado y -80° de deslizamiento.

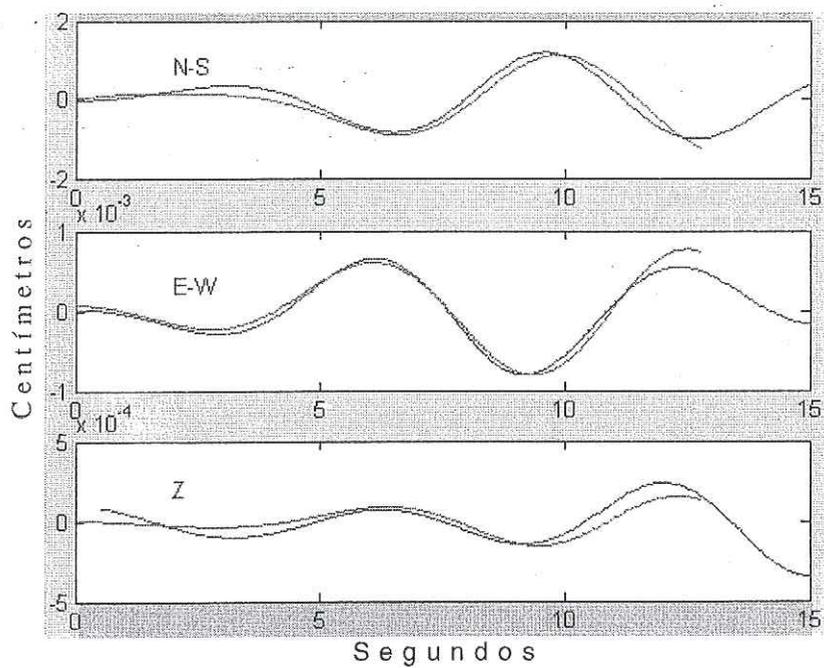


Figura 19. Comparación de las amplitudes observadas y filtradas entre 0.1 y 0.2 Hz del precursor (señal corta) y sintético (señal larga) calculados con el mismo mecanismo del terremoto principal de 320° de rumbo, 70° de echado y -80° de deslizamiento

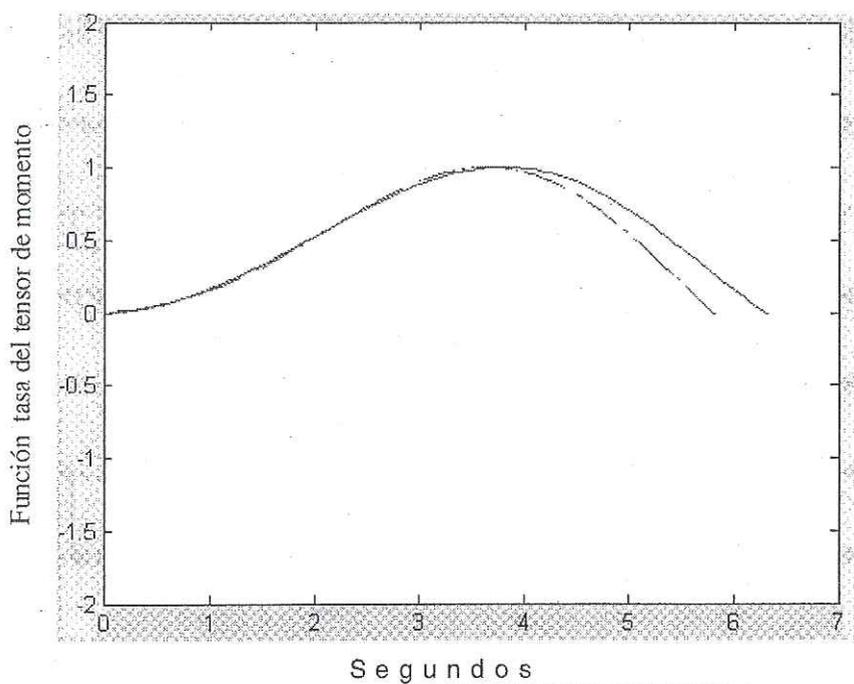


Figura 20. Comparación de las funciones aparentes de la fuente (radial), obtenidas con un filtro pasa bandas de Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz y normalizadas: evento principal (línea continua) y precursor (línea discontinua) del sismo de Isla Ángel de la Guarda registrados en la estación sismológica BAHB. De la gráfica se observa la similitud de las FTAF's.

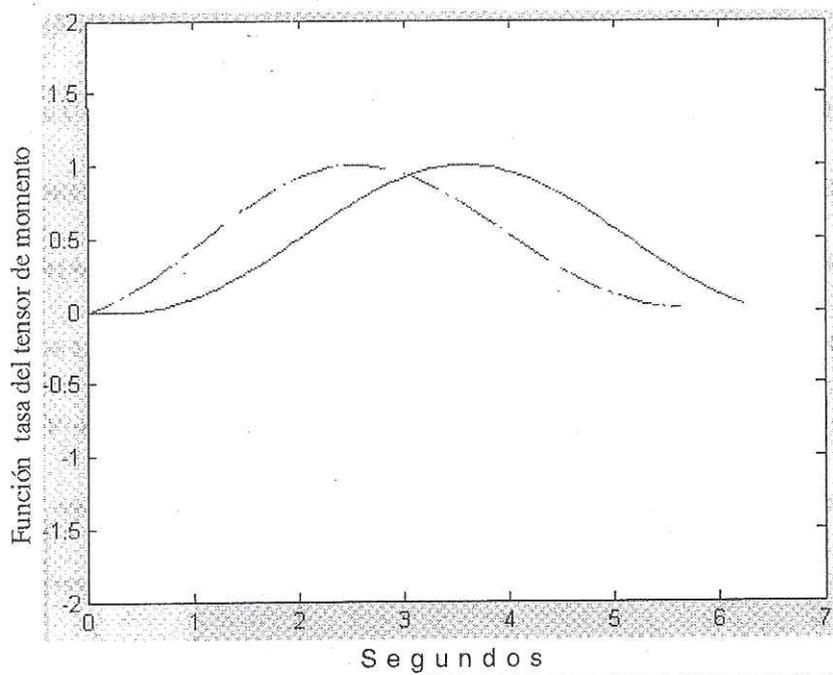


Figura 21. Comparación de las funciones aparentes de la fuente (transversal), obtenidas con un filtro pasa bandas de Butterworth entre 0.1 y 0.2 Hz y normalizadas: evento principal (línea continua) y precursor (línea discontinua) del sismo de Isla Ángel de la Guarda registrados en la estación sismológica BAHB.

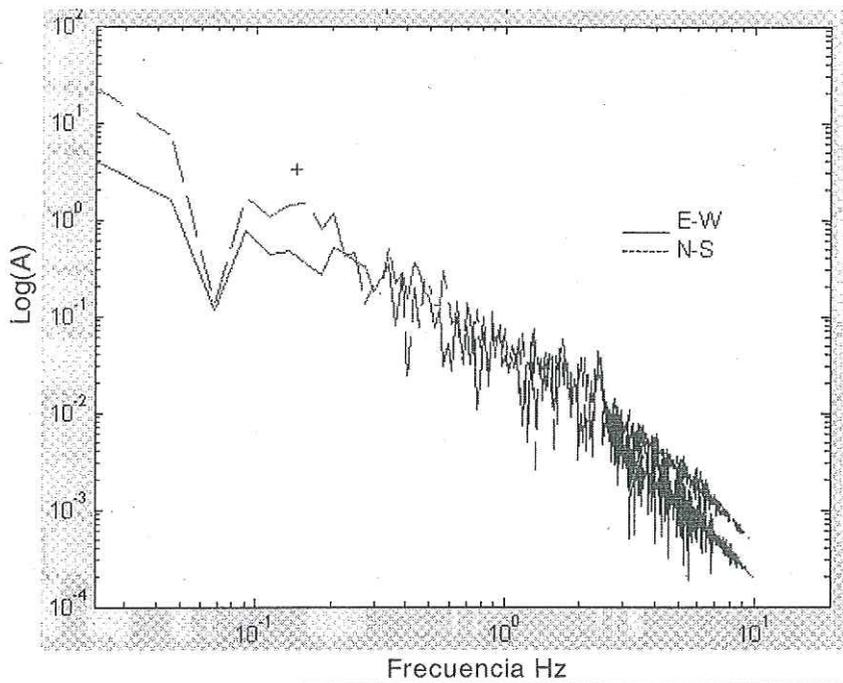


Figura 22. Espectro del desplazamiento de la onda S de las componentes nort-sur (línea discontinua) y este-oeste (línea continua) del sismo de Isla Ángel de la Guarda en la estación BAHB. Una ventana de 12 segundos fue utilizada para calcular su espectro. La cruz indica la ubicación de la frecuencia de esquina.

Tabla VI. Sismos con magnitud mayor de 5 que han ocurrido desde 1973 en las inmediaciones de la Isla Ángel de la Guarda y Canal de Ballenas.

Zona	Fecha	Latitud Norte	Longitud Oeste	Momento sísmico (N-m)	Magnitud Mw
Norte Isla Ángel de la Guarda	1973/10/13 ¹	29.58	113.64	7.1e16	5.2
	1975/07/08 ³	29.49	113.40	6.3e18	6.5
	1980/08/30 ¹	29.6	113.48	7.1e16	5.2
	1991/02/14 ¹	29.68	113.86	2.5e17	5.5
Sur Isla Ángel de la Guarda	1977/11/14 ¹	29.27	112.97	2.9e17	5.6
	1977/11/21 ²	29.07	113.10	1.2e18	6.0
	1982/02/07 ²	29.03	113.03	2.9e17	5.6
Canal de Ballenas	1980/09/21 ²	29.34	113.73	2.5e17	5.5
	1993/03/05 ²	29.25	113.43	3.2e17	5.6
	1997/11/26 ²	29.38	113.80	1.4e17	5.4
Isla Ángel de la Guarda	2003/11/12 ⁴	29.16	113.37	2.1e17	5.5

¹NEIC ²CMT Harvard ³Goff et al (1987) ⁴Este estudio.

Tabla VII. Localización: Precursor, evento principal y réplicas utilizando el código HIPOCENTER

Fecha Año/mes/día	Hora hr:min	Latitud grados	Longitud grados	Profundidad (km)	Error lon.(km)	Error lat.(km)	Error prof.(km)
20031112 ¹	4:47	29.171	-113.357	8.2	0.7	0.5	4.3
20031112 ²	4:54	29.160	-113.37	3.6	0.2	0.1	1.2
20031112 ³	5:16	29.167	-113.363	8.2	0.3	0.2	0.1
20031112 ³	6:03	29.174	-113.356	6.8	0	0	0
20031112 ³	6:45	29.12	-113.405	5.5	0	0	0
20031112 ³	6:51	29.16	-113.37	8.1	0.2	0.1	0
20031112 ³	7:40	29.227	-113.467	12.5	0.2	0.1	0.1
20031112 ³	7:43	29.162	-113.483	11.6	0.3	0.1	0.1
20031112 ³	7:50	29.124	-113.403	4.5	0	0	0
20031112 ³	7:57	29.123	-113.403	4	0	0	0
20031112 ³	8:08	29.113	-113.413	5.8	0	0	0
20031112 ³	8:16	29.132	-113.395	8.2	0.6	0.4	0
20031112 ³	8:24	29.137	-113.039	8	0.6	0.4	0
20031112 ³	8:31	29.16	-113.37	4.1	0	0	0
20031112 ³	8:41	29.125	-113.397	1.9	0	0	0
20031112 ³	8:59	29.114	-113.408	8.1	0.1	0.1	0
20031112 ³	9:56	29.083	-113.402	0	0.1	0.1	0
20031112 ³	10:01	29.108	-113.417	6	0.1	0.1	0
20031112 ³	11:32	29.118	-113.408	4.6	0	0	0
20031112 ³	11:51	29.159	-113.375	8.2	0.1	0.1	0
20031112 ³	12:51	29.092	-113.408	0	0.1	0.1	0.1
20031112 ³	13:01	29.105	-113.41	0	0.2	0.1	0
20031112 ³	14:04	29.113	-113.413	0	0.2	0.1	0
20031112 ³	15:07	29.151	-113.367	1.4	0	0	0
20031112 ³	16:26	29.162	-113.368	8.3	0	0	0
20031112 ³	16:49	29.164	-113.365	3	0	0	0
20031112 ³	18:48	29.162	-113.367	8.1	0.1	0.1	0.1
20031112 ³	19:04	29.161	-113.368	3.8	0	0	0
20031112 ³	19:16	29.095	-113.427	0	0	0	0

¹precursor ²principal ³réplica

Tabla VIII. Localización del sismo principal. Así como sus geometrías de falla calculadas por CICESE (este estudio) y NEIC

Referencia	Latitud	Longitud	Magnitud M_w	Rumbo	echado	Deslizamiento	Prof (km)
NEIC	29.11	-113.35	5.6	168	67	-116	7
CICESE	29.103	-113.29	5.5	320	70	-80	5±2

Tabla IX Parámetros de fuente del sismo de la Isla Ángel de la Guarda calculados con el registro sísmico de la estación sismológica de BAHB. r es el radio de la fuente. β es la velocidad de la onda de cizalla. M_0 es el momento sísmico calculado mediante la integración de la onda S en el dominio del tiempo. $\partial M/\partial t$ es la tasa de momento sísmico. M_Ω es el momento sísmico espectral calculado del espectro de desplazamiento, $\Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos estática calculada con la duración de la FTAf y $\Delta\sigma_\Omega$ es la caída de esfuerzos estática calculado con el espectro de desplazamiento.

Δ	r	β	M_0	$\partial M/\partial t$	M_Ω	$\Delta\sigma$	$\Delta\sigma_\Omega$
BAHB	7.22	3.3	2.1e24	2.15e24	1.13e24	2.4 bar	13.1bar

V. CÁLCULO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA EN LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA, SONORA Y SINALOA, MÉXICO, USANDO ONDAS SUPERFICIALES

V.1 Resumen

Analicé la dispersión de las ondas superficiales Rayleigh y Love registradas en las redes NARS-Baja y RESBAN usando sismos localizados en California, en el Golfo de California y en Colima, México. Se analizó el modo fundamental entre los periodos de 10 y 40 segundos. La metodología utilizada es el análisis de filtrado múltiple e inversión descrita por Herrmann y Ammon (2002). Obtuve espesores de corteza y modelos de velocidades debajo de cada estación. Los espesores de corteza obtenidos en el noroeste de Baja California concuerdan con los obtenidos por Reyes et al. (2001) y Lewis et al. (2001). Construí dos transectos de 1200 km con rumbo NW-SE paralelos a la Península (occidental y oriental) y otro a lo largo de las costas de Sonora y Sinaloa. Encontré que la estructura cortical del transecto occidental de la península de Baja California es similar a la estructura cortical del transecto en Sonora-Sinaloa. La correlación entre estos dos transectos sugiere que están desplazados entre 250 y 300 km si considero a la península de Baja California como un cuerpo rígido con respecto a Sonora y Sinaloa. Este resultado concuerda con el desplazamiento obtenido con el fechamiento de depósitos Miocénicos localizados en San Felipe (Baja California) y en la Isla Tiburón localizada al oeste de Sonora reportada por Gastil (1991), Oskin et al. (2001), y Oskin y Stock (2003).

V.2 Introducción

El sistema de fallas transtensional del Golfo de California separa la Península de Baja California del noroeste de México y es el resultado de la interacción de las placas del Pacífico y Norte América. En esta región se desarrollan procesos distensivos tipo rift, asociados a vulcanismo, geotermia, fallas normales, transformes y centros de dispersión que generan gran cantidad de sismos a lo largo del Golfo de California. El Golfo de California esta rodeada por una extensión continental que comprende la Península de Baja California al Oeste y los estados de Sonora y Sinaloa al Este.

En esta región son escasos los estudios de ondas superficiales que se han llevado a cabo para estimar la profundidad del Moho. Trabajos pioneros en este sentido fueron los realizados por Brune y Thatcher (1973), Gombert et al. (1988) y recientemente los realizados por Ichinose et al. (1996), Lewis et al. (2001) y Reyes et al. (2001), donde se ha estimado que la corteza en el noroeste de la Península. Cerca de la costa del Pacífico la profundidad del Moho es de 33 km y el espesor se incrementa hacia el Batolito Peninsular alcanzando profundidades de 40 km. En las márgenes del Golfo de California esta profundidad decrece en el rango de 15 a 18 km confirmado por sismica activa (González-Fernández et al. 2005). Por otra parte, existen evidencias geológicas locales del movimiento relativo entre las placas de Norte América y del Pacífico. En el norte del Golfo de Baja California Gastil et al. (1991) correlacionaron dos depósitos geológicos

similares del Mioceno en San Felipe, Baja California y en la Isla Tiburón en Sonora. Esta misma conclusión fue obtenida por Oskin et al. (2001). Por otro lado, Oskin y Stock (2003) correlacionaron estratos volcánicos más jóvenes del Mioceno determinando un desplazamiento de 255 km desde hace aproximadamente 6.3 Ma en el Norte del Golfo de California. El propósito de conocer la estructura cortical continental a ambos lados del sistema de fallas del Golfo de California adquiere mayor interés si estos pueden ser correlacionados, asumiendo que en algún tiempo estas estructuras estuvieron juntas y que debido a esfuerzos transtensionales en la actualidad se encuentran desplazados. Así mismo es importante conocer las variaciones laterales de la estructura de la corteza para localizar con mayor precisión la actividad sísmica que se origina en el Golfo de California.

Con la red conjunta de NARS-Baja y RESBAN (Trampert et al. 2003) de 22 estaciones sismológicas de banda ancha es posible registrar la energía sísmica proveniente de sismos regionales (ver Figura 1). Estos sismos se analizaron mediante el método de Análisis de Frecuencias Múltiples descrito por Herrmann y Ammon (2001). Con este método determinamos las velocidades de grupo de las ondas Love y Rayleigh e invertimos para obtener las velocidades de cizalla (V_s) y densidad (ρ) debajo de cada estación sismológica. Construí tres transectos paralelos; dos a lo largo de la Península de Baja California (al este y al oeste) y otro en el lado opuesto, al oeste de los estados de Sonora y Sinaloa. Finalmente presentamos la correlación entre las estructuras y su relación con los perfiles topográficos.

V.3 Geología y Tectónica

El sistema de rift transtensional del norte del Golfo de Baja California es la continuación en el sur del sistema de fallas de San Andrés y actualmente constituyen la frontera entre las placas de Norte América y del Pacífico. Las fallas del Golfo de California han sido principalmente inferidas por medio de la batimetría por ejemplo, (Lomnitz et al. 1970; Lonsdale 1989). Así también se ha determinado la estructura cortical en sitios específicos por medio de estudios gravimétricos (Couch et al. 1991), estudios de refracción sísmica (Phillips, 1964) y de reflexión sísmica (González-Fernández et al. 2005).

La apertura del Golfo de California ha sido ampliamente estudiada en el marco de la tectónica de placas Pacífico–Norte América a través de modelos geométricos cinemáticos y físicos que sugieren que en el periodo entre 12 y 3.5 Ma Baja California fue una microplaca rígida limitada a ambos lados por el desplazamiento entre las placas Norte América y Pacífico (Stock y Hodges 1989).

El noroeste de la Península de Baja California está constituida fundamentalmente por rocas pre-batolíticas y batolíticas de 90 a 120 Ma (Gastil, 1975). Intrusiones de gabro señalan un límite geoquímico e isotópico importante que separa a los plutones al oeste con cantidades de magnetita suficientes para distinguirlos de las rocas del este que contienen ilmenita, diferenciación que fue utilizada por Langenheim y Jachens (2003) para identificar una anomalía

magnética, que sugiere a la Península como un cuerpo rígido. La cuenca de Guaymas ha sido estudiada por Lonsdale (1985) y sugiere un tipo transicional de corteza diferente de la continental u oceánica. En esta parte de la corteza, la alta tasa de sedimentación y probablemente la baja tasa de emplazamiento del magma no promueve actividad eruptiva significativa, implicando la formación de una espesa capa de sedimentos con sills intercalados, sedimentos alterados y algunas intrusiones masivas. La corteza inferior en esta parte puede ser una típica corteza oceánica Lonsdale (1985). El desarrollo de este tipo de corteza transicional ha sido documentado en las costas de Santa Rosalía en el margen peninsular del Golfo de California (Fabriol et al. 1999). Por otro lado, Larson et al. (1972) estudiaron la dispersión del piso oceánico a través de datación magnética en la cuenca Carmen y determinó que la velocidad de dispersión en este punto es entre 2 y 6 cm/año.

V.4 Análisis de datos

Utilicé los datos registrados en 21 estaciones sismológicas de banda ancha y registro continuo de las redes NARS-Baja y RESBAN (Trampert et al. 2003). Siete sismos registrados entre 2002 y 2004 a distancias regionales fueron utilizados. La localización de las estaciones sismológicas y de los sismos se puede observar en la Fig. 25 y las Tablas X y XI. Se determinaron las velocidades de grupo del modo fundamental de las ondas Rayleigh y Love entre los periodos de 10 y 40 segundos utilizando el método de Análisis de Filtrado Múltiple con el

código de Herrmann y Ammon (2001). Posteriormente estas velocidades se invirtieron para obtener un modelo de velocidades de V_s (velocidad de cizalla) y ρ (densidad).

La metodología que utilicé en el análisis de las ondas superficiales fue la siguiente. Primero los sismos fueron identificados visualmente para ver la dispersión de las ondas superficiales, después fueron corregidos por instrumento, decimados y rotados con el programa SAC-2000. Las trazas sísmicas de la componente vertical (del sismo Paso Robles California del 22 de Diciembre de 2003 de magnitud 6.6) fueron analizadas y se muestran en la Figura 26. Asimismo las trazas de la componente vertical del evento de Tecomán del 3 de enero de 2003 de magnitud 7.4 se muestran en la Figura 27.

En una segunda etapa calculé la dispersión de velocidades de las ondas Love y Rayleigh entre los periodos 10 y 40 segundos utilizando la técnica de Análisis de Filtrado Múltiple. Un ejemplo de la dispersión de velocidades obtenida de esta manera puede verse en la graficas de dispersión de las ondas superficiales del temblor de Loreto en las estaciones sismológicas cercanas NE71 y NE72 que se ubicaron a 731 y 675 km del epicentro con un azimut de 321° y 315° respectivamente. En estas trazas se observa mayor dispersión en las velocidades de grupo de onda Rayleigh en el este que en el oeste del norte de la Península de Baja California. En tanto que la dispersión de velocidades de grupo de las ondas Love es similar. Figura 28.

En el proceso de inversión de velocidades de cizalla seleccione 10 capas cada una con un espesor de 5 km, Para conocer la profundidad del Moho,

tomamos de referencia la profundidad del manto superior reportada por Phillips (1964) obtenida con sísmica de refracción en el centro del Golfo de California frente a Bahía de los Ángeles. Con esta información identificamos del análisis de la inversión, la velocidad en el límite de la corteza inferior y manto superior la velocidad de corte 4.1 km/s. Las profundidades del Moho se eligieron en el punto medio del horizonte de transición entre corteza y manto por lo que la profundidad señalada tendrá un margen de error de ± 2.5 km. Por otra parte el proceso de inversión de velocidades determina el error cuadrático medio entre las curvas de dispersión observadas y las teóricas. Algunos ejemplos de dispersión de velocidades de grupo de ondas Love y Rayleigh, modelo inicial y barras de error, pueden verse en el ANEXO I

Los modelos de inversión de velocidades para cada estación se pueden ver en el ANEXO II. Las densidades obtenidas a partir de la inversión se muestran en el ANEXO III.

V.5 Análisis de los modelos de velocidad

Del análisis de las ondas superficiales en 18 estaciones de las redes sísmológicas NARS-Baja y RESBAN se construyeron dos transectos paralelos a lo largo de 1200 km de la Península de Baja California, uno abarcando la parte occidental iniciando en las coordenadas 32° de Latitud N, 117° de Longitud W y terminando en las coordenadas 23° de Latitud N y 110° de Longitud W. El

segundo transecto está en el oriente de la península e inicia en las coordenadas geográficas 32° de Latitud N, 116° de Longitud W y termina en las coordenadas 23° de Latitud N, 109° de Longitud W. Un tercer transecto se construyó a lo largo del estado de Sonora iniciando en las coordenadas 32° de Latitud N, 114° de Longitud W y terminando en la coordenada 24° de Latitud N y 107° de Longitud W (Figura 29). Las profundidades del Moho pueden apreciarse en las figuras 30, 31 y 32. En estas figuras se observa una correlación congruente desde el punto de vista isostático si suponemos el modelo de Airy entre profundidad del Moho y los perfiles topográficos en los tres transectos, donde la densidad del manto promedio ρ_m es 1.06 veces la densidad promedio de la corteza ρ_c . Por ejemplo, Narcia-López et al. (2004) obtuvo una relación similar de densidades en la corteza de Chiapas.

De los transectos se puede apreciar que el espesor de la corteza está entre 30 y 40 kilómetros a lo largo de toda la porción occidental de la península de Baja California. Por otro lado se observa en la Figura 30 que el transecto en la parte oriental de la Península de Baja California tiene variaciones más fuertes en la profundidad del Moho. Se observa claramente que en el norte de la Península de Baja California, en la Sierra de Juárez, donde está ubicada la estación sismológica NE71, la máxima profundidad del Moho es de 47 km. Al sur muy cerca de la estación sismológica de Bahía de los Ángeles (BAHB) la profundidad del Moho disminuye a 25 km o equivalentemente la corteza se adelgaza (ver Figura. 31). La menor profundidad calculada del Moho se encuentra debajo de las estaciones

de Loreto y Mulege (NE77 y NE76). Este comportamiento de engrosamiento-adelgazamiento es similar a lo largo del tercer transecto en donde se aprecia un espesor cortical de 40 km en Puerto Libertad y tiende a adelgazarse hacia la estación de Navojoa (NE82) a 20 km (ver Figura 32).

Con el fin de comparar la estructura cortical obtenida en el transecto occidental de la península de Baja California con la del transecto occidental de los estados de Sonora y Sinaloa, superpuse estos perfiles, proyectados en el transecto intermedio, en una misma figura y posteriormente ajusté un polinomio de cuarto grado (Figura 33). Se puede apreciar que las variaciones de los espesores de la corteza son similares, excepto por un desfase entre ellos del orden de 250 a 300 km.

V.6 Discusión de Resultados

La profundidad del Moho obtenida en el Batolito Peninsular de Baja California es compatible con los resultados obtenidos por Lewis et al. (2001) y Reyes et al. (2001) donde la profundidad máxima es del orden de 47 km. La corteza se adelgaza al oeste de la península de Baja California hasta 30 km y hacia el este se adelgaza hasta 20 km en el extremo occidental de Sonora. Por otro lado, hacia el sureste aproximadamente en la latitud de 28° de Latitud norte en la región de Vizcaíno, Romo et al. (2001) realizó estudios gravimétricos y magneto-telúricos, sugiriendo una cuenca sedimentaria con un espesor de corteza

del orden de 33 km y al este de Vizcaíno hacia el Golfo de California una profundidad de 20 km que puede asociarse al Moho. Este resultado es congruente con los obtenidos en las estaciones NE74 y NE75.

Con relación a las profundidades del Moho y perfiles topográficos existe buena correlación entre la topografía y el espesor calculado de la corteza y no se observan desplazamientos significativos entre ambos que indiquen áreas de descompensación isostática.

La estructura cortical a lo largo del extremo occidental de la Península de Baja California, es similar a la estructura cortical del oeste de Sonora y parte de Sinaloa, lo que indica que en un tiempo estuvieron juntos y que por esfuerzos transtensionales se han desplazado entre 250 y 300 km, que es la distancia entre los dos mínimos y máximos del Moho entre las dos secciones corticales (ver Figura 33). Este desplazamiento coincide con el desplazamiento de un sector de la Península de Baja California con respecto a la costa de Sonora de los 255 km sugeridos por Gastil (1991) calculado con el análisis de depósitos del Mioceno en San Felipe y en la Isla Tiburón, posteriormente comprobados por Oskin (2001).

V.7 Conclusiones

Analicé la dispersión de las ondas superficiales Rayleigh y Love del modo fundamental entre los periodos de 10 y 40 segundos registrados en NARS-Baja y

RESBAN por sismos a distancia regionales. Utilicé el método de Análisis de Filtrado Múltiple e inversión lineal para determinar las velocidades de cizalla V_s y densidad ρ a lo largo de dos transectos paralelos en la Península de Baja California y otro en Sonora y Sinaloa. El primero fue en la porción occidental de toda la Península de Baja California. En este perfil se determinó un espesor de la corteza entre 30 y 40 km. En el segundo perfil a lo largo de la región oriental de la Península de Baja California se determinó que en la parte media la corteza se adelgaza hasta un espesor de 20 km. En el tercer transecto en la porción occidental de los estados de Sonora y Sinaloa se estimó un espesor de 30 km en el norte y 20 km en el sur, lo que indica un adelgazamiento de la corteza, con la excepción de Puerto Peñasco que indica un levantamiento del Moho a 20 km. Con esta información sugiero que el adelgazamiento de la corteza se debe a la intrusión del manto en las capas corticales inferiores produciendo el rift transtensional del Golfo de California. El análisis de los perfiles topográficos y las profundidades del Moho no muestra incompatibilidad isostática con respecto al modelo de Airy. La proyección de los transectos en el perfil oriental de la Península de Baja California nos sugiere un desplazamiento de 250 a 300 km de la Península de Baja California con respecto a la costa de Sonora y Sinaloa. El desplazamiento es en la dirección NW-SE. Si consideramos la velocidad de dispersión del suelo oceánico medido en la cuenca Alarcón de 4.9 cm/año (DeMets 1995) como una velocidad promedio, la Península de Baja California inicio su desplazamiento como un gran cuerpo rígido entre 5.1 y 6.1 Ma.

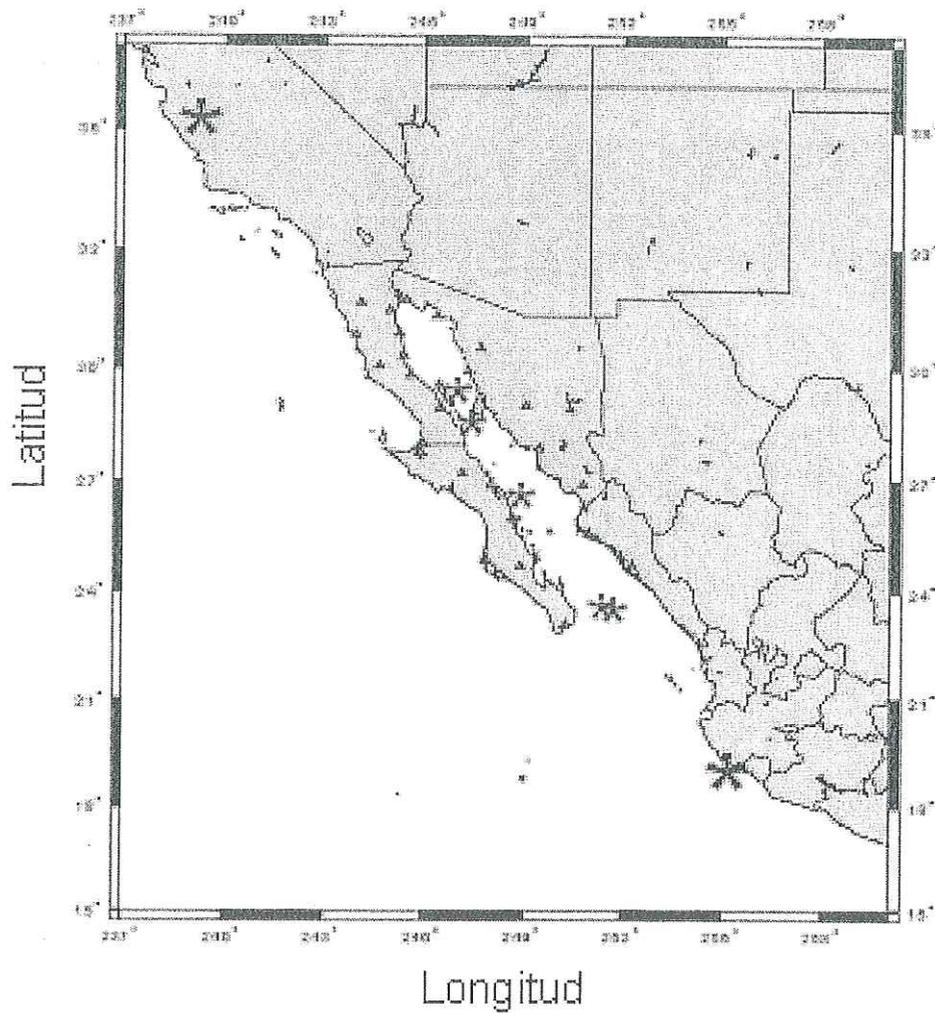


Figura 23. Mapa que muestra la distribución de estaciones de la red NARS-Baja/RESBAN indicados con triángulos. Los asteriscos son los sismos de magnitud mayor que 5 que ocurrieron en California, el Golfo de California y Colima, utilizados en este estudio.

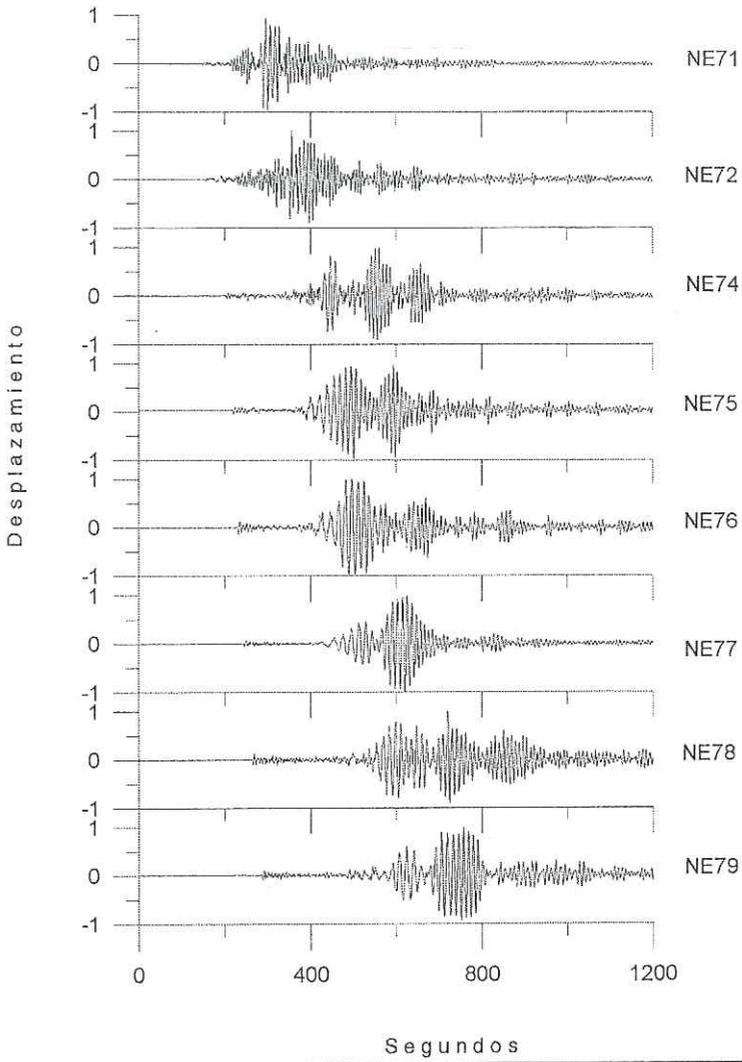


Figura 24. Ondas Rayleigh del sismo del Paso Robles California ocurrido el 22 de diciembre del 2003 de magnitud 6.6

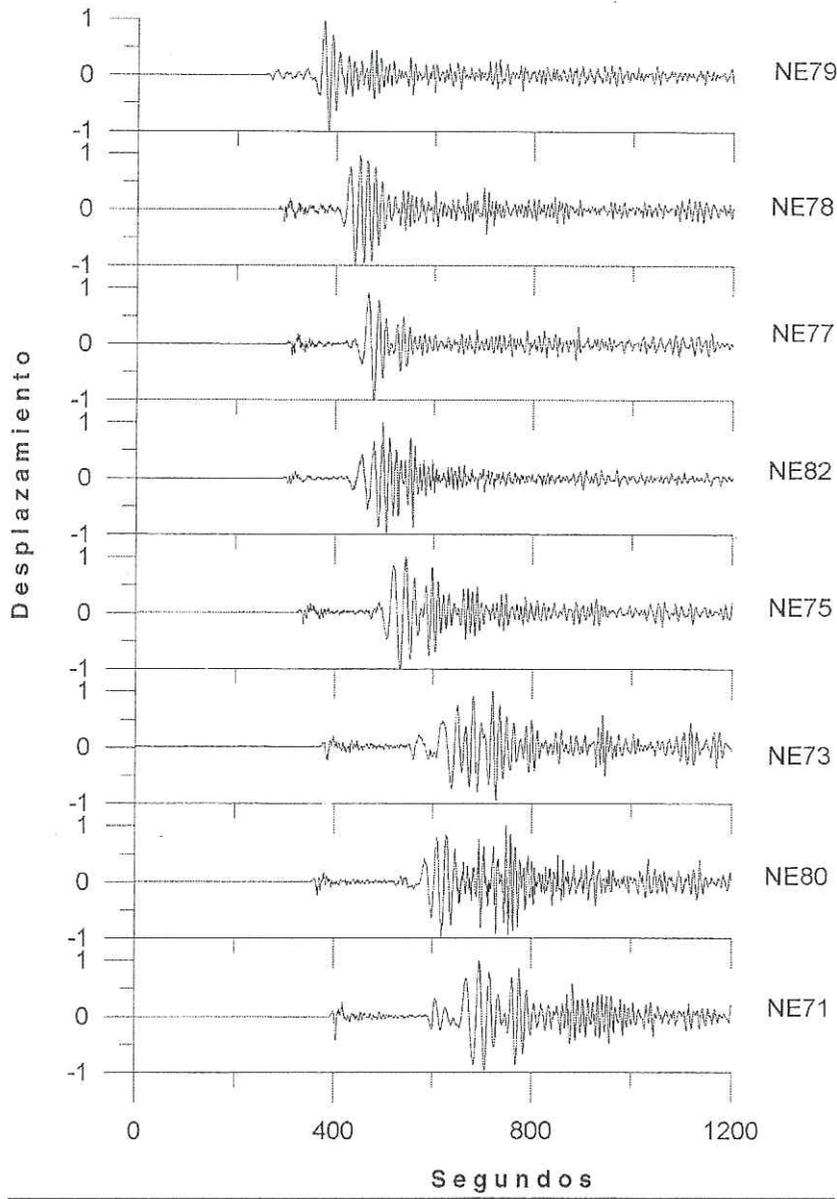


Figura 25 Ondas Rayleigh del sismo de Tecomán Colima del 22 enero del 2003 de magnitud 7.4 y registradas en las redes NARS-Baja/RESBAN

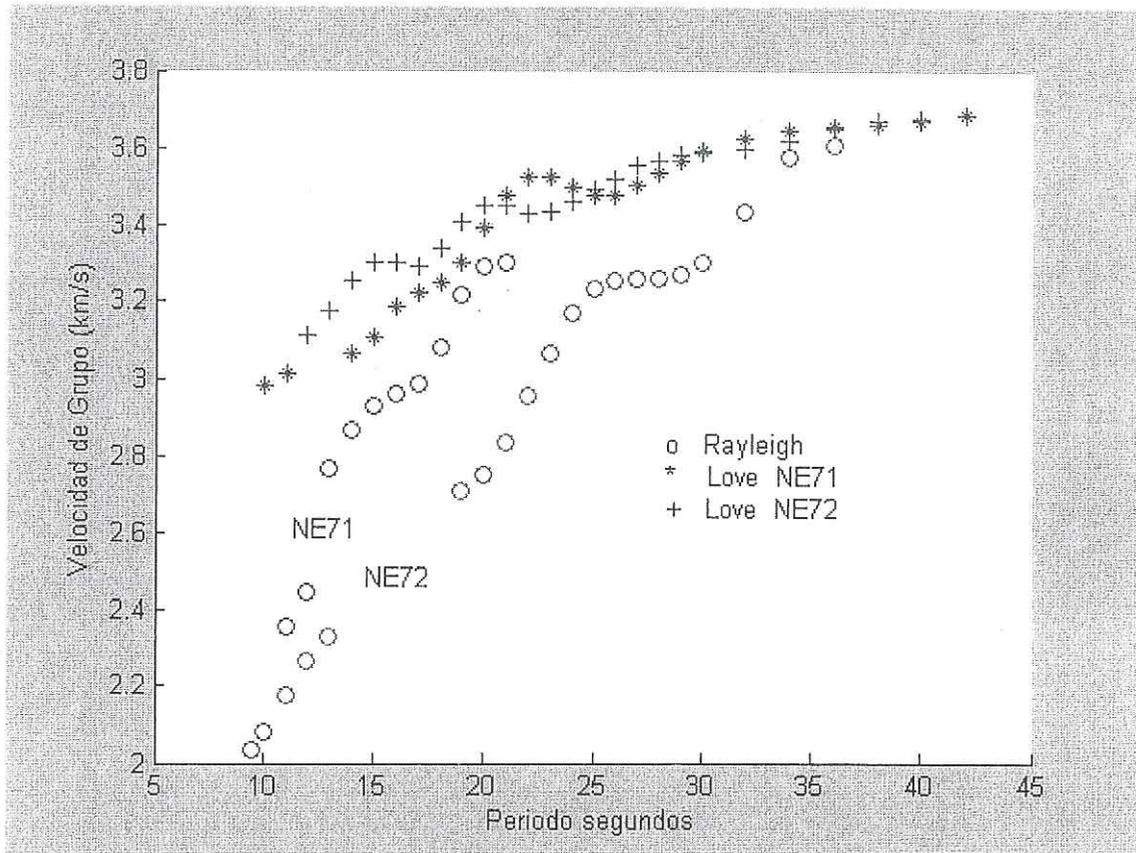


Figura 26. Dispersión de las velocidades de grupo de las ondas Love y Rayleigh del sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003 de magnitud 6.2 registrado en las estaciones sismológicas NE71 y NE72

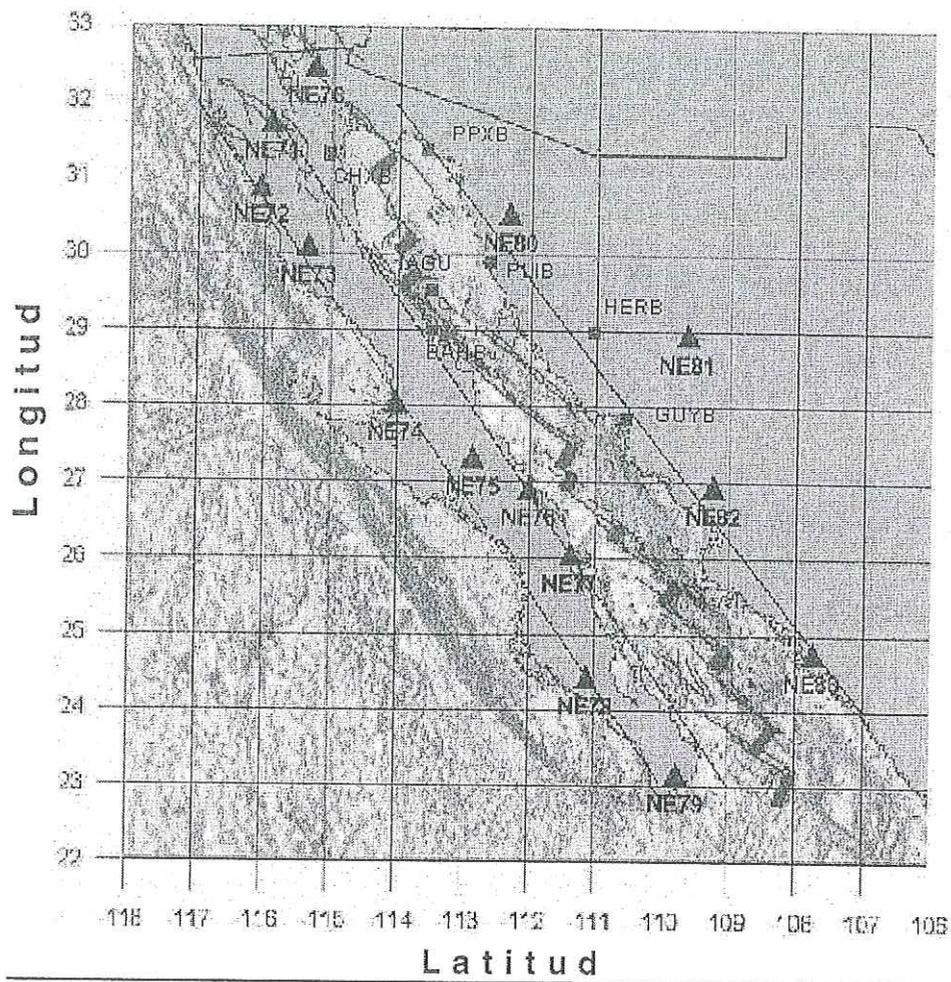


Figura 27. Ubicación de los transectos, Península oriental (32° N -117° W, 23° N -110° W), Península occidental (32° N -116° W, 23° N -109° W) y Sonora occidental (32° N -114° W, 24° N -107° W)

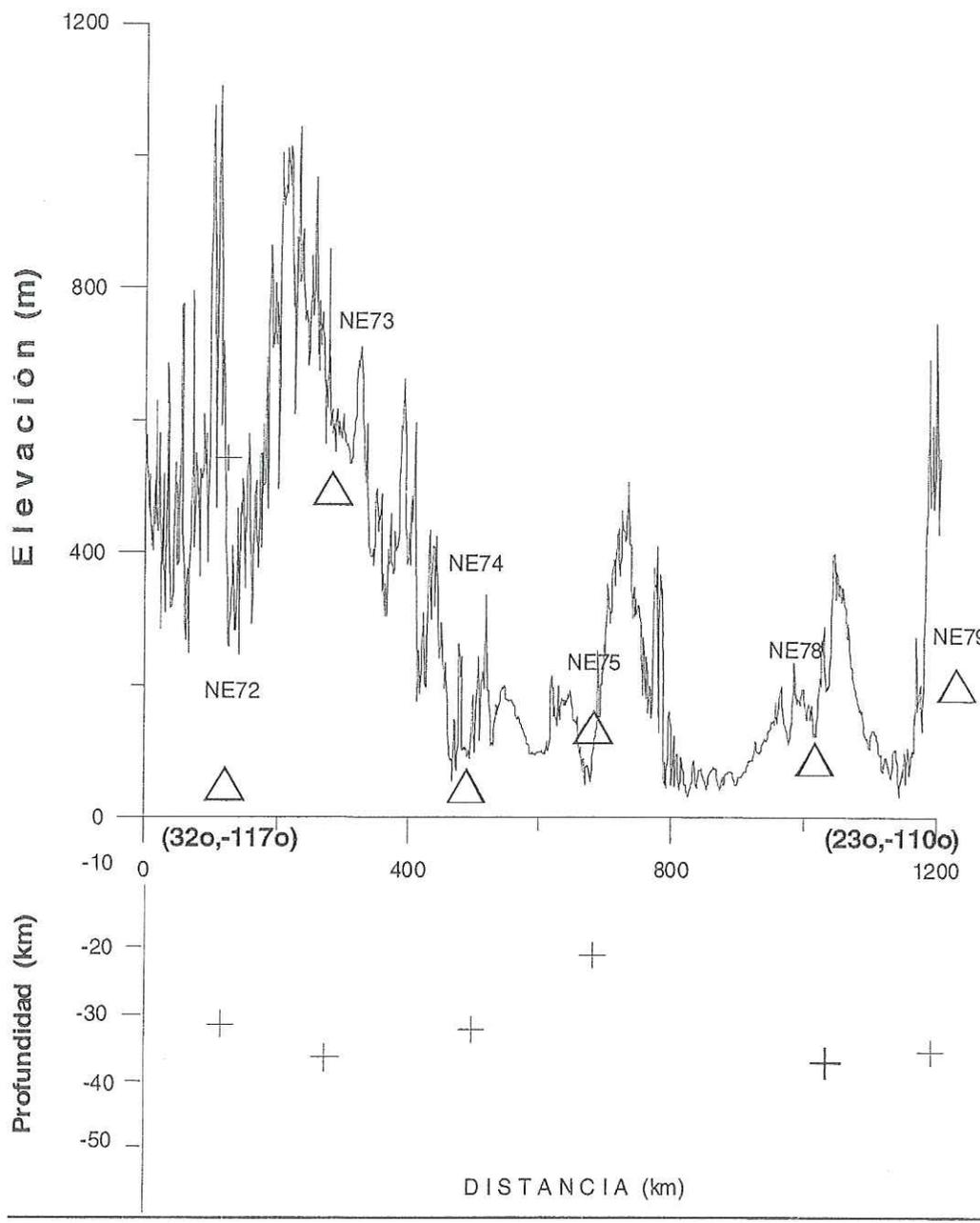


Figura 28. Transecto de 1200 kilómetros al oeste de la península de Baja California que inicia en las coordenadas geográficas 32° N y 117° W y termina en 23° N y 110° W. Las cruces indican la profundidad del Moho, y los triángulos las estaciones sismológicas de la red NARS-Baja y RESBAN. En la parte superior se muestra las variaciones topográficas

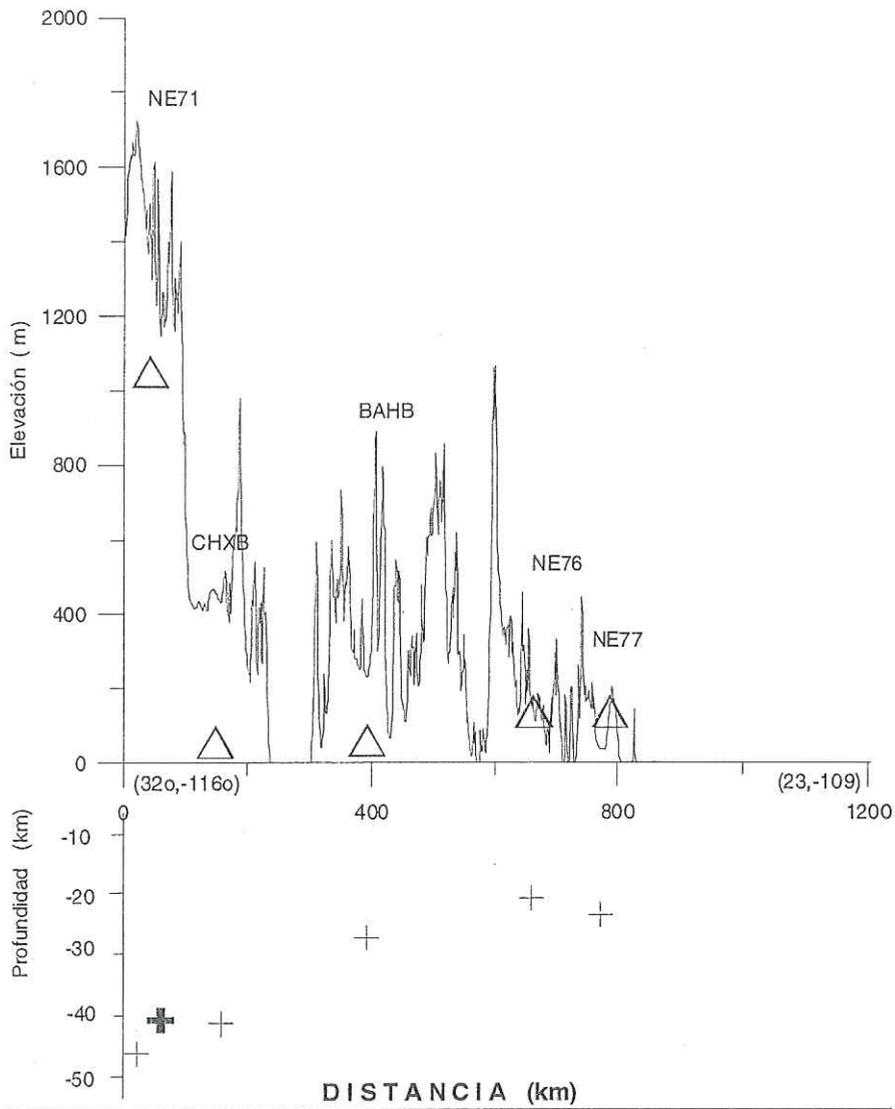


Figura 29. Transecto al este de la península de Baja California iniciando en las coordenadas geográficas 32º N y 116º W y terminando en 23º N y 109º W. Las cruces indican la profundidad del Moho y los triángulos las estaciones sismológicas de las redes NARS-Baja y RESBAN. La cruz resaltada indica la profundidad del Moho calculada por Lewis et al. (2001). En la parte superior se muestra el relieve topográfico.

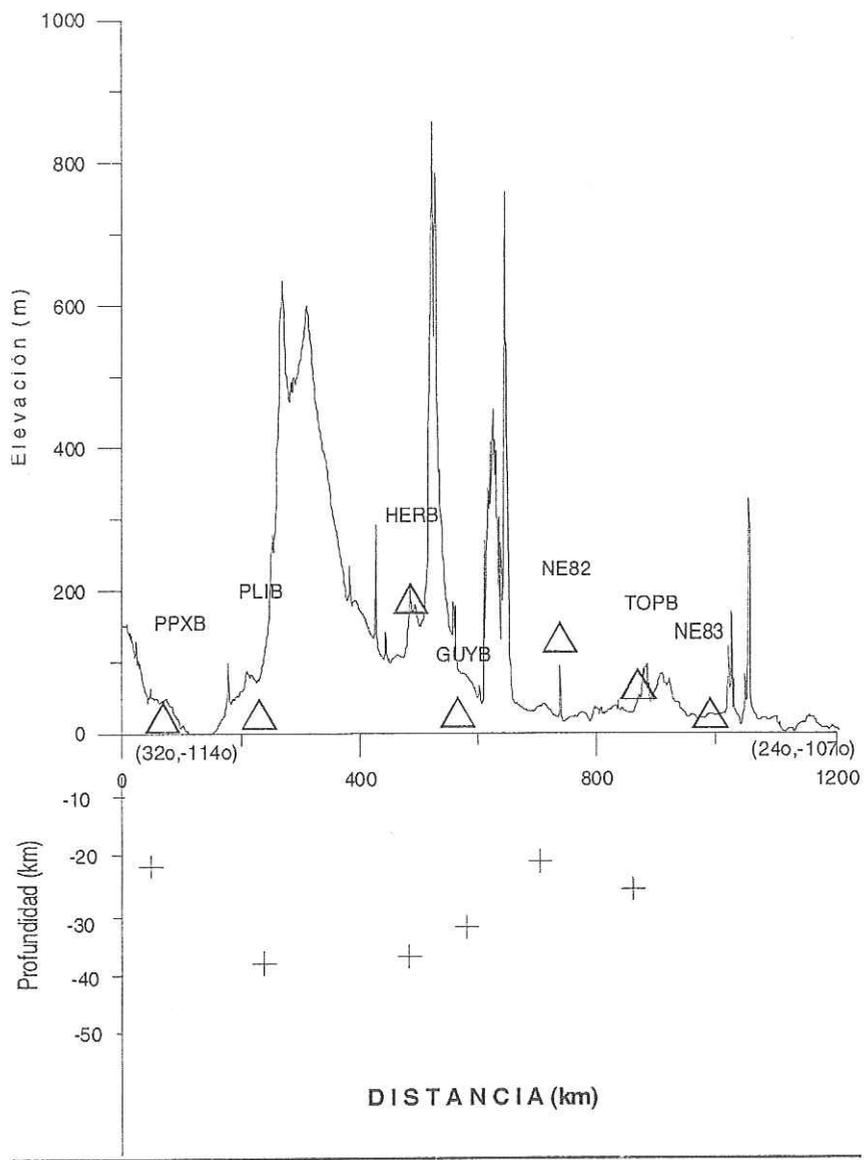


Figura 30. Transecto a lo largo de 1200 kilómetros en el occidente del estado de Sonora y Sinaloa iniciando en las coordenadas geográficas 32° N y 114° W y terminando en 24° N y 107° W. Las cruces indican la profundidad del MOHO y los triángulos las estaciones sismológicas de la red NARS-Baja y RESBAN

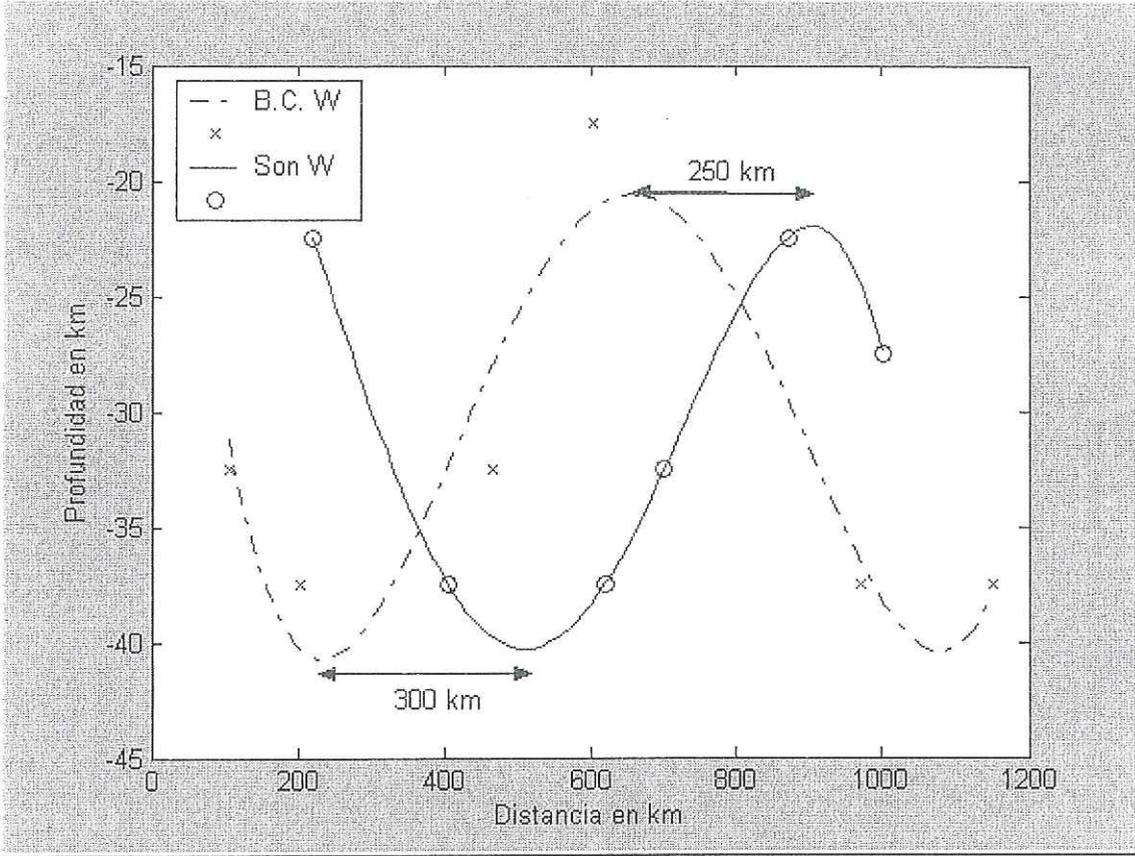


Figura 31. Proyección de los transectos occidental de Baja California (con línea discontinua) y Sonora (línea continua) en el transecto central del oriente de la Península. Los desplazamientos entre los máximos y mínimos de ambas estructuras se señalan con las flechas.

Tabla X. Información general de las estaciones que conforman la red NARS-Baja/RESBAN

CODIGO	POBLADO	Latitud N	Longitud W	Elevación m
HE71	Agua Blanca	31.689	115.905	1155
HE72	Camalu	30.848	116.058	17
HE73	Rosario	30.065	115.348	489
HE74	Guerrero Negro	28.007	114.013	21
HE75	San Ignacio	27.293	112.856	137
HE76	Mulege	26.888	111.999	35
HE77	Loreto	26.015	111.361	40
HE78	Las Pocitas	24.398	111.106	82
HE79	San Jose del Cabo	23.119	109.756	225
HE80	Caborca	30.5	112.319	225
HE81	Hovillo	28.918	109.636	295
HE82	Havojoa	26.915	109.23	183
HE83	Havolato	24.73	107.739	28
BAHB	Bahía de los Angeles	28.943	113.56	15
CHH	Chineros	31.472	115.051	15
GUYB	Guaymas	27.897	110.536	15
PLIB	Puerto Libertad	29.916	112.695	15
PPE	Puerto Peñasco	31.335	113.632	15

Tabla XI. Muestra los sismos con magnitudes entre 5.5 y 7.6 localizados en California, Golfo de California y Colima, utilizados en el análisis de las ondas superficiales.

Fecha	Latitud N	Longitud W	Magnitud Mw	Profundidad km
03/10/02	23.32	108.53	6.5	10
22/01/03	18.77	104.1	7.6	24
12/03/03	26.61	111.09	6.2	5
12/11/03	29.16	113.67	5.5	5
22/12/03	35.71	121.10	6.6	7
24/09/04	28.57	112.72	5.9	10

VI. CONCLUSIONES GENERALES

Con el análisis y caracterización de los parámetros de fuente de los sismos de Loreto e Isla Ángel de la Guarda se han agregado nuevos datos que ayudarán a entender mejor los procesos de ruptura de los sismos que se producen en el Golfo de California. El sismo de Loreto se localizó en una falla transforme, con un mecanismo focal de falla de rumbo lateral derecha y su liberación de esfuerzos se extendió mas allá de la zona de ruptura delimitado un segmento activo entre las cuencas de Guaymas y del Carmen. La ruptura siguió un rumbo noroeste a sureste. Por otra parte el sismo de Isla Ángel de la Guarda se localizó en una falla normal preexistente y es la primera vez que se reporta un sismo de mecanismo de falla normal en la región del Canal de Ballenas e isla Ángel de la Guarda. Es probable que la liberación de esfuerzos fue diferente con respecto al del sismo de Loreto ya que las réplicas se ubicaron en una área más estrecha y perpendicular a al plano de falla. La localización de los hipocentros de las replicas del evento de la Isla Ángel de la Guarda sugiere una corteza elástica hasta una profundidad de 8 km. Tanto el sismo de Loreto como el de isla Ángel de la Guarda tuvieron un patrón de ocurrencia de precursor, evento principal y réplicas. En ambos casos las FTAF's y mecanismos focales entre los eventos principales y precursores fueron similares. Por lo que el análisis de precursores podría contribuir a explicar los procesos dinámicos de los sismos principales. Con la información de las características de fuente de estos sismos y en el marco general de la región del Golfo de California se conjuntaron características de fuente similares como

duración de la fuente, forma de la fuente, mecanismo focal, caída de esfuerzos estáticos de 20 sismos de magnitud mayor que 5. De este análisis se delimitaron las zonas sismogénicas del Golfo de California y se observa que la porción media del Golfo de California es una zona que ha presentado mayores valores de la caída de esfuerzos estáticos.

Con el estudio de ondas superficiales se han calculado modelos de velocidad de cizalla y de densidad. Los cuales denotan las heterogeneidades del medio, no obstante es posible regionalizar zonas con características similares de velocidad. Se han correlacionado las profundidades del Moho tanto en Baja California como en el lado opuesto en los estados de Sonora y Sinaloa. Se infirió una estructura cortical regional que indica que Baja California y Sonora estuvieron unidos hace 5.6 ± 0.5 Ma. La frontera entre las placas del Pacífico y Norte América iniciaron un movimiento noroeste-sureste que sigue rigiendo en el presente. Analizando la profundidad de Moho en los transectos del capítulo IV. La intrusión del manto superior sobre la corteza bajo el borde oriental de la Península de Baja California podría ser la causante de los efectos de oblicuidad del rompimiento de la corteza que se observa en la Provincia extensional del Golfo de California,

Por otra parte los valores de b calculados en el estudio de los sismos de Loreto e Isla Ángel de la Guarda comparados con los valores obtenidos por otros investigadores en el Golfo de California podrían reflejar las características dinámicas, así en el Medio Golfo de California el valor de b fue notoriamente más bajo que el calculado al nivel de Isla Ángel de la Guarda y de otros valores

obtenidos en el norte del Golfo y en la Península de Baja California. En este sentido es recomendable continuar estimando los valores de b en diferentes regiones del Golfo con el fin de establecer una asociación entre los calculados en corteza oceánica y corteza continental.

BIBLIOGRAFIA

- Aki, K. 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16 1964. estimation of earthquake moment, released energy, stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.* (Tokio), 44: 73-89.
- Aki, K. y P. Richards. 2002. Quantitative Seismology. 2nd. ed. University Science Books. Sausalito Cal. 700 p.
- Backus, G. y F. Gilbert. 1968. The resolving power of gross earth data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 16:169-205.
- Backus, G. y F. Gilbert. 1970. Uniqueness in the inversion of inaccurate gross earth data, *Phyl. Trans. R. Soc. Lond.*, 266A: 123-192.
- Brune, J. y J. Dorman. 1963. Seismic waves and earth structure in the canadian shield. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 53: 167-210.
- Brune, J.N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75: 4997-5009.
- Clayton, R. W, J. Trampert, C. Rebollar, J. Ritsema, P. Persaud, H. Paulssen, X. Pérez-Campos, A. van Wettum, A. Pérez- Vertti y F. DiLuccio. 2004. The NARS-Baja Seismic Array in the Gulf of California Rift Zone. MARGINS Newsletter, 13: 1-4.
- Couch, R. W., G.E. Ness, O. Sánchez-Zamora, G. Calderón Riveroll, P. Dogin, V. Plawman, S. Coperude, B. Huehn, y W. Gumma. 1991. Gravity anomalies and crustal structure of the Gulf and Peninsular Province of the Californias, En J.P. Dauphin y B.R. Simoneit Eds., *AAPG Mem.*, 47: 25-45.
- DeMets, C. 1995. A reappraisal of seafloor spreading lineations in the Gulf of California: Implications for the transfer of the Baja California to the Pacific plate and estimates of Pacific-North America motion, *Geophys. Res. Lett.*, 22: 3545-3548.
- Dziewonski, A., S. Bloch y M. Landisman. 1969. A technique for the analysis of transient seismic signals. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62: 129-139.

- Fabriol, H., L. A. Delgado-Argote, J. J. Dañobeitia, D. Córdoba, A. González, J. García-Abdeslem, R. Bartolomé, B. Martín-Atienza y V. Frías-Camacho. 1999. Backscattering and geophysical features of volcanic rifts offshore Santa Rosalía, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 93: 75-92.
- Fletcher, J.M. y L. Munguía. 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California. *Tectonics*, 19 (6): 1107-1123.
- Gastil, R.G., R.P. Phillips, y E.C. Allison. 1975. Reconnaissance geology of the State of Baja California, México, *Mem. Geol. Soc. Am.*, 140: 170 pp.
- Gastil, R. G. 1991. The relation between the Paleozoic strata on opposite sides of the Gulf of California. En: *Studies of Sonoran Geology*, edited by C. Jacques-Ayala, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, 254: 7-17.
- Geiger, L. 1910. Herbsetimmung bei Erdbeben aus den Ankunftszeiten, *K. Gessel. Wiss. Goett.*, 4: 331-349.
- Goff, J.A., E.A. Bergman, y S.C. Solomon. 1987. Earthquake source mechanism and transform fault tectonics in the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 92: 10485-10510.
- Gomberg, J., K.F. Priestley, T.G. Masters, y J.N. Brune. 1988. The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico, *Geophys. J. R. Astro. Soc.*, 94: 1-20.
- González-Fernández, A., J.J. Dañobeitia, L.A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba, y R. Bartolomé, 2005. Mode of extensión and rifting history of upper Tiburón and upper Delfin basins, northern Gulf of California *J. Geophys. Res.*, 110: B01313, 17.
- Haskell, N.A. 1953. The dispersion of surface waves in multilayered media. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 43:17-34.
- Herrmann, R.B. 1987. Computer Programs in Seismology. Volumen IV: Surface waves. St. Louis University, St Louis Missouri. 250 pp.

- Herrmann, R. B. y Ch. J. Ammon. 2002. Computer Programs in Seismology. St Louis University. Penn State University. 112 pp.
- Honda, H. 1962. Earthquake mechanism and seismic waves. *J. Phys. Earth.* 10 (2): 1-98.
- Ichinose, G. A., S. Day, H. Magistrale, T. Prush, F. Vernon, y A. Edelman. 1996. Crustal thickness variations beneath the Peninsular Ranges, southern California, *Geophys. Res. Lett.*, 23: 3095-3098.
- Jackson, D.D. 1972. Interpretation of inaccurate, insufficient and inconsistent data, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 28: 97-109.
- Kanamori H. y D.L. Anderson. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in Seismology. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 65: 1073-1095.
- Klein, R. W. 1978. Hypocenter Location Program HYPOINVERSE Part I: Users Guide to Versions 1, 2, 3, y 4, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 78-694.
- Langenheim, V., y R. Jachens. 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California Rifting, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (11), 1597, doi:10.1029/2003GL017159.
- Larson, P. A., J.D. Mudie, y R.L. Larson. 1972, Magnetic anomalies and fracture-zone trends in the Gulf of California, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83: 3361-3368.
- Lay T. y T. C. Wallace .1995. Modern Global Seismology. Academic Press San Diego Cal. 517 páginas.
- Lee, W. H. K. y J. C. Lahr. 1972. HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U.S. Geol. Surv. Open-File Rept.* 75-311.
- Levshin, A. L., V.F. Pisarenko, y G. A. Pogrebinsky. 1972. On a frequency-time análisis of oscillations. *Ann. Geophys.*, 28: 211-218.
- Lewis, J.L., M.D. Steven, H. Magistrale, R.R. Castro, L. Astiz, C. Rebollar, J. Eakins, F.L. Vernon y J.N. Brune. 2001. Crustal thickness of the Peninsular Ranges and Gulf Extensional Province in the Californias, *J. Geophys. Res.*, 106: 13599-13611.

- Lienert, B. R., E. Berg, y L. N. Frazer. 1986. HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 76: 771-783.
- Lienert, B. R., E. Berg, y L. N. Frazer. 1988. HYPOCENTER: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.* 76: 771-783.
- Lienert, B. R. y J. Havskov .1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seis. Res. Lett.*, 66: 26-36.
- Lomnitz, C., F. Mooser, C. R. Allen., J. N. Brune, y W. Thatcher. 1970. Seismicity and tectonics of the northern Gulf of California region; preliminary results. *Geofísica Internacional.*, 10, 37
- Lomnitz, C. 1977. A fast epicenter location program, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 67: 425-431.
- Lonsdale, P. 1985, A transform continental margin rich in hydrocarbons, Gulf of California, *AAPG Bull.*, 69: 1160-1180
- Lonsdale, P.L. 1989. Geology and tectonics history of the Gulf of California. En: the Geology of North America: Vol. N. The Eastern Pacific Ocean and Hawaii. Eds: E.L. Winterer, D.M. Hussong y R.W. Decker The Geological Society of America. 499-521.
- López-Pineda, L. y C. J. Rebollar .2005, Source characteristics of the Loreto earthquake of 12 March 2003 ($M_w=6.2$) that occurred in a transform fault in the Middle of the Gulf of California, Mexico. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 95: 419-430.
- MARGINS. 2004. Science Plans 2004. Columbia University, New York. 170 p.
- Munguía, L., M. Reichle, A. Reyes, R. Simons y J. Brune. 1977: Aftershocks of the 8 July 1975 Canal de Las Ballenas, Gulf of California, Earthquake; *Geophys. Res. Lett.*, 4: 507-509.
- Narcía-López, C., Castro, R. R. y Rebollar, C. J. 2003. Determination of crustal thickness beneath Chiapas, México using S and Sp waves, *Geophys. J. Int.*, 157: 215-228.

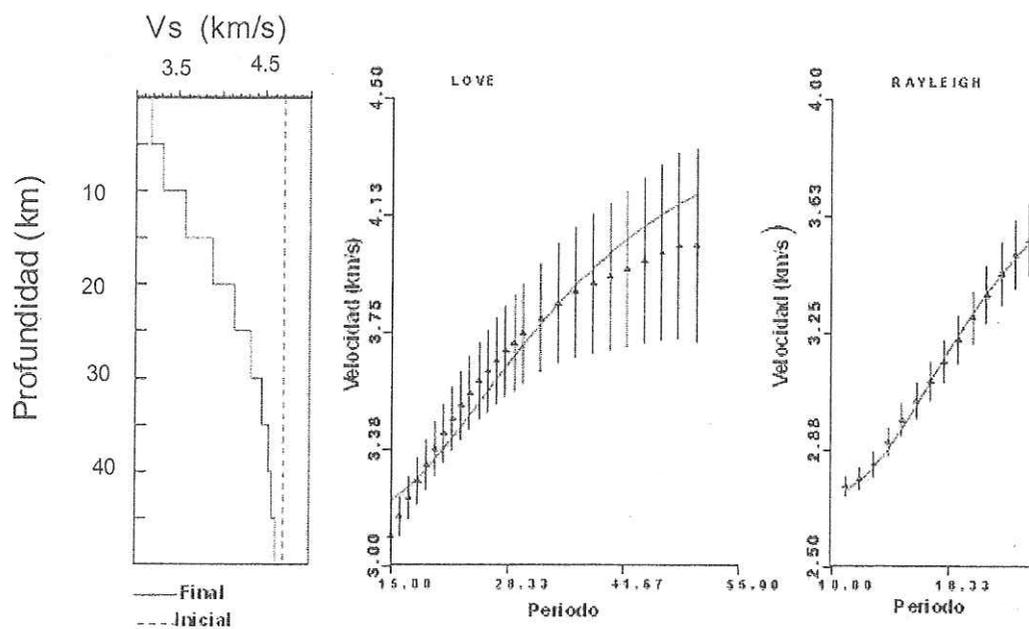
- Oskin, M. J. Stok y A. Martin-Barajas. 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California, *Geology*, 29: 459-462.
- Oskin, M. y J. Stock. 2003. Pacific-North America plate motion and opening and the Upper Delfin basin, northern Gulf of California, Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 115: 1173-1190.
- Pacheco, J.F. y Lynn R. Sykes. 1992. Seismic Moment Catalog of Large Shallow Earthquakes, 1900 to 1989. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 82: 1306-1349.
- Phillips, R. P. 1964. Seismic refraction studies. En: Gulf of California, in Marine Geology of the Gulf of California. Eds: T.H. van Andel y G.G. Shor Jr., *AAPG Mem.*, 3: 90-12.
- Rebollar, C.J., y M.S. Reichle. 1987. Analysis of the seismicity detected in 1982-1984 in the Northern Peninsular ranges of Baja California, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 77: 173-183.
- Rebollar, C. J., y J. Castillo-Román y A. Uribe. 1995. Parámetros de fuente de la actividad sísmica que ocurrió en marzo de 1993 en la Bahía de las Ánimas, Baja California. *Unión Geofísica Mexicana*. En: Monografía 2. La Sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de septiembre de 1985 (Ms 8.1)
- Rebollar, C. J., L. Quintanar, R. Castro, S. Day, J. Madrid, J. N. Brune, L. Astiz y F. Vernon. 2001. Source characteristics of a 5.5 magnitude earthquake occurred in the transform fault system of the Delfín Basin in the Gulf of California. *Bull. Seis. Soc. Am.* 91: 781-791.
- Reichle, M. y I. Reid. 1977. Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 67: 159-171.
- Reid, H. P. 1910. The mechanism of the earthquake: The California earthquake of April 18, 1906. *Report of the State Invest. Comm.*, Vol 2. Cornegie Institution of Washington, D.C.
- Reyes, L. M., J.C. Rebollar, y R. Castro. 2001., Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times, *An. Inst. Geofis. Int.*, 40: 21-29.

- Rodríguez-Lozoya H. E. 2005. Estudios sismológicos en dos ambientes tectónicos del Pacífico Mexicano. CICESE, Tesis de Doctorado. 141p.
- Romo, J. M., J. García-Abdeslem, E. Gómez-Treviño, F. J. Esparza y C. Flores. 2001. Resultados preliminares de un perfil geofísico a través del desierto de Vizcaíno en Baja California Sur, México, *Geos.*, 21(2): 96-107.
- Scholz, C, 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes, *Bull. Seis. Soc. Am.*, 58: 399-415.
- Scholz, C. H., C.A. Aviles y S.G. Wesnousky. 1986. Scaling Differences Between Large Interplate and Intraplate Earthquakes. *Bull. Seis. Soc. Am.* 76: 65-70
- Scherbaum, F., y Johnson. 1993. PITSA: Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, *IASPEI Software Library*, Vol. 5, 269 pp.
- Stein S. y M. Wysession. 2003. An Introduction to Seismology Earthquakes and Earth Structure. Blackwell Publishing. 498p.
- Stock, J. M., y K.V. Hodges. 1989, Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate, *Tectonics*, 8: 99-1
- Tanioka, Y. y L. Ruff. 1997. Source time functions, *Seismol. Res. Lett.*, 68: 386-400
- Thatcher, W. y J. N. Brune. 1973, Surface waves and crustal structure in the Gulf of California region, *Bull. seism. Soc. Am.*, 63: 1689-1698.
- Thomson, W.T. 1950. Transmission of elastic waves through a stratified solid. *Journal of Applied Physics*, 21: 89-93.
- Trampert, J., H. Paulssen, A. van Wettum, J. Ritsema, R. Clayton, R. Castro, C.J. Rebollar and A. Perez-Vertti. 2003. New array monitors seismic activity near the Gulf of California in Mexico. *Eos* 84 (4): 29-32.
- Wong, V . 2000. Estudio de Sismotectónica, Atenuación y Tomografía Sísmica en la Región Volcánica y Geotérmica Las Tres Vírgenes. CICESE. Tesis de Doctorado. 163p.

Wiggins, R. A. 1972. The general linear inverse problem: implications of surface waves and free oscillations for earth structure, *Rev. Geophys. Space Phys.* 10: 251-285.

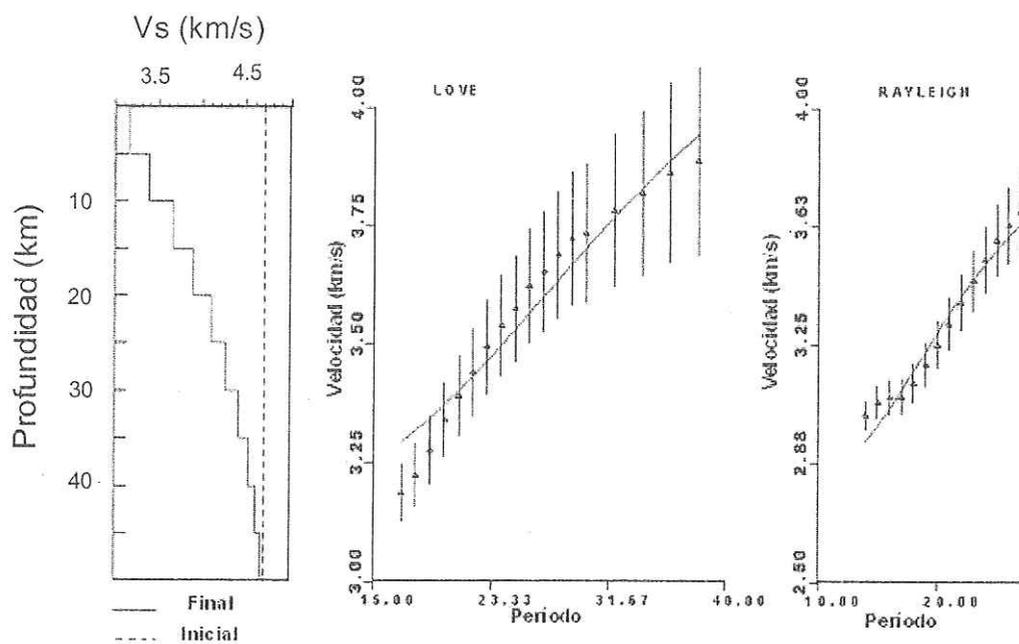
ANEXO I

Modelo de velocidades y dispersión de ondas superficiales en la estación sismológica NE76. Sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003.



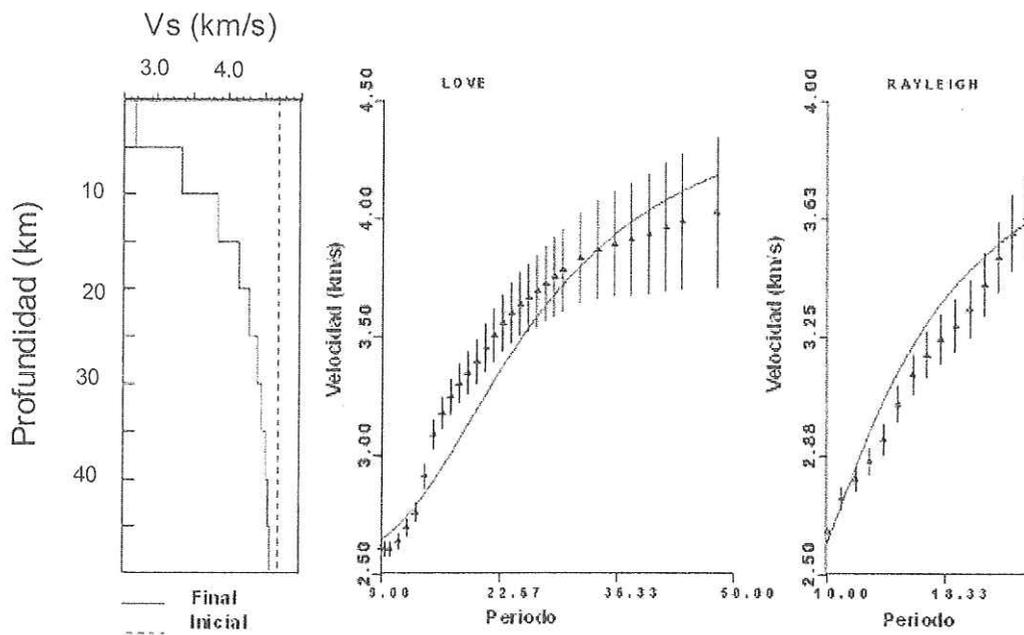
ANEXO I (continuación)

Modelo de velocidades y dispersión de ondas superficiales en la estación sismológica NE77. Sismo de Loreto del 12 de marzo de 2003.



ANEXO I (continuación)

Modelo de velocidades y dispersión de ondas superficiales en la estación sismológica NE75. Sismo de Loreto del 12 de marzo del 2003.



ANEXO II

Tablas de los modelos de velocidades obtenidos de la inversión de la velocidad de corte V_s a partir de ondas superficiales. El modelo seleccionado fue el que tuvo menor rms y variaciones de dispersión menor. Las velocidades de cizalla en negrita indican la profundidad seleccionada del MOHO

PERFIL DE VELOCIDADES V_s TRANSECTO 32-114 24-107

PROF.Km	PPX	PLI	HER	GUY	HE82	TOPO
5	3.0639	3.5558	2.7819	2.9723	2.9251	2.5803
10	3.2076	3.4466	3.1818	3.1477	3.3515	3.0707
15	3.5989	3.3396	3.5685	3.409	3.7697	3.5809
20	3.9787	3.3093	3.7767	3.6474	4.0434	3.8727
25	4.215	3.3977	3.8635	3.8392	4.2051	4.0232
30	4.3342	3.6085	3.9259	4.0174	4.3123	4.1341
35	4.3983	3.9224	4.0174	4.2047	4.3973	4.2441
40	4.4494	4.3088	4.1497	4.3933	4.4695	4.3522
45	4.5057	4.7311	4.3147	4.56	4.5292	4.4504
50	4.5721	5.1515	4.5017	4.6864	4.5789	4.5362

PERFIL DE VELOCIDADES V_s TRANSECTO 32-116 23-109

PROF. Km	HE71	CHX	BAH	HE76	HE77
5	3.4499	3.4054	3.1583	3.1576	3.1347
10	3.51	3.4528	3.3077	3.3211	3.387
15	3.5791	3.513	3.5136	3.5933	3.6662
20	3.6183	3.5719	3.7405	3.894	3.8995
25	3.6268	3.6373	3.9521	4.1474	4.0908
30	3.6289	3.7255	4.1276	4.3292	4.255
35	3.6604	3.8497	4.2681	4.4482	4.396
40	3.7557	4.0171	4.3781	4.5227	4.5108
45	3.9379	4.2277	4.4758	4.5703	4.5956
50	4.2168	4.4762	4.5681	4.6038	4.6503

PERFIL DE VELOCIDADES V_s TRANSECTO 32-117 23-110

PROF. Km	HE72	HE73	HE74	HE75	HE78	HE79
5	3.6004	3.6657	3.0409	2.6494	3.6233	3.4788
10	3.4004	3.53	3.1705	3.3339	3.6552	3.5559
15	3.2811	3.3824	3.3986	3.8558	3.6796	3.6642
20	3.3848	3.3589	3.6558	4.1266	3.7106	3.7781
25	3.6461	3.4933	3.8926	4.268	3.7644	3.8846
30	3.9451	3.74	4.0898	4.3638	3.8499	3.9837
35	4.2049	4.032	4.2487	4.4398	3.9676	4.0818
40	4.3997	4.3166	4.3793	4.4983	4.1137	4.1875
45	4.534	4.5615	4.4929	4.5402	4.2841	4.309
50	4.6233	4.7516	4.5973	4.5698	4.475	4.4507

ANEXO III

Tablas de los modelos de densidades obtenidos del proceso de inversión para velocidad de corte de las ondas superficiales. El modelo seleccionado fue el que tuvo menor rms y variaciones de dispersión menor.

PERFIL DE DENSIDADES PENINSULA ORIENTAL

PROF. km	g/cm^3				
	HE 71	Chineros	Bahia	HE 76	HE 77
5	2.7006	2.68	2.6291	2.6345	2.658
10	2.726	2.6956	2.6963	2.7324	2.7603
15	2.7404	2.7203	2.8128	2.8827	2.8758
20	2.7448	2.7549	2.9149	3.0055	2.9698
25	2.7511	2.803	2.9982	3.112	3.0684
30	2.7744	2.8665	3.0746	3.1846	3.152
35	2.8291	2.9412	3.1348	3.2293	3.2185
40	2.9146	3.0452	3.1891	3.254	3.263
45	3.0491	3.1798	3.2397	3.2668	3.2878

PERFIL DE DENSIDADES PENINSULA OCCIDENTAL

Prof. km	g/cm^3					
	HE 72	HE 73	HE 74	HE 75	HE 78	HE 79
5	2.6545	2.6965	2.5829	2.6336	2.7692	2.722
10	2.6292	2.6609	2.66	2.8692	2.778	2.7714
15	2.6652	2.6609	2.7719	3.0165	2.7917	2.8264
20	2.7688	2.7035	2.8887	3.1124	2.8177	2.8763
25	2.9007	2.8236	2.978	3.1717	2.8591	2.9207
30	3.017	2.9440	3.0658	3.2102	2.9116	2.9652
35	3.1246	3.0805	3.1369	3.2329	2.9784	3.0205
40	3.2095	3.2128	3.2	3.244	3.0762	3.0876
45	3.2726	3.3248	3.2555	3.2478	3.1912	3.1675

PERFIL DE DENSIDADES TRANSECTO SONORA OCCIDENTAL

PROF. KM	g/cm^3					
	P. Penasco	P.Libertad	Hermosillo	Guaymas	HE82	Topoloban
5	2.6025	2.6724	2.5875	2.5705	2.6413	2.542
10	2.7422	2.6384	2.7256	2.6535	2.8259	2.7304
15	2.9224	2.6254	2.8415	2.7615	2.9649	2.9039
20	3.0488	2.6497	2.8907	2.874	3.0662	2.9934
25	3.1287	2.7235	2.9233	2.964	3.131	3.0592
30	3.1752	2.8744	2.9634	3.0642	3.1759	3.1116
35	3.2047	3.0582	3.0262	3.1605	3.2082	3.1591
40	3.2277	3.2977	3.1078	3.2448	3.2317	3.2013
45	3.2495	3.5518	3.2035	3.3058	3.249	3.2359