

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

**ESTUDIO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA Y
CARACTERIZACIÓN DE SUS POSIBLES DISCONTINUIDADES
EN LA REGIÓN NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA, A
PARTIR DEL ANÁLISIS DE FUNCIONES RECEPTORAS**

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela.
Por la Br. Quinteros C, Claudia B.
Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico.

Caracas, 2007.

TRABAJO ESPECIAL DE GRADO

ESTUDIO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA Y CARACTERIZACIÓN DE SUS POSIBLES DISCONTINUIDADES EN LA REGIÓN NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA, A PARTIR DEL ANÁLISIS DE FUNCIONES RECEPTORAS

Tutora académica: Prof. Laura Piñero.

Cotutor académico: Prof. Michael Schmitz.

Tutor industrial: Dr. Herbert Rendón.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela.

Por la Br. Quinteros C, Claudia B.

Para optar al Título
de Ingeniero Geofísico.

Caracas, 2007.

Caracas, junio de 2007.

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Escuela de Ingeniería Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por la Br. Claudia Quinteros, titulado:

“Estudio del espesor de la corteza y caracterización de sus posibles discontinuidades en la región noroccidental de Venezuela, a partir del análisis de funciones receptoras”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Ingeniero Geofísico, y sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Prof. Laura Piñero
Tutora académica

Prof. Michael Schmitz
Cotutor académico

Prof. Marco Figueroa
Miembro del Jurado

Prof. Juan Infante
Miembro del Jurado

UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERIA
ESCUELA DE GEOLOGIA, MINAS Y GEOFISICA
DEPARTAMENTO DE GEOFISICA

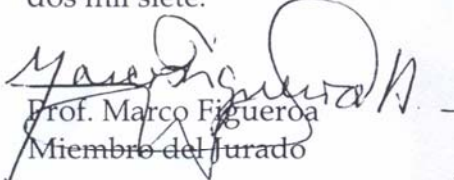
**ACTA DE EVALUACIÓN DEL TRABAJO ESPECIAL DE GRADO DE LA
BACHILLER CLAUDIA QUINTEROS, DEL DPTO. DE GEOFÍSICA.**

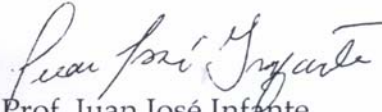
Los abajo firmantes, integrantes del Jurado examinador designado por el Consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica para evaluar el Trabajo Especial de Grado titulado: "ESTUDIO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA Y CARACTERIZACIÓN DE SUS DISCONTINUIDADES EN LA REGIÓN NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA, A PARTIR DEL ANÁLISIS DE FUNCIONES RECEPTORAS", presentado por los Br. CLAUDIA QUINTEROS, Cédulas de Identidad N° 15.504.630, para obtener el título de Ingeniero Geofísico, en el acto de defensa pública correspondiente, considerando que:

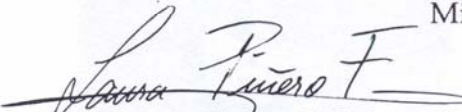
- 1.- El trabajo evaluado representa el esfuerzo personal de la Br. CLAUDIA QUINTEROS, quien meritoriamente culminó de esta manera el programa de formación que la acredita como Ingeniero Geofísico en esta institución.
- 2.- El trabajo evaluado constituye un valioso aporte en el desarrollo e implementación de técnicas sismológicas que pueden ser utilizados para el mejor entendimiento de la evolución geotectónica y geodinámica de Venezuela.
- 3.- La metodología ha sido implementada tanto en la Fundación Venezolana de Sismología como en la Universidad Central de Venezuela y es útil para su aplicación en el área de sismología.

Acordamos por unanimidad otorgar Mención de Honor a la Br. Claudia Quinteros.

En la Ciudad Universitaria de Caracas, a los veintiséis días del mes de junio de dos mil siete.


Prof. Marco Figueroa
Miembro del Jurado


Prof. Juan José Infante
Miembro del Jurado


Prof. Laura Piñero Feliciangeli
Prof. Tutor

gt.



UNIVERSIDAD CENTRAL DE VENEZUELA
FACULTAD DE INGENIERÍA
DECANATO

La Facultad de Ingeniería
otorga la presente
Mención Honorífica

a

Claudia B. Quinteros C.

por su Trabajo de Grado titulado

"Estudio del Espesor de la Cortaza y Caracterización de sus Discontinuidades

en la Región Noroccidental de Venezuela,

a Partir del Análisis de Funciones Receptoras"

reconocimiento a su calidad técnica, al esfuerzo y dedicación.



Maria A. Esculpi
MARIA A. ESCULPI
DECANA

Caracas, 26 de julio de 2007

*A mis Padres:
Mercedes Cartaya y
Gerardo Quinteros.
A mi Sobrina:
Sofía Patricia, mi Brujita.*

AGRADECIMIENTOS

A Dios y a la Virgencita, quienes siempre me acompañan, bendiciendo cada paso que doy, dándome salud, fortaleza y sabiduría para seguir adelante.

A mis Padres, Mercedes y Gerardo Quinteros; por ser mi principal inspiración hacia la búsqueda del éxito, por enseñarme a confiar en mí misma y a luchar por alcanzar exitosamente mis metas, porque *“¡siempre, siempre se puede ser mejor!”*. A mi hermanita Gabriela Patricia; mi mejor ejercicio para la paciencia. A toda mi familia, por ser la base de mi formación, tanto académica como personal; en especial a mi tía Aura Teresa Cartaya, *“Nenita”*, por sus buenos consejos y su atención durante la realización de este trabajo.

A mis tutores, Dr. Laura Piñero, Dr. Herbert Rendón y Dr. Michael Schmitz, por todo su apoyo, orientación, paciencia y confianza; por darme la oportunidad de realizar este Trabajo Especial de Grado y desarrollar nuevos conocimientos.

Al Dr. Fenglin Niu de Rice University, por todas sus valiosas enseñanzas y su dedicación en la realización de esta investigación. Al Dr. Charles Ammon de University of Pennsylvania, por atender a mis preguntas y aclarar mis dudas.

Al Dr. Gustavo Malavé, quien me abrió las puertas a la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas; gustosamente me tendió la mano y siempre estuvo atento a la realización de esta investigación. A los profesores Dr. Frank Audemard y Dr. Franco Urbani, por compartir sus valiosos conocimientos. A Raquel Vásquez, Leonardo Alvarado, Gloria Romero, Carolina Granado, Miguel Palma, Yeni Vivas, Adriana Liendo, Maryory Contreras, Cristhian Sánchez, Jesús Ávila, Carlos Reinoza, Victor Rocabado, Moralis González, Jesús Moncada, Javier Sánchez, Maxlimer Vallé, Omar Blanco, Cecilio Morales, Kenny García y Eduin Amarís; por su gran ayuda y su paciencia, por estar atentos a mis preguntas y siempre dispuestos (dentro

de lo posible) a echarme una manito cuando lo necesitaba. En general, a todo el personal de FUNVISIS, pues el apoyo que me brindaron fue realmente importante.

A mis amigos tesistas de FUNVISIS, Jennifer Masy, Carolina Martínez y Fabian Rada, ¡excelentes compañeros!; con quienes tuve la oportunidad de compartir el “*camino cuesta arriba*” de cada una de nuestras investigaciones.

A las familias Dávila Lugo y Rojas Fernández; mis segundas familias durante mis estudios universitarios. A mis profesores Marco Figueroa, Antonio Ughi, Inírida Rodríguez, Franklin Ruíz, Victor Casas, Juan Infante y José Cavada; por todos los conocimientos que me inculcaron en la Escuela de Geofísica.

A todos aquellos que confiaron en mí, mis grandes amigos, con los que he compartido desde mis peores enojos y peleas, hasta las grandes alegrías y triunfos más gratificantes; los que quizás no estén siempre allí, pero de seguro están en los momentos más adecuados; buenos o malos, en las grandes y en las chiquitas: Temutchim Rojas, Olaf Dávila, Sandra Méndez, Ana C. Rodrigues, Deniter Díaz, Marlyne Jaimes, Manuel Medina, Victor Franco y William Roman.

En verdad mil gracias a todos aquellos que aportaron su granito de arena, haciendo posible la elaboración de este trabajo, que con cariño y dedicación logré culminar exitosamente.

Claudia Quinteros

Fruto, ¿estás muy lejos de mí? Estoy en tu corazón, flor.

Quinteros C. Claudia B.

**ESTUDIO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA Y CARACTERIZACIÓN
DE SUS POSIBLES DISCONTINUIDADES EN LA REGIÓN
NOROCCIDENTAL DE VENEZUELA, A PARTIR DEL ANÁLISIS DE
FUNCIONES RECEPTORAS**

Tutora Académica: Dr. Laura Piñero. Cotutor Académico: Dr. Michael

Schmitz. Tutor Industrial: Dr. Herbert Rendón.

**Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Departamento de Geofísica. Año 2007.**

Palabras Claves: Funciones receptoras, sismogramas, espesor cortical, discontinuidad de Mohorovicic, Placas Caribe-Suramérica.

Resumen. La sismología es una de las herramientas geofísicas más importantes para el estudio de la estructura y composición interna de la Tierra. Particularmente, la técnica de *funciones receptoras*, permite estimar los espesores corticales debajo de una estación receptora, a partir de registros telesísmicos de 3 componentes. Las ondas sísmicas grabadas dependen del mecanismo de la fuente, la propagación a través del manto, la estructura bajo el receptor y la respuesta del instrumento. Las llamadas *funciones receptoras* son obtenidas del aislamiento de la respuesta de la corteza y del manto superior, de todos los demás efectos. El presente trabajo se realizó con el propósito de reconocer e identificar la existencia de las ondas P y sus conversiones Ps, a partir de registros telesísmicos, y utilizar los niveles de amplitud y las diferencias en tiempo de llegadas de dichas ondas, para estimar los valores promedios de la velocidad de la onda S en la corteza, y los contrastes de velocidad entre el manto y la corteza. Para el estudio, se seleccionaron 9 estaciones sismológicas banda

ancha pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Venezuela operadas por FUNVISIS: IMOV, MONV, DABV, SIQV, JACV, QARV, CURV, TERV y SANV; ubicadas en la zona noroccidental de Venezuela, específicamente en los Estados Lara, Falcón y Portuguesa, y en La Isla Los Monjes. Se seleccionaron 50 eventos sísmicos, con magnitudes mayores a 5,5 y distancias epicentrales entre 27° y 85°. Este análisis permitió evaluar el espesor cortical y, por ende, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en la zona de estudio, logrando obtener valores entre 20 km y 45 km, con una tendencia en la disminución cortical en dirección N- NE. Estos resultados concuerdan en gran parte con los espesores obtenidos a partir de estudios geofísicos realizados previamente en la región; con excepción de la estación sismológica TERV, en donde se obtuvo una profundidad promedio de 27 km, presentando un adelgazamiento cortical no observado en trabajos anteriores. Adicionalmente, se observó la presencia de la losa surcaribeña que subduce a 50 km de profundidad por debajo de la Isla Los Monjes; estimando una inclinación de aproximadamente 18° en dicha subducción. Por otro lado, se calcularon los valores de la relación de Poisson asociados a la discontinuidad del Moho, obteniendo valores entre 0.22 y 0.31, que disminuyen hacia las estaciones que se ubican al sur, los cuales indican una composición de tipo félsica en la mayoría de los casos, con excepción de las estaciones ubicadas en Monte Cano (Península de Paraguaná) y la Isla Los Monjes que indican una composición de tipo máfica con los mayores valores de la relación de Poisson en estas zonas. Este trabajo es una contribución al proyecto GEODINOS (FONACIT 2002000478).

ÍNDICE GENERAL

Contenido	Pág.
Dedicatoria	vi
Agradecimientos	vii
Resumen	ix
Índice general	xi
Lista de figuras	xiv
Lista de tablas	xxvi
Índice de apéndices	xxvii
CAPÍTULO 1	
<u>Marco Introdutorio</u>	
1.1 Planteamiento del Problema	1
1.2 Objetivos	4
1.2.1 Objetivo general	4
1.2.2 Objetivos específicos	4
1.3 Justificación	5
1.4 Ubicación del área de estudio	7
1.5 Estudios corticales previos en el área	8
CAPÍTULO 2	
<u>Marco Geotectónico</u>	
2.1 Tectónica del Caribe	16
2.1.1 Generalidades	16
2.1.2 Origen y Evolución del Caribe	20

2.1.2.1 Modelos del Caribe <i>in situ</i>	21
2.1.2.2 Modelos del Caribe alóctono	22
2.1.2.3 Modelos del Caribe alóctono vs <i>In situ</i>	23
2.2 Venezuela Noroccidental	24
2.2.1 Evolución tectónica	25
2.2.2 Rasgos geológicos importantes	31
2.2.2.1 Transversal de Barquisimeto	31
2.2.2.2 Napas de Lara	33
2.2.2.3 Cuenca de Falcón	34
2.2.2.4 Cuenca de Cabudare	42
2.2.2.5 Isla Los Monjes	43

CAPÍTULO 3

Marco Teórico

3.1 Funciones receptoras	44
3.1.1 Rotación de ejes	46
3.1.2 Deconvolución	48
3.1.2.1 Deconvolución en el dominio de frecuencia (Caso Ideal)	48
3.1.2.2 Deconvolución “Water-level” (Caso no ideal)	52
3.1.3 Estimación del espesor de la corteza y la relación V_p/V_s	55

CAPÍTULO 4

Marco Metodológico

4.1 Preparación de los datos	57
4.2 Rotación de las componentes	58
4.3 Apilamiento de trazas	60
4.4 Estimación V_p/V_s	61

CAPÍTULO 5

Resultados

5.1 Preparación de datos	62
5.2 Selección de valores del parámetro water-level y el filtro gaussiano	68
5.3 Apilamiento lineal	79
5.4 Rotación de ejes y obtención de funciones receptoras	85
5.5 Apilamiento en dominio de profundidad	104
5.5.1 Apilamiento por retro-azimut	104
5.5.1.1 Estación CURV	104
5.5.1.2 Estación DABV	105
5.5.1.3 Estación IMOV	105
5.5.1.4 Estación JACV	106
5.5.1.5 Estación MONV	106
5.5.1.6 Estación QARV	107
5.5.1.7 Estación SANV	107
5.5.1.8 Estación SIQV	108
5.5.1.9 Estación TERV	109
5.5.2 Apilamiento global	110
5.6 Relación de V_p/V_s y estimación de la profundidad	111
5.7 Relación de Poisson	128
5.8 Mapa de profundidad del Mohorovicic	129

CAPÍTULO 6

<u>Análisis de resultados</u>	131
Conclusiones y Recomendaciones	138
Referencias Bibliografías	140
Apéndices	155

LISTA DE FIGURAS

Figura	Pág.
1.1 Mapa de fallas principales en Venezuela. Beltrán, 1993.	2
1.2 Mapa de la sismicidad en Venezuela (1910-2005).	2
1.3 Estructura del grupo de investigación de Proyecto GEODINOS.	6
1.4 Mapa de estaciones sismológicas, de Venezuela y Mar Caribe, utilizadas por BOLIVAR & GEODINOS Working Groups.	7
1.5 Ubicación de la línea sísmica NW-SE, del modelo de corteza de COLM (Castejón et al., 1986).	8
1.6 Modelo de Velocidades del perfil COLM NW-SE, elaborado por Guédez (2003), a partir del análisis de las secciones sísmicas obtenidas por Castejón et al. (1986).	9
1.7 Perfil integrado del estudio geológico-estructural y geofísico realizado por Rodríguez y Sousa (2003).	11
1.8 Modelo magnético-gravimético del perfil Cabo San Román-Barquisimeto, considerando la presencia del bloque de Bonaire entre la corteza oceánica y continental. Elaborado por Rodríguez y Sousa (2003).	12

1.9 Mapa preliminar de Bezada (2005), para espesores corticales de la zona de estudio.	13
1.10 Modelo de velocidades a lo largo de los estados Lara y Falcón. Elaborado por Bezada (2005).	14
1.11 Topografía del Moho obtenida a partir de inversión de datos de anomalía de Bouguer y aire libre. Elaborado por Qijada (2006).	15
2.1 Ubicación de la Placa del Caribe.	16
2.2 Esquema de la geodinámica de la Placa del Caribe.	17
2.3 Principales unidades geomorfológicas del Caribe.	19
2.4 Marco geodinámico general del sur del Caribe.	25
2.5 Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental durante el Paleoceno-Eoceno.	27
2.6. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrencia al sur del límite entre las placas del Caribe y Suramericana.	29
2.7 Máximo desarrollo del "Pull-apart" del Estado Falcón y generación de extensas áreas positivas en la cuenca de Maracaibo y norte de Falcón.	29
2.8 Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno- Plioceno.	30

2.9 Colmatación de las cuencas antepaís y levantamiento regional del norte de Venezuela.	31
2.10 Localización de la Cuenca de Falcón.	34
2.11 Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón propuesto por Boesi y Goddard (1991).	35
2.12 Modelo de la evolución de la Cuenca de Falcón y Bonaire, según Muessing (1984).	37
2.13 Modelo de la evolución de la Cuenca de Falcón propuesto por Audemard (1993).	38
2.14 Mapa de las fallas activas cuaternarias en la región de Falcón.	41
2.15 Cuenca de Cabudare.	42
3.1 a) Pulsos de la onda P y las reverberaciones. b) Trayectoria de los rayos de las ondas sísmicas.	45
3.2 Frente de onda telesísmico. Se observa una disminución del ángulo de incidencia a medida que la onda atraviesa diferentes interfases desde el Moho hasta la superficie.	46
3.3 Sistema de referencia ZRT y LQT, en cuyo origen se encuentra la estación sismológica.	47
3.4 Espectros de amplitud antes y después del water-level.	53

3.5 Construcción de la función receptora. Componentes radial y vertical del desplazamiento para un modelo simple, comparados con la función de receptor obtenida a partir de ellos.	54
3.6 Relación H-k, donde k es la relación V_p/V_s . Cada curva representa la contribución de las fases convertidas.	56
4.1 Mapa de ubicación de los eventos sísmicos seleccionados.	59
5.1 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación CURV.	63
5.2 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación DABV.	63
5.3 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación IMOV.	64
5.4 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación JACV.	64
5.5 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación MONV.	65
5.6 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación QARV.	65
5.7 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación SANV.	66

5.8 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación SIQV.	66
5.9 Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación TERV.	67
5.10 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.0001 y un filtro gaussiano = 1 Hz.	68
5.11 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.001 y un filtro gaussiano = 1 Hz.	69
5.12 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.01 y un filtro gaussiano = 1 Hz.	69
5.13 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.1 y un filtro gaussiano = 1 Hz.	70
5.14 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.0001 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	70
5.15 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.001 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	71
5.16 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.01 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	71
5.17 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.1 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	72

5.18 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.0001 y un filtro gaussiano = 2 Hz.	72
5.20 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.001 y un filtro gaussiano = 2 Hz.	73
5.21 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.01 y un filtro gaussiano = 2 Hz.	73
5.22 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.1 y un filtro gaussiano = 2 Hz.	74
5.23 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.0001 y un filtro gaussiano = 2.5 Hz.	74
5.24 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.001 y un filtro gaussiano = 2.5 Hz.	75
5.25 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.01 y un filtro gaussiano = 2.5 Hz.	75
5.26 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.1 y un filtro gaussiano = 2.5 Hz.	76
5.27 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.02 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	76
5.28 Función receptora obtenida utilizando valores de water-level = 0.03 y un filtro gaussiano = 1.5 Hz.	77

5.29 Comparación de sismogramas E, N y Z, con sus funciones receptoras Z, R y T.	78
5.30 Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 154°-157°.	80
5.31 Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 169°-178°.	81
5.32 Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 178°-185°.	82
5.33 Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 300°-312°.	83
5.34 Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 320°-327°.	84
5.35 Funciones receptoras de la estación CURV, graficadas por retro-azimut.	86
5.36 Funciones receptoras de la estación CURV, graficadas por distancia epicentral.	87
5.37 Funciones receptoras de la estación DABV, graficadas por retro-azimut.	88
5.38 Funciones receptoras de la estación DABV, graficadas por distancia epicentral.	89
5.39 Funciones receptoras de la estación IMOV, graficadas por retro-azimut.	90

5.40 Funciones receptoras de la estación IMOV, graficadas por distancia epicentral.	91
5.41 Funciones receptoras de la estación JACV, graficadas por retro-azimut.	92
5.42 Funciones receptoras de la estación JACV, graficadas por distancia epicentral.	93
5.43 Funciones receptoras de la estación MONV, graficadas por retro-azimut.	94
5.44 Funciones receptoras de la estación MONV, graficadas por distancia epicentral.	95
5.45 Funciones receptoras de la estación QARV, graficadas por retro-azimut.	96
5.46 Funciones receptoras de la estación QARV, graficadas por distancia epicentral.	97
5.47 Funciones receptoras de la estación SANV, graficadas por retro-azimut.	98
5.48 Funciones receptoras de la estación SANV, graficadas por distancia epicentral.	99
5.49 Funciones receptoras de la estación SIQV, graficadas por retro-azimut.	100
5.50 Funciones receptoras de la estación SIQV, graficadas por distancia epicentral.	101
5.51 Funciones receptoras de la estación TERV, graficadas por retro-azimut.	102

5.52 Funciones receptoras de la estación TERV, graficadas por distancia epicentral.	103
5.53 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación CURV en los diferentes retro-azimuts.	104
5.54 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación DABV en los diferentes retro-azimuts.	105
5.55 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación IMOV en los diferentes retro-azimuts.	105
5.56 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación JACV en los diferentes retro-azimuts.	106
5.57 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación MONV en los diferentes retro-azimuts.	106
5.58 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación QARV en los diferentes retro-azimuts.	107
5.59 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación SANV en los diferentes retro-azimuts.	107
5.60 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación SIQV en los diferentes retro-azimuts.	108
5.61 Apilamiento en dominio de profundidad de la estación TERV en los diferentes retro-azimuts.	109

5.62 Apilamiento global en dominio de profundidad en todas las estaciones.	110
5.63 Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	111
5.64 Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	112
5.65 Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	112
5.66 Cross-correlación entre los tres modos (Estación CURV).	113
5.67 Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	113
5.68 Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	114
5.69 Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	114
5.70 Cross-correlación entre los tres modos (Estación DABV).	115
5.71 Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	115
5.72 Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	116
5.73 Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	116
5.74 Cross-correlación entre los tres modos (Estación MONV).	117

5.75 Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	117
5.76 Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	118
5.77 Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	118
5.78 Cross-correlación entre los tres modos (Estación JACV).	119
5.79 Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	119
5.80 Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	120
5.81 Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	120
5.82 Cross-correlación entre los tres modos (Estación MONV).	121
5.83 Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	121
5.84 Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	122
5.85 Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	122
5.86 Cross-correlación entre los tres modos (Estación SANV).	123
5.87 Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	123

5.88 Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	124
5.89 Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	124
5.90 Cross-correlación entre los tres modos (Estación SIQV).	125
5.91 Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.	125
5.92 Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps y PpSs.	126
5.93 Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps y PpPs.	126
5.94 Cross-correlación entre los tres modos (Estación TERV).	127
5.95 Profundidad del Mohorovicic.	129

LISTA DE TABLAS

Tabla	Pág.
4.1 Coordenadas y altura de las estaciones sismológicas utilizadas.	57
5.1 Número de eventos sísmicos pre-seleccionados por estación.	62
5.2 Valores de V_p/V_s y de la relación de Poisson, para cada estación sismológica.	128
5.3 Tabla resumen de los valores calculados de las profundidades y de la relación de Poisson en cada una de las estaciones sismológicas.	130

LISTA DE APÉNDICE

Apéndice	Pág.
Apéndice A. Catálogo de eventos sísmicos ocurridos durante Diciembre 2003 a diciembre 2005	156
Apéndice B. Tablas de información de los eventos seleccionados por cada estación sismológica:	162
Estación CURV	162
Estación DABV	163
Estación IMOV	164
Estación JACV	165
Estación MONV	166
Estación QARV	166
Estación SANV	167
Estación SIQV	168
Estación TERV	169
Apéndice C. Macro elaborado en SAC, para la preparación de los sismogramas.	171
Apéndice D. Apilamiento lineal simple de las estaciones sismológicas	172
Estación DABV	172
Estación IMOV	174
Estación JACV	178
Estación MONV	180
Estación QARV	182

Estación SANV	184
Estación SIQV	185
Estación TERV	189
Apéndice E. Comentarios sobre algunos de los programas elaborados por Feglin Niu.	194

CAPÍTULO 1

MARCO INTRODUCTORIO

1.1 Planteamiento del problema

La geología de Venezuela se encuentra estrechamente relacionada con los procesos tectónicos originados por el choque entre las placas Caribe y Sudamericana. Algunos autores señalan que la placa del Caribe se mueve hacia el este con respecto a la placa Sudamericana (Bell, 1972; Malfait y Dinkelman, 1972; Jordan, 1975; Pindell y Dewey, 1982; Sykes *et al.*, 1982; Wadge y Burke, 1983; entre otros). Este límite entre placas no es simplemente dextral (Soulas, 1986; Beltrán, 1993); consiste en una zona de deformación activa como resultado de un largo proceso de colisión oblicua (noroeste-sureste) que abarca aproximadamente una distancia de 100 km (Audemard, 1993, 1998; Singer y Audemard, 1997; Audemard y Giraldo, 1997). De manera general este borde de placas consiste en un sistema de fallas principales activas de tipo rumbo-deslizantes dextrales, orientadas aproximadamente en dirección este-oeste (figura 1.1). Esta zona de falla se caracteriza por ser una zona de alta sismicidad en Venezuela (figura 1.2) y dentro de las fallas más importantes podemos citar las de: Oca-Ancón, Boconó, San Sebastián, La Victoria y El Pilar.

La actividad de estas fallas geológicas se atribuye a una fase tectónica mayor compresiva miocena superior-pliocena (Audemard y Giraldo, 1997), aún vigente y responsable de una gran cantidad de levantamientos, hundimientos, plegamientos, fracturamientos y basculamientos de grandes y pequeñas masas rocosas, dando como resultado la presencia de rasgos geomorfológicos importantes, entre los cuales se encuentran el sistema montañoso de los Andes venezolanos, el sistema de montañas del Caribe (Serranía de Perijá, Sierras de San Luis y Baragua, Cordillera de la Costa), y la Serranía del Interior Central y Oriental.

El estudio geodinámico de Venezuela depende del conocimiento que se tenga sobre sus procesos de formación y evolución geológica a través del tiempo, inclusive, de todos aquellos que siguen ocurriendo en la actualidad.

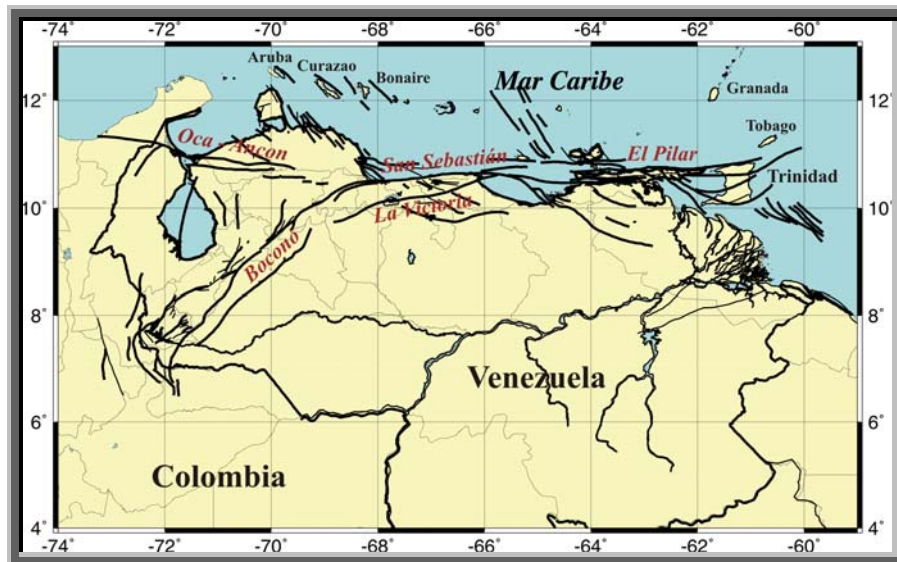


Figura 1.1. Mapa de fallas principales en Venezuela. Beltrán, 1993.

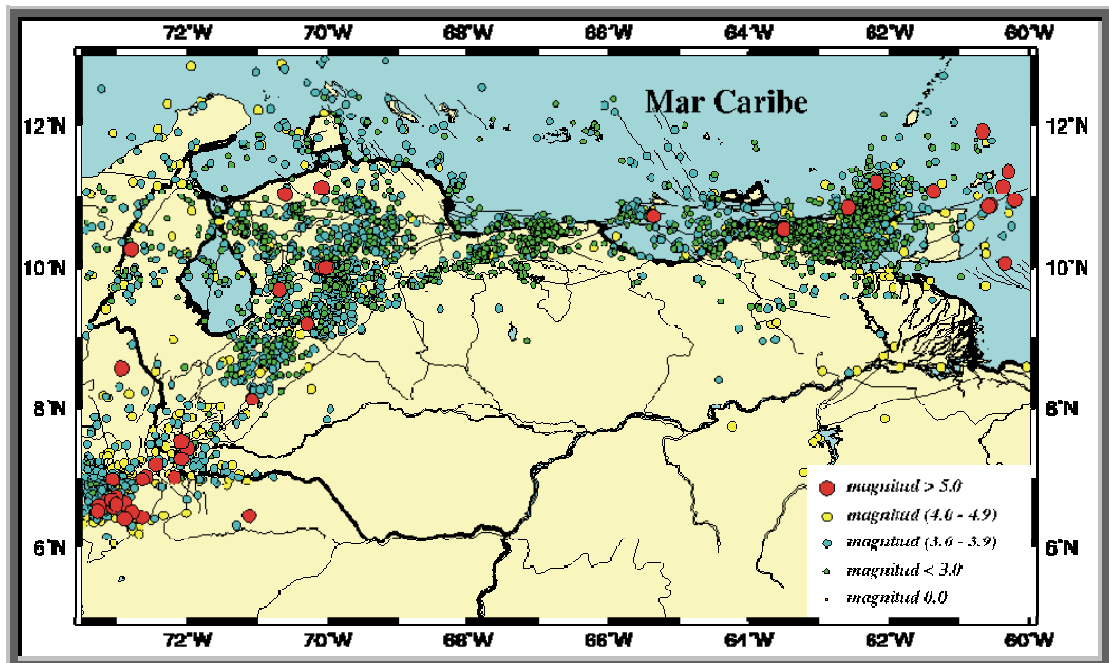


Figura 1.2. Mapa de la sismicidad en Venezuela (1910-2005). Según el catálogo de FUNVISIS.

Hoy en día, la sismología es una de las herramientas geofísicas más importantes para el estudio de la estructura y composición interna de la Tierra, siendo de gran ayuda para el entendimiento de los procesos tectónicos asociados a esta región. Entre los métodos de sismología (utilizando fuentes naturales) más utilizados para estos fines se tienen: las funciones receptoras, desdoblamiento de la onda de corte (shear-wave splitting) y tomografía sísmica.

Particularmente, la técnica de *funciones receptoras*, propuesta por Langston (1979), permite estimar los espesores corticales debajo de una estación receptora, a partir de registros telesísmicos de 3 componentes. Las ondas sísmicas grabadas dependen del mecanismo de la fuente, la propagación a través del manto, la estructura bajo la estación receptora y la respuesta del instrumento receptor. Las *funciones receptoras* son obtenidas aislando la respuesta de la corteza y del manto superior, de todos los demás efectos.

Considerando la discontinuidad de Mohorovicic separando la corteza y el manto terrestre, existe la posibilidad de que las ondas P y SV, ya reflejadas de la superficie exterior, sean parcialmente atrapadas dentro de la corteza terrestre y, por medio de un mecanismo de múltiples reflexiones, reverberaciones y conversiones de fase, se generen y se puedan apreciar dichas reflexiones posteriores a la primera llegada en el registro sismológico de las ondas telesísmicas. El propósito del presente proyecto, es el de reconocer e identificar la existencia de estas fases a partir de registros sismológicos lejanos y utilizar los niveles de amplitud y las diferencias en tiempo de llegadas de dichas ondas, para estimar valores promedios de velocidad de la onda S en la corteza, y los contrastes de velocidad y densidad entre el manto y la corteza. Este análisis nos permitirá evaluar el espesor cortical y, por ende, la profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Estudiar el espesor de la corteza y caracterizar posibles discontinuidades, en la región noroccidental de Venezuela, a partir de un análisis con el método de las funciones receptoras, aplicado a ondas telesísmicas, para obtener mayor información sobre la estructura del subsuelo en relación con la geodinámica de la región.

1.2.2 Objetivos específicos

- Implementar la metodología de las funciones receptoras, utilizando los procedimientos de Ammon (1991 y 1997) y Niu (1993-2007), para el estudio de la corteza terrestre y parte superior del manto en la región noroccidental de Venezuela.
- Crear una base de datos, con registros generados por sismos lejanos, que permita observar la región bajo estudio, con diferentes distancias epicentrales, retro-azimut y diferentes ángulos de inclinación.
- Procesar sistemáticamente la base de datos obtenida para así lograr la función receptora asociada a cada estación sismológica ubicada en el área de estudio.
- Generar los gráficos de la relación de V_p/V_s para el cálculo de espesores de corteza.
- Modelar las mediciones aportadas por las funciones receptoras en términos de la topografía de la discontinuidad del Mohorovicic.
- Analizar e interpretar los resultados así obtenidos dentro del contexto geológico que se tenga sobre la región.

1.3 Justificación

El presente trabajo forma parte del proyecto denominado GEODINOS (Geodinámica Reciente del Límite Norte de la Placa Sudamericana), dentro del grupo B: Estudio de la estructura de la litosfera, sub-grupo B2: Sismología (figura 1.3).

GEODINOS es un proyecto financiado por el FONACIT (Fondo Nacional para la Ciencia y la Tecnología), y trabaja en estrecha cooperación con el proyecto aprobado por la “National Science Foundation – NSF” de Estados Unidos denominado proyecto BOLIVAR (“Broadband Ocean-Land Investigations of Venezuela and the Antilles arc Region”). Estos grupos de investigación (BOLIVAR & GEODINOS Working Groups) involucran a más de 40 científicos y estudiantes de 12 instituciones de Venezuela y Estados Unidos, con el objetivo de estudiar la estructura de la litosfera continental en el norte de Venezuela mediante métodos geológicos, geofísicos y geoquímicas (Levander *et al.*, 2006).

Durante la ejecución de estos proyectos, en Venezuela se han instalado 35 estaciones banda ancha pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Venezuela operadas por FUNVISIS (Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas), 8 estaciones de la Universidad de Rice (en el este de Venezuela y en el arco de las Antillas), 27 estaciones PASSCAL por la Universidad de Indiana y 14 estaciones sismológicas submarinas temporales OBS (figura 1.4). La finalidad de la nueva red es mejorar el catálogo sismológico del área de estudio a un grado tal que sea posible aplicar técnicas de alta resolución, como es el caso del método de funciones receptoras, entre otros.

Los datos suministrados por todas estas estaciones, permitirán realizar un análisis de funciones receptoras, teniendo la oportunidad de aplicar, por primera vez, esta metodología en la estimación de espesores de corteza y caracterización de

discontinuidades en el subsuelo venezolano, contribuyendo de alguna forma con el entendimiento de los procesos geodinámicos que afectan a la región.



Figura 1.3. Estructura del grupo de investigación de Proyecto GEODINOS.

1.4 Ubicación del área de estudio

El área de estudio se encuentra ubicada al noroccidente de Venezuela, entre los 68.5° y 71° de longitud oeste, y los 9.5° y 12.5° de latitud norte, en donde se localizan nueve estaciones banda ancha pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Venezuela (figura 1.4), las cuales se encuentran instaladas en el Estado Lara, Estado Falcón, Estado Portuguesa y la Isla Los Monjes.

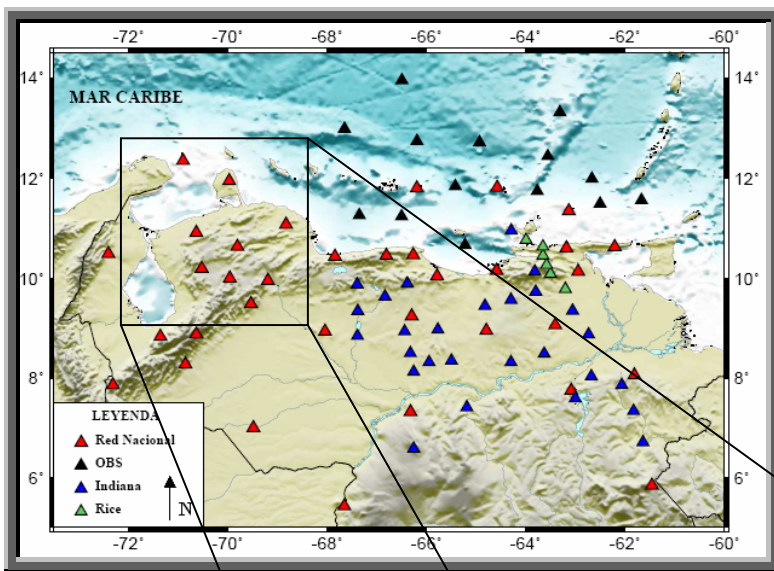
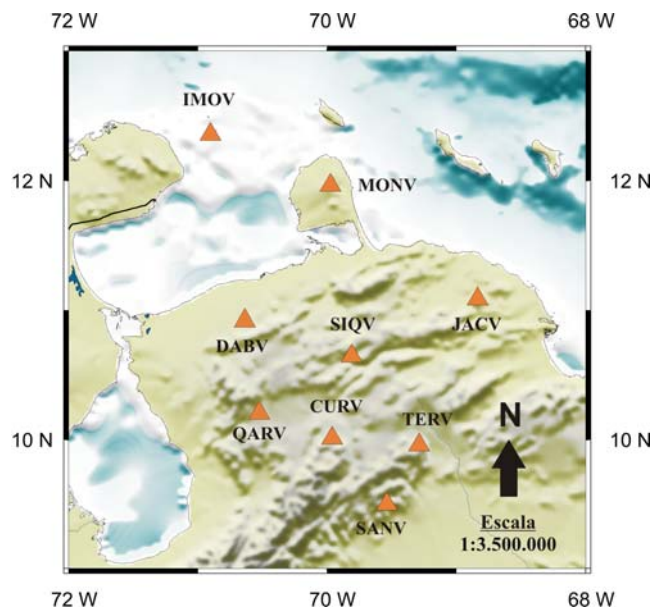


Figura 1.4.
Mapa de estaciones Sismológicas, en Venezuela y Mar Caribe, utilizadas por BOLIVAR & GEODINOS Working Groups. Estaciones Sismológicas indicadas: IMOV (Isla Los Monjes), MONV (Montecano), DABV (Dabajuro), SIQV (Siquisique), JACV (Jacura), QARV (Quebrada Arriba), CURV (Curarigua), TERV (Terepaima) y SANV (Sanarito).



1.5 Estudios corticales previos en el área

El primer estudio cortical del occidente de Venezuela fue realizado en el año 1984, conocido como proyecto COLM (Castejón *et al.*, 1986; Gajardo *et al.*, 1986; Rivas *et al.*, 1988). Este estudio se realizó mediante el método de sismica de refracción profunda, levantando tres perfiles con distancia máxima de registro de 170 km (figura 1.5), los cuales se ubicaron en Altagracia, Misoa y Butaque, en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo, y se denominó COLM NW-SE. Los valores de profundidad del Moho calculados fueron de 44 km casi constante en la mayor parte del tendido, exceptuando la parte NW en donde se observa un adelgazamiento abrupto de hasta 33 km. La interfase entre corteza superior e inferior se definió a 28 km de profundidad.

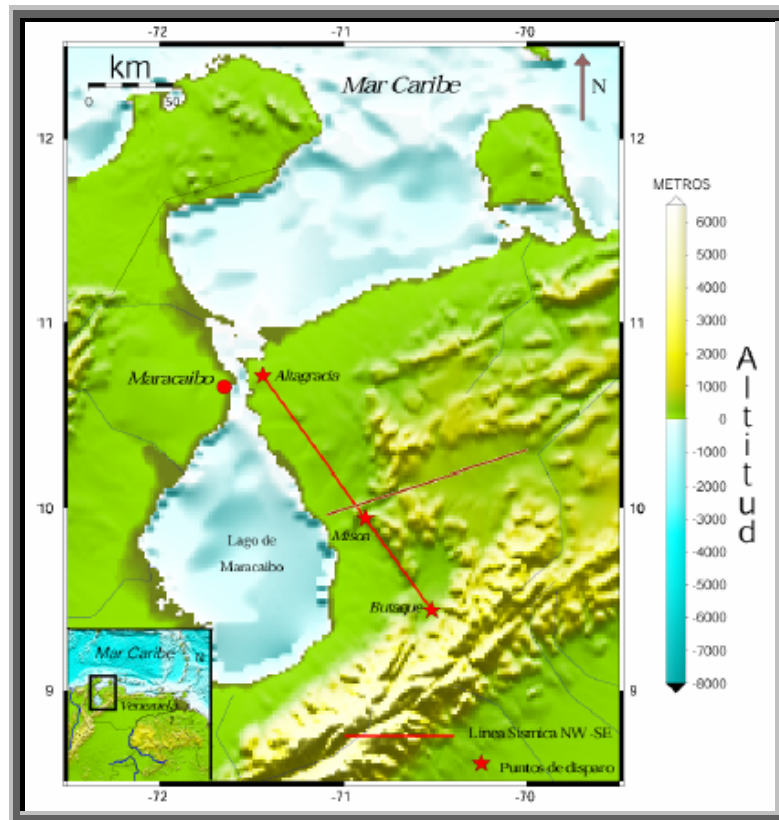


Figura 1.5. Ubicación de la línea sísmica NW-SE, del modelo de corteza de COLM (Castejón *et al.*, 1986). La línea marrón corresponde al perfil Carora-Bachaquero (Mata Hambeach) (Rivas *et al.*, 1988). Tomado de Guédez, 2003.

Guédez (2003), realizó una reinterpretación de las líneas sísmicas de proyecto COLM, junto con un modelo gravimétrico generado en su estudio, en donde no se observó un cambio abrupto en la profundidad del Moho, sino una leve variación de 42 km en el sur hasta unos 40 km en el norte (figura 1.6).

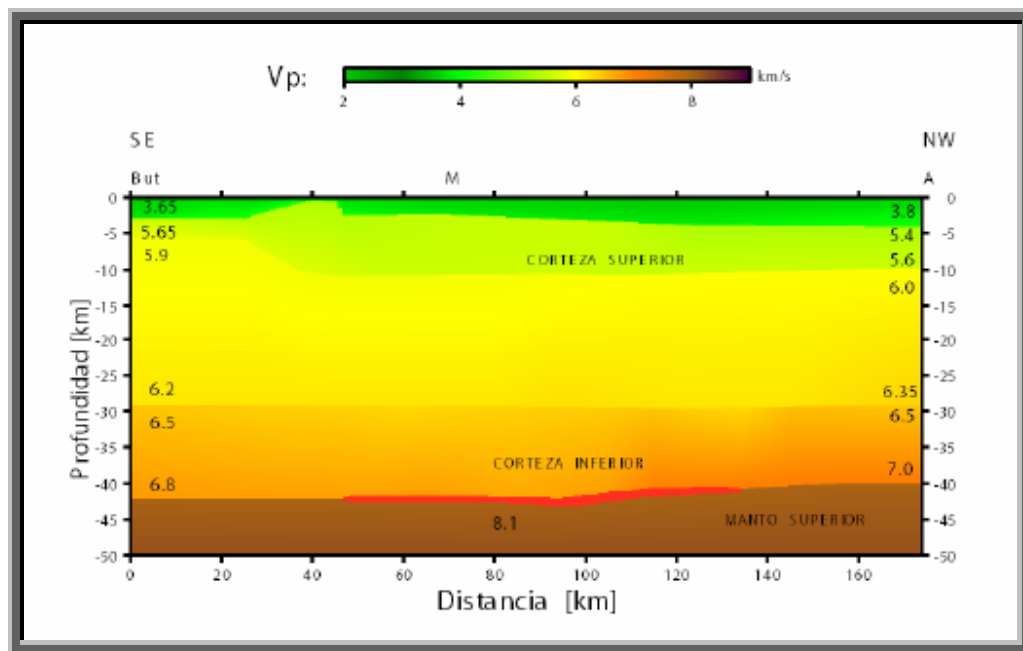


Figura 1.6. Modelo de Velocidades del perfil COLM NW-SE, elaborado por Guédez (2003), a partir del análisis de las secciones sísmicas obtenidas por Castejón *et al.* (1986). La línea roja indica la zona de mayor control sobre la fase P_M . Los códigos representan las localizaciones de los puntos de tiro, *But*: Butaque, *M*: Misoa, *A*: Altagracia. Tomado de Guédez (2003).

Rodríguez y Sousa (2003), realizaron un estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto (figura 1.7), Estados Falcón y Lara, en el que se construyó una sección estructural, se adquirieron y procesaron datos gravimétricos y magnéticos, y finalmente se integró la información junto con datos de perforación y transectos sísmicos. El mejor ajuste se obtuvo con el modelo correspondiente a una subducción somera con la presencia del Bloque de Bonaire entre la corteza continental y la corteza oceánica (figura 1.8). Como resultado de este estudio se obtuvo la evidencia de un adelgazamiento cortical en el centro de la

Cuenca de Falcón, en forma de graben, limitado al sur por el Sistema de fallas Oca-Ancón, mientras que el límite norte no presenta expresión superficial.

Dentro del marco de Proyecto GEODINOS, Bezada (2005), realizó un estudio con sísmica de refracción profunda interpretando el perfil denominado 70W. A partir de los datos obtenidos en este estudio, junto con los resultados de Proyecto COLM (Castejón *et al*; 1986) y la reinterpretación de Guédez (2003), se generó un mapa de espesor cortical para el noroccidente de Venezuela (figura 1.9), donde se observa un espesor de 40 km al sur de Barquisimeto que va disminuyendo hasta llegar a 25 km al norte de la isla de Aruba. El adelgazamiento cortical en la Cuenca de Falcón descrito por Rodríguez y Sousa (2003), también es observado en este estudio, indicando la profundidad del Moho a los 27 km de profundidad (figura 1.10).

Otro estudio realizado en esta zona, dentro del marco de Proyecto GEODINOS, fue el de Quijada (2006), quien realizó un modelo cortical 3D para el noroccidente de Venezuela y su extensión costa afuera hasta las Antillas Holandesas, a partir de la inversión de datos de anomalía de Bouguer y aire libre disponibles en el área. En los resultados se observa un adelgazamiento cortical en el Oriente de Falcón que se extiende hacia el oeste hasta las cercanías de la población de Aracua y cierra costa afuera al este de Falcón (figura 1.11). Así mismo, se observa que la profundidad del Moho aumenta gradualmente hacia el sur, alcanzando la profundidad máxima bajo la Cuenca de Maracaibo. En la inversión 3D generalizada se corroboran los resultados obtenidos en estudios anteriores y además se destaca la presencia de un cuerpo de menor densidad bajo la superficie del Moho que fue interpretado como una losa de corteza del Caribe subduciendo bajo Sudamérica.

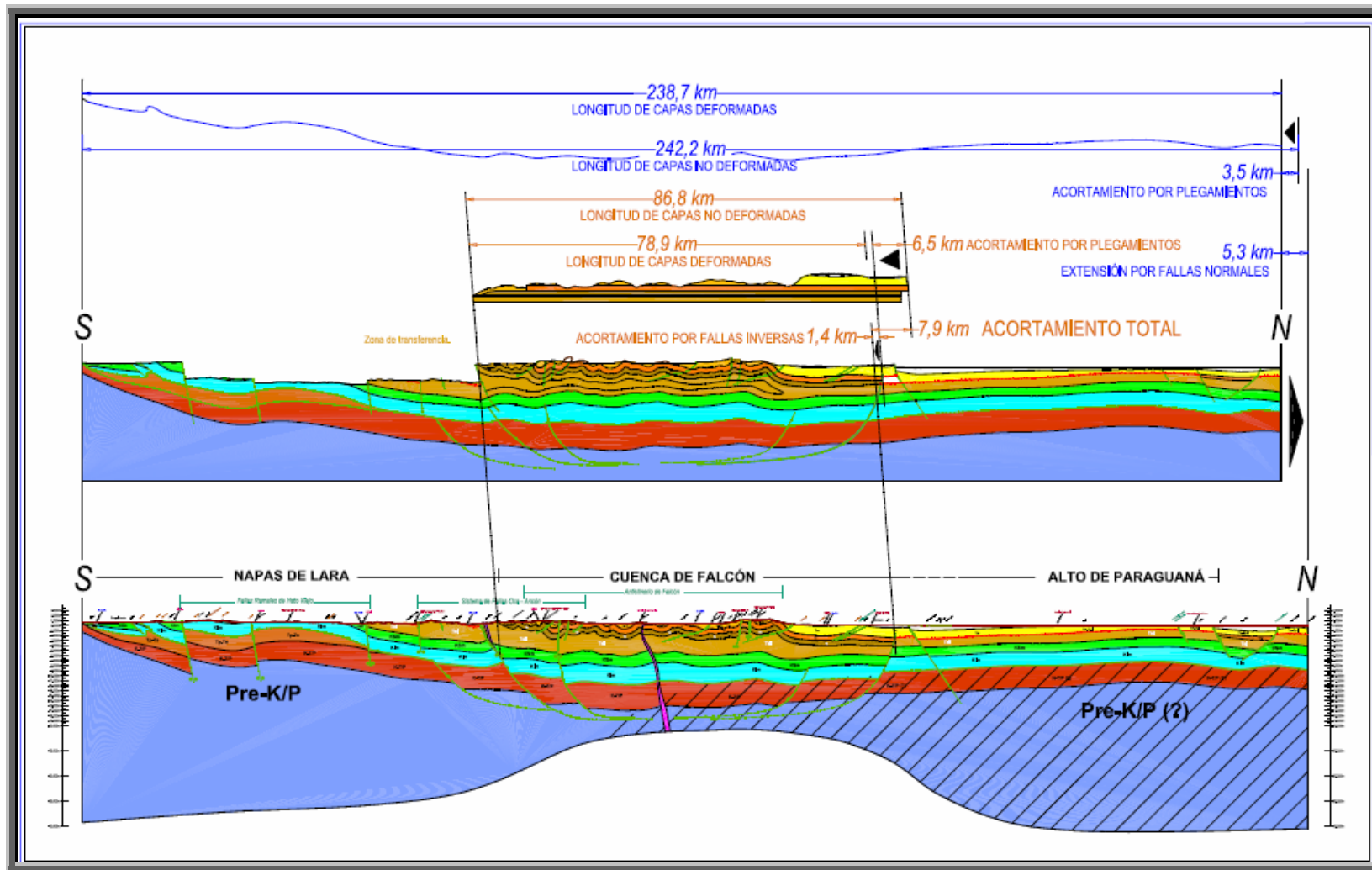


Figura 1.7. Perfil integrado del estudio geológico-estructural y geofísico realizado por Rodríguez y Sousa (2003). Tomado de Rodríguez y Sousa (2003).

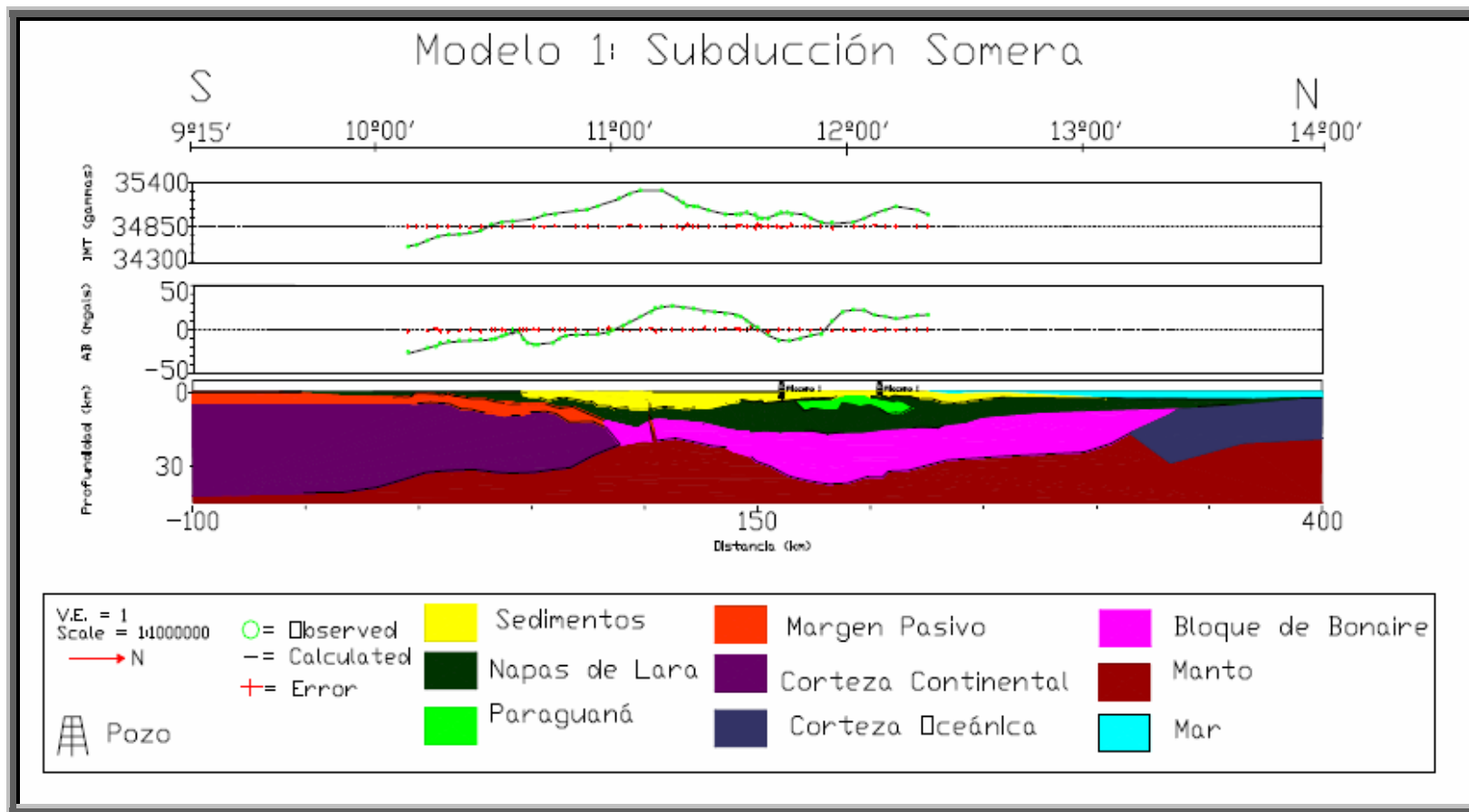


Figura 1.8. Modelo magnético-gravimético del perfil Cabo San Román-Barquisimeto, considerando la presencia del bloque de Bonaire entre la corteza oceánica y continental. Tomado de Rodríguez y Sousa, 2003.

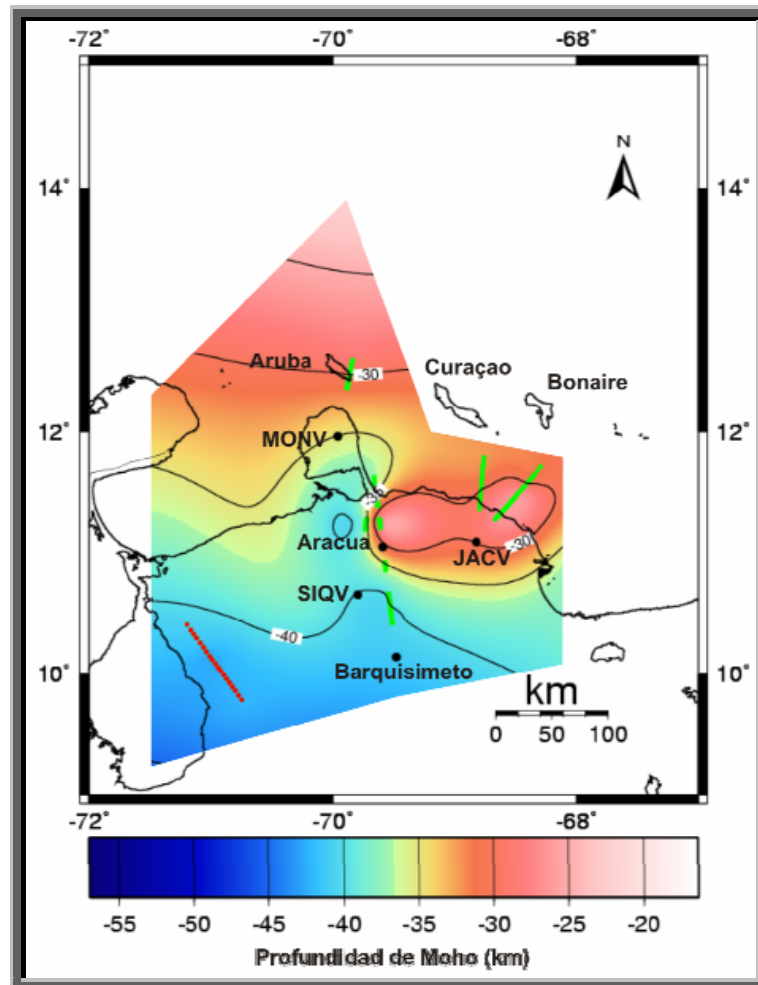


Figura 1.9. Mapa preliminar de Bezada (2005), para espesores corticales de la zona occidental de Venezuela. Puntos verdes: información de control de Bezada (2005). Puntos rojos: información de control del proyecto COLM según reinterpretación de Guédez (2003). Tomado de Bezada (2005).

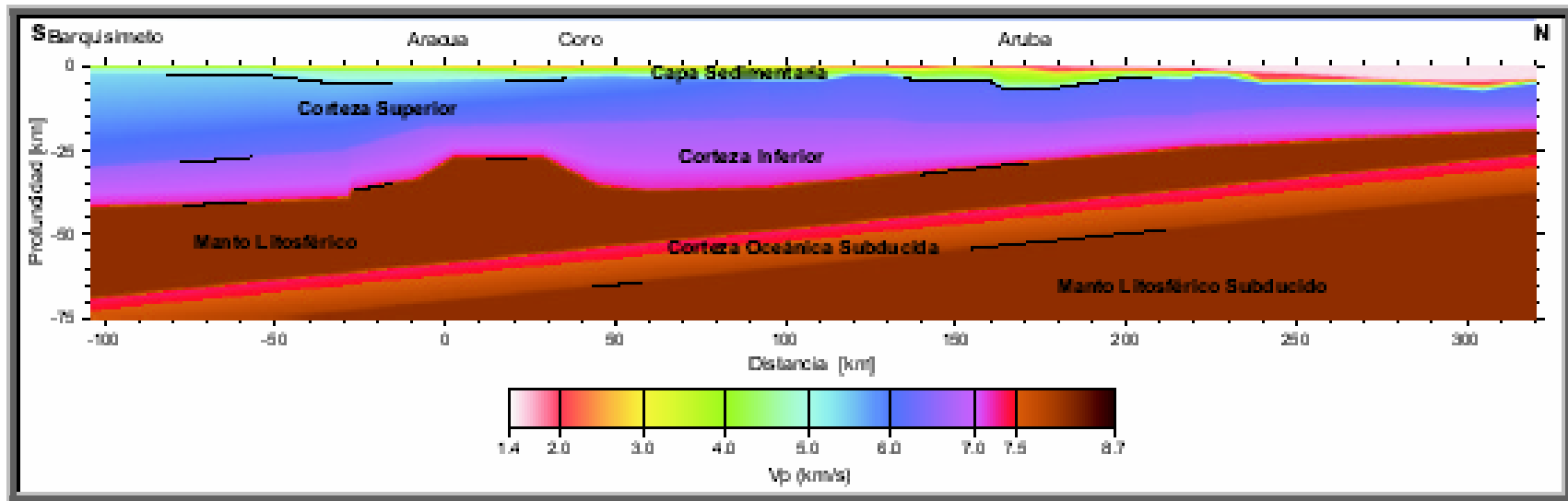


Figura 1.10. Modelo de velocidades, a lo largo de los Estados Lara y Falcón, elaborado por Bezada (2005). Líneas negras: zonas controladas. Tomado de Bezada (2005).

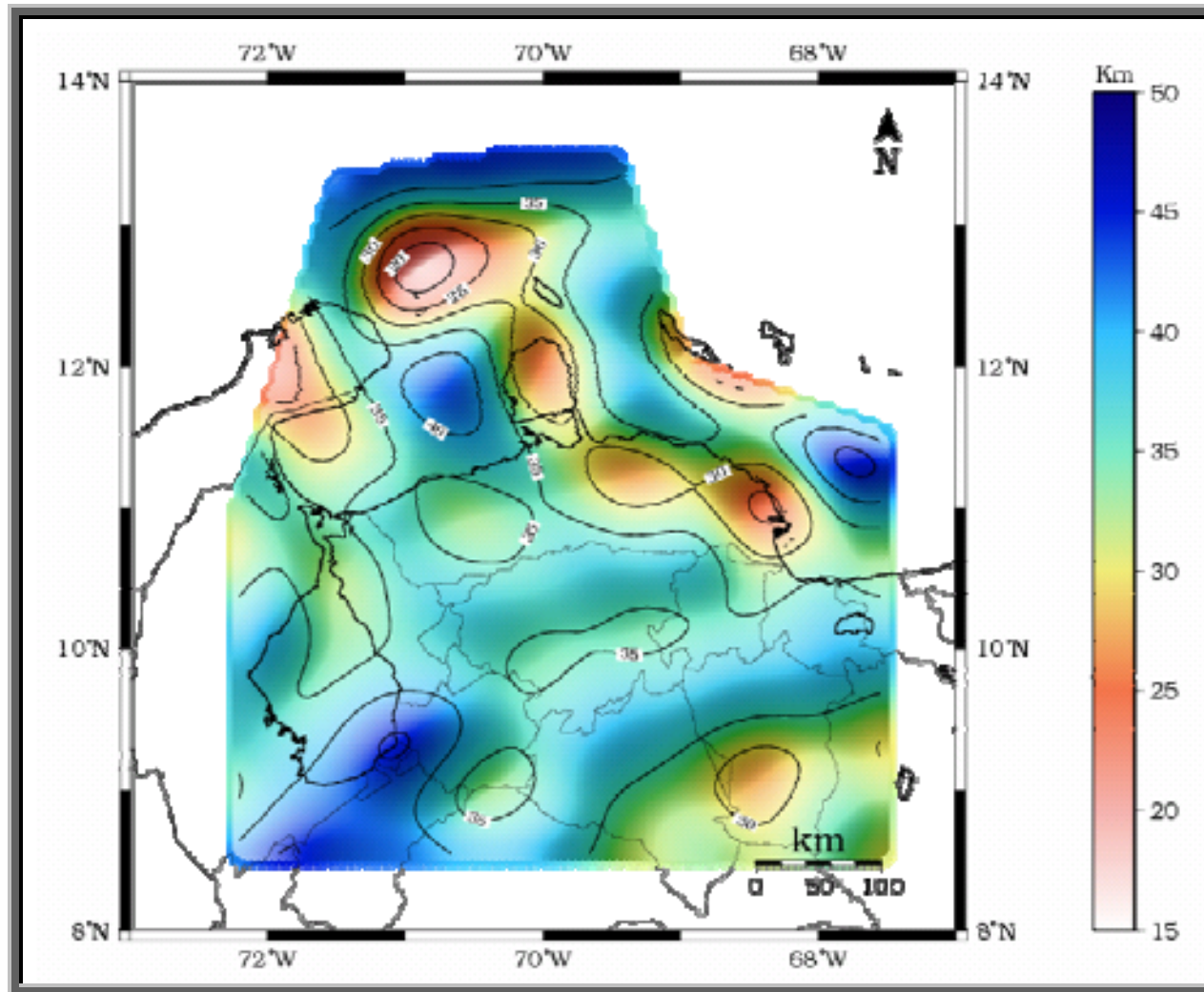


Figura 1.11. Topografía del Moho obtenida a partir de inversión de datos de anomalía de Bouguer y aire libre. Tomado de Quijada (2006).

CAPÍTULO 2

MARCO GEOTECTÓNICO

2.1 Tectónica del Caribe

2.1.1 Generalidades

A partir de la era del Mesozoico, la Placa Caribeña ha estado limitada: al norte por la Placa de Norteamérica, al sur por la Placa Suramericana, al este por el fondo oceánico del Atlántico y al oeste por las Placas Nazca y Cocos (figura 2.1); la mayor parte de los límites se encuentran bien definidos por la sismicidad (*e.g.*: Van der Hilst, 1990; Deng y Sykes, 1995).

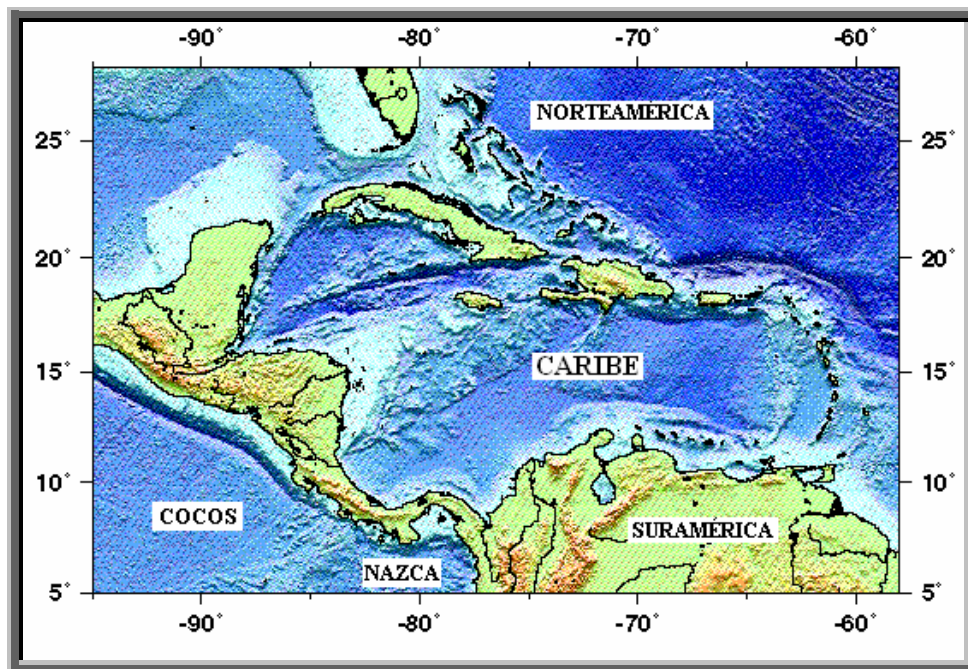


Figura 2.1. Ubicación de la Placa del Caribe.
Modificado de <http://www.ig.utexas.edu/research/projects/caribbean>

Las Placas Sur y Norteamericana presentan deslizamientos de tipo transcurrente con la Placa del Caribe, mientras la Placa Nazca, la Placa de Cocos y el fondo oceánico

del Atlántico subducen por debajo de ésta (figura 2.2). Al mismo tiempo, la Placa del Caribe presenta un movimiento de traslación de 20 ± 2 mm/año, subduciendo al oeste bajo la Placa Suramericana (e.g.: Weber *et al.*, 2001; Van der Hilst, 1990).

Las zonas de transcurrencias que abarcan centenares de kilómetros de este a oeste, con movimientos sinestrales y dextrales, en los límites norte y sur del Caribe, respectivamente, junto con las subducciones, los arcos de las Antillas Menores y América Central, que reflejan la convergencia entre la placa del Caribe y las zonas del Atlántico y del Pacífico, acomodan al Caribe en forma de “cojinete” con un movimiento relativo en dirección N-E y E (James, 2005a; Giunta *et al.*, 1996; McDonald, 1990). Además, la corteza caribeña está frecuentemente deformada en su interior abarcando sectores estables, en una serie de prismas de acreción (Venezuela, Colombia, Panamá, La Española, etc.) definidos como “pseudosubducciones” inducidas por las colisiones principales a lo largo de los márgenes (Stephan *et al.*, 1986).

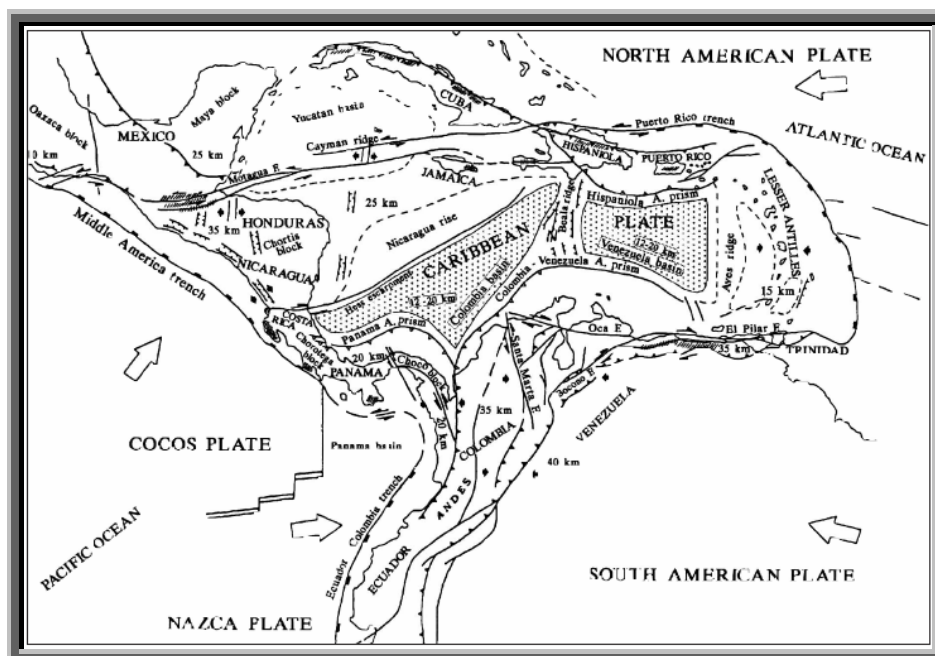


Figura 2.2. Esquema de la geodinámica de la Placa del Caribe. Tomado de Giunta *et al.*, 1996 (Modificado de Stephan *et al.*, 1986).

El norte del Caribe se encuentra limitado por: 1) Las Islas Española y Puerto Rico hacia el este; 2) por el flanco norte de la Garganta Caimán, al oeste de Cuba hasta el centro de la expansión de la garganta; y 3) por el flanco sur de la Garganta Caimán, desde el centro de expansión hasta el Istmo de Centroamérica, delimitado a lo largo por la Falla de Motagua. El sur de la Placa del Caribe, se encuentra delimitada por el borde norte de Sudamérica, aproximadamente de este a oeste (figura 2.3).

Según Meschede y Frisch (1998), se pueden distinguir nueve arcos magmáticos en el Caribe: a) El *Arco noroccidente de Sudamérica*, donde la actividad magmática relacionada con la subducción empezó a partir del Jurásico inferior. b) El *Arco de Chortís*, que se formó sobre corteza continental pre-mesozoica, el magmatismo relacionado con la subducción empezó en el Jurásico superior. c) El *Arco de Costa Rica-Panamá*, cuyo basamento oceánico se formó durante el Jurásico y el Cretácico inferior seguido por la evolución de un arco de islas primitivo en el Cretácico medio-superior. d) El *Arco del Alto de Nicaragua-Jamaica*, donde la actividad volcánica se observó a partir del Cretácico inferior. Según Pindell y Barrett (1990), el Alto de Nicaragua y Jamaica formaron parte del bloque de Chortís al frente del Golfo de México. e) El *Arco de las Grandes Antillas* está representado por Cuba, La Española, Puerto Rico y las Islas Vírgenes. El magmatismo relacionado con la subducción comenzó a mediados del Cretácico y cesó en el Eoceno medio-tardío, y en parte de las Islas Vírgenes, en el Oligoceno. f) El *arco del Alto de Aves* se formó durante el Cretácico superior al principio del Paleógeno y es interpretado como la continuación, en el lado este, del Arco de las Grandes Antillas hasta la época del Eoceno (Speed y Westbrook, 1984). g) El *Arco de las Antillas Holandesas*, incluyendo una cantidad de islas a lo largo de la costa norte de Suramérica, conforman una estructura compleja que se formó durante el Cretácico superior hasta el Terciario inferior y probablemente se unió al Alto de Aves. h) Identificado por Stanek, el *Arco de Sierra Maestra*, al sur de Cuba, sólo estuvo activo durante el Paleógeno. i) Por último, el *Arco de las Antillas Menores*, en donde el magmatismo tuvo origen en el Oligoceno.

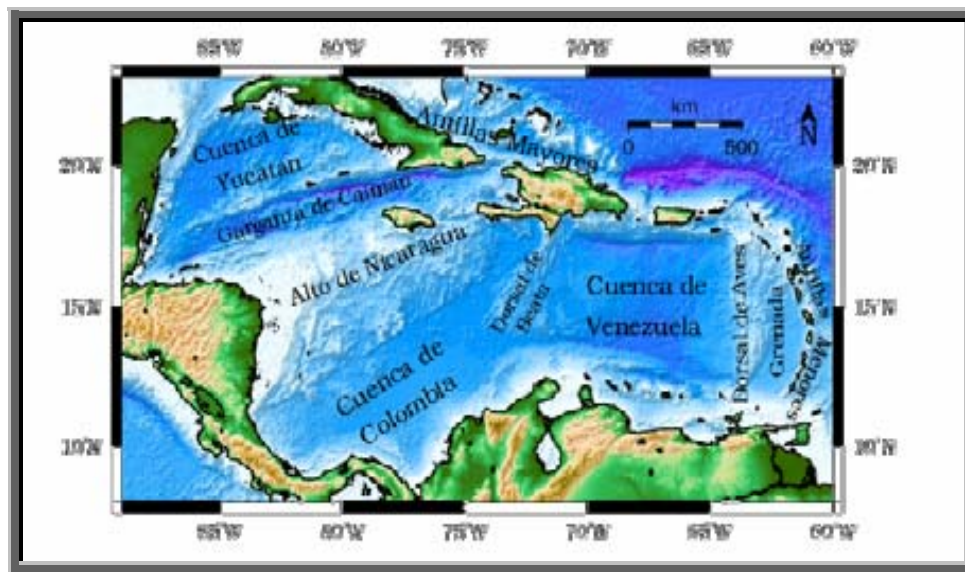


Figura 2.3. Principales unidades geomorfológicas del Caribe. Batimetría de Smith y Sandwell, 1997. Tomado de Quijada, 2006

Adicionalmente, Meschede y Frisch (1998) mencionan cuatro cuencas definidas en el Caribe: a) La *Cuenca de Yucatán*, abierta durante el Cretácico superior y el Cenozoico temprano, probablemente como resultado de la expansión del piso oceánico. Las anomalías magnéticas indican una apertura con dirección NE-SW (Rosencrantz, 1990). La formación de la Cuenca de Yucatán fue seguida por la apertura de la *Garganta Caimán*, cuyos sedimentos más antiguos indican una edad mínima del Eoceno temprano (Leroy *et al.*, 1996). Aceptando el modelo pull-apart y la restauración de corteza continental al final de la garganta, es más confiable asumir la expansión total de la Garganta Caimán de unos 1050 a 1100 km (Rosencrantz y Sclater, 1986; Rosencrantz *et al.*, 1988; Pindell y Barrett, 1990). b) La *Cuenca de Grenada* se formó en la parte este de la Placa del Caribe, gracias a la separación del Arco de las Antillas Menores y el Alto de Aves, durante el Paleoceno/Eoceno (*e.g.*: Bird *et al.*, 1993). c) La *Cuenca de Venezuela* a pesar de que es parte del piso oceánico del Caribe, tiene un espesor de corteza oceánica menor a 5 km (Mauffret y Leroy, 1997), siendo más somera en el centro que en los extremos. Está delimitada por el Alto de Aves al este, la Dorsal de Beata al oeste y la Garganta de Muertos al norte; su límite al sur carece de un nombre comúnmente aceptado (Donnelly, 1994). d)

La *Cuenca de Colombia* ubicada al suroeste de la Dorsal de Beata, es topográficamente más compleja que la Cuenca de Venezuela. Está cubierta en sus zonas centrales y septentrionales por una espesa secuencia turbidítica (Donnelly, 1994) lo que dificulta su caracterización por métodos geofísicos. Está limitada al norte por el acantilado de Hess y una zona de fallas que la separa del Alto de Nicaragua.

K. James (2005b), indica la división de los tipos de corteza en las cercanías del Caribe de la siguiente manera: La *corteza continental* conforma a Norteamérica, Sudamérica y los Bloques Chortís y Maya. La *corteza transicional* (en expansión) forma la parte norte del Golfo de México, el margen oriental de México, los márgenes orientales y occidentales de la plataforma de Florida, al oriente de la plataforma de Las Bahamas y el Alto de Nicaragua/Jamaica, y la plataforma de Guyana. El *material de arco de isla*, predomina en las Antillas Menores, las Antillas Holandesas-Venezolanas, La Española, Puerto Rico y el sur del Istmo de Centroamérica. La *corteza oceánica* conforma al Golfo de México, la Cuenca de Yucatán, la parte central de la Garganta Caimán y la Placa del Caribe. El Alto de Beata divide la parte oriental de la Cuenca de Colombia del occidente de la Cuenca de Venezuela, mientras que el Alto de Aves separa la Cuenca de Venezuela de la Cuenca de Grenada. Debido a las zonas de sutura o terrenos acrecionados, se observan afloramientos del tipo ofiolítico, principalmente en Venezuela, Costa Rica, Guatemala y Grandes Antillas (Giunta *et al.*, 1996).

2.1.2 Origen y evolución del Caribe

Existe una gran variedad de modelos tectónicos que tratan de explicar la evolución de la zona del Caribe, las cuales implican un amplio rango de posibilidades para: 1) el número, edad, geometría y polaridad de las subducciones, y 2) la naturaleza química, origen y grado de madurez de las acreciones, a lo largo del norte de Suramérica (*e.g.*: Malfait y Dinkelman, 1972; Maresch, 1974; Ladd, 1976; Burke *et al.*, 1978; Dickinson y Coney, 1980; Pindell y Dewey, 1982; Beets *et al.*, 1984; Burke, 1988;

Pindell y Barrett, 1990). Sin embargo, estos modelos siguen siendo motivo de discusiones sobre el verdadero origen de la placa caribeña.

En general, los modelos se pueden dividir en dos grandes grupos: los modelos del Caribe *in situ* y los modelos del Caribe alóctono.

2.1.2.1 Modelos del Caribe *in situ*

Estos modelos sugieren que la Placa del Caribe no se ha desplazado mucho de su lugar de origen, sobre todo desde el punto de vista del cambio de latitud (M. Iturralde-Vinent, 2004). Según estos modelos (*e.g.*: Ball *et al.*, 1969; Aubouin *et al.*, 1982; Sykes *et al.*, 1982; Donnelly, 1985; Klitgord y Schouten, 1986; Frisch *et al.*, 1992; Meschede y Frisch, 1998), los arcos volcánicos se formaron cerca de las plataformas que limitan al Caribe; el problema principal de estos modelos está en la falta de evidencias de material volcánico mezclados con las secuencias de dichas plataformas, además de que tampoco se ha localizado material volcánico en los márgenes continentales. Según Iturralde-Vinent (2004), deberían existir horizontes de vulcanitas (tobas, tufitas, etc.) entre las secuencias de los márgenes pasivos si los arcos se desarrollaron contiguos a ellas, además de que hay una falta de disponibilidad de corteza suficiente para que se consuma en las zonas de subducción y generen el magmatismo de los arcos. Por otro lado, es importante destacar los problemas geométricos que se pueden evaluar al analizar detalladamente a los distintos modelos propuestos.

La síntesis sobre el modelo *in situ* presentado por K. James (2004), sostiene que la historia tectónica entre Norte y Suramérica es simplemente una transtensión orientada NW-SE. La paleogeografía pangeana de Norte y Suramérica la reconstruye de la siguiente manera:

- 1) Movimiento del material oceánico (Golfo de México, Cuenca de Yucatán, Garganta Caimán y el Caribe) y el material de arcos de islas (Arco de las Grandes Antillas, Antillas Menores y Antillas Holandesas-Venezolanas).
- 2) Extensiones de cortezas continentales/transicionales (Golfo de México y margen venezolano, plataforma de Florida-Las Bahamas, Alto de Nicaragua).
- 3) Movimientos sinestrales entre los continentes de Norte y Suramérica, y entre los Bloques Maya y Chortís.
- 4) Restauración del Noroccidente de Venezuela (Bloque Bolívar).

2.1.2.2 Modelos del Caribe alóctono

Actualmente los modelos del origen alóctono de la corteza del Caribe son los más aceptados. El modelo alóctono propone un origen en el Mesozoico tardío de la corteza del Caribe en la región del Pacífico. Uno de los primeros modelos donde se propone el origen alóctono del Caribe se debe a Malfait y Dinkelman (1972), quienes fueron los primeros en proponer la formación del Caribe en dos etapas, una autóctona y otra posterior, alóctona. Desde la década de los ochenta J. L. Pindell ha desarrollado una serie de versiones del modelo alóctono, uno de cuyos precedentes se publicó en 1994. Una versión más moderna fue desarrollada por James Pindell en colaboración con Lorkhan Kennan desde el 2001. En ella incorpora por primera vez en su modelo los terrenos cubanos sudoccidentales y trata de darles una explicación a su origen. Sin embargo, aún presenta un conjunto de insuficiencias al tratar de aplicarlo a la solución de problemas locales de la geología del área. M. Iturralde ha desarrollado una serie de modelos del Caribe desde 1975, que comenzaron con una versión casi "*in situ*", y después se han movido hacia la variante alóctona. Este autor defiende el concepto de multiarcos y del desarrollo del Caribe por etapas. Otra versión del modelo multiarcos se publicó por Kerr et al., 1999.

Durante la primera etapa de este modelo ocurre la apertura y formación del espacio caribeño a partir de la separación de Laurasia (Norteamérica) y Gondwana

(Sudamérica). En esta etapa se forma una corteza "*in situ*" que se considera "protocaribeña". Durante la segunda etapa, la corteza protocaribeña es desplazada, tanto consumida en zonas de subducción, como acrecionada y dando lugar a los cinturones plegados que rodean el Caribe. En el espacio caribeño se emplaza una corteza externa (alóctona), proveniente del Pacífico. Duncan y Hargraves (1984) y Pindell y Barrett (1990), entre otros, proponían un origen Pacífico en el hotspot de Galápagos; Pindell y Kennan (2001) mantienen la teoría de un origen en el Pacífico pero en una posición más cercana a las dos Américas. Actualmente, un origen en el hotspot de Galápagos está descartado ya que implicaría un desplazamiento de la Placa del Caribe de más de 4000 km (Meschede, 1998), imposible de alcanzar con las tasas de desplazamiento estimadas para las placas involucradas.

2.1.2.3 Modelos del Caribe alóctono vs in situ

Estos modelos tienen cierta semejanza en algunas descripciones, y además ambos presentan ciertas debilidades que todavía están discutiéndose. Por ejemplo, no existe un acuerdo del momento cuando comenzó el avance de la corteza pacífica dentro del Caribe. Tampoco hay un acuerdo en cómo y por qué se inició este proceso. No hay un acuerdo en la manera que tuvo lugar la interacción entre la nueva corteza y la corteza preexistente, a lo largo de los límites deslizantes (fallas transformantes). No existe un acuerdo en cuanto a si en el frente de avance (frente convergente) de la placa alóctona se desarrolló un "gran arco" volcánico (versión de arco simple), o una variedad de ellos (versión multiarcos). Asimismo, no hay un acuerdo sobre la polaridad de el(los) arco(s) y de su(s) zona(s) de subducción. Toda esta polémica es simplemente el reflejo de tres problemas: 1. La falta de conocimientos que aún se tiene sobre la geología del Caribe y sus márgenes. 2. Las propias limitaciones teóricas de la Tectónica de Placas, que es una concepción bastante nueva en pleno proceso de desarrollo, ya que apenas data de los años sesenta. 3. La falta de una comunicación eficiente e intercambio de datos entre los especialistas, pues aunque se han

desarrollado algunas iniciativas en este sentido, aún los resultados no son satisfactorios (M. Iturralde-Vinent, 2004).

2.2 Venezuela Noroccidental

Actualmente, el límite de la Placa al oeste de Venezuela abarca unos 600 km de extensión y comprende un conjunto de bloques tectónicos o microplacas (figura 2.4) que se mueven independientemente de las Placas Caribe, Sudamérica y Nazca, y dentro de los cuales se destaca el Bloque de Maracaibo por presentar una forma triangular perfecta. Este bloque está limitado al suroeste por la falla transcurrente sinistral Santa Marta-Bucaramanga en Colombia y al este por la falla dextral de Boconó en Venezuela, y separado del Bloque Bonaire en el norte por la falla dextral de Onca-Ancón (Audemard, 2003; Audemard *et al.*, 2005). Para algunos autores, el Bloque de Maracaibo está definido en el norte por el contacto con la subducción de la Cuenca de Venezuela (Placa Caribe) por debajo del norte de Colombia y del noroeste de Venezuela, a nivel de las Antillas Holandesas, responsable del cinturón de deformación surcaribeño (Audemard, 1993 y 1997; Audemard *et al.*, 2005); subducción confirmada por Van Der Hilst (1990) por medio de tomografía sísmica. Los Bloques de Bonaire y Maracaibo están siendo expulsados hacia el NNE con respecto a Sudamérica y están sobrecabalgando al norte en la Placa del Caribe donde limitan con las Antillas Holandesas (Audemard, 2003; Audemard *et al.*, 2005).

El movimiento relativo WNW-ESE (Stephan, 1985) entre las placas Caribe y Sudamérica determina: el segmento andino, levantado y deformado perpendicularmente al movimiento, y el segmento caribeño caracterizado por movimientos transcurrentes dextrales y deformaciones transpresivas. Gallardo (1985), menciona ciertas características relevantes de toda esta región: es la zona de contacto entre la Cadena del Caribe y los Andes de Mérida, comprende cuencas sedimentarias deformadas de edad Paleocena a Pliocena y tiene una actividad sísmica importante con la presencia de tres sistemas fallas principales: a) Fallas transcurrentes dextrales

con dirección EW (fallas de Pedregal, de Churuguara, de Siquisique-Santa Inés, etc), ubicadas al sur y al norte de la latitud 10.5°N, entre 72.5°W y 68°W. b) Fallas transcurrentes sinestras con dirección NS (sistema de fallas de Icoatea, de Valera, de Burbusay, etc), ubicadas al sur de la latitud 10.5°N, entre 72.5°W y 70.5°W. c) Fallas transcurrentes dextrales con dirección NNE-SSW (sistema de fallas de Boconó, etc), ubicadas al sur de la latitud 10.5°N, entre 70.5°W y 68°W.

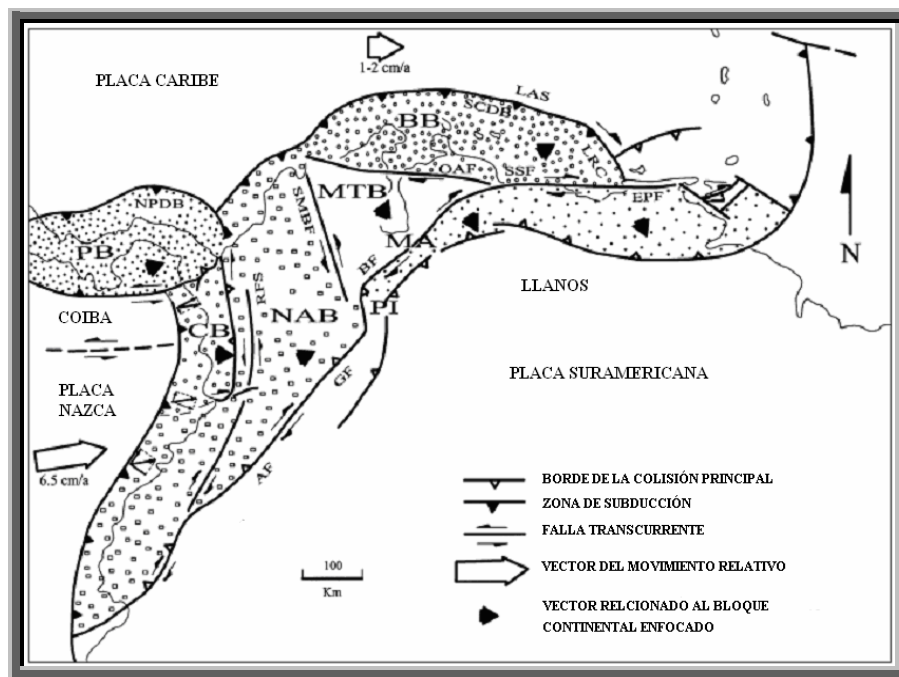


Figura 2.4. Marco geodinámico general del sur del Caribe. Equivalencias de las siglas utilizadas: Bloque Bonaire (BB), Bloque Chocó (CB), Bloque Maracaibo (MTB), Bloque Norandino (NAB), Bloque Panamá (PB), Andes de Mérida (MA), Falla Algeciras (AF), Falla de Boconó (BF), Falla El Pilar (EPF), Falla Guaicaramo (GF) Falla Romeral (RFS), Falla Santa Marta-Bucaramanga (SMBF), Falla San Sebastián (SSF), Falla Oca-Ancón (OAF), subducción de las Antillas (LAS), Cañón de los Roques (LRC), cinturón de deformación del norte de Panamá (NPDB) y cinturón de deformación del sur del Caribe (SCDB). Modificado de Audemard *et al.*, 2005.

2.2.1 Evolución tectónica

Durante el Triásico- Jurásico, el margen norte de Sudamérica se separa del resto de Pangea (Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Erickson, 1995). La extensión del Jurásico se superpuso sobre la peniplanicie de cinturones plegados del Paleozoico tardío (Audemard, 1991). Esta separación por medio de rifting provoca un evento distensivo

sobre la parte oeste de Venezuela. Los semi grabens se desarrollaron con tendencia NNE en la parte del retro-arco, conformados por capas rojas continentales y volcánicas (Audemard, 1991).

A finales del Cretácico e inicios del Paleoceno, la colisión entre la Placa Nazca y el Occidente de Colombia causó ciertos efectos sobre el Occidente de Venezuela, controlando los procesos sedimentarios, generando depocentros de edades cada vez más jóvenes hacia el este de la actual Sierra de Perijá. Una corta depositación, con tendencia al sur, de tipo “*onlapp*”, en el margen pasivo del Cretácico, estuvo relacionada con la apertura del Atlántico. Los Carbonatos dominan la porción más baja de la sección mientras que la parte superior del Cretácico es principalmente clástica. En el Cretácico tardío–Terciario se desarrolló una antefosa (foredeep) a partir de una subducción tipo “A” que avanzó desde el norte y el oeste a lo largo del norte de Venezuela, y fue resultado de interacciones entre la subducción de la Placa Caribe-Pacífico y el emplazamiento de la Placa Suramericana (Audemard, 1991).

Durante el Paleoceno- Eoceno, la entrada de la Placa del Caribe frente a Sudamérica genera una sedimentación y evolución paulatina del frente de deformación (figura 2.5). Hacia el noroeste de la Placa Suramericana, la colisión oblicua del arco de las Antillas Menores provocó una sucesiva generación de escamas tectónicas (napas) con vergencia hacia el sur y sureste.

Según Boesi y Goddard (1991), existieron dos provincias sedimentarias en el noroeste de Venezuela durante el Paleoceno y el Eoceno. Al oeste, en la provincia de Zulia, los carbonatos de edad Paleocena de la Formación Guasare se depositaron sobre el tope de una plataforma y fueron cubiertas por sedimentos deltaicos en el Eoceno temprano-medio. Hacia el este, en la provincia de Lara, las turbiditas de la Formación Matatere provenientes de una fuente del Caribe, rellenó una larga depresión que incluyó la región de Falcón (Hunter, 1972).

En el Eoceno, se inicia la sedimentación al norte de los frentes de corrimiento con las Formaciones La Victoria-Santa Rita y Jarillal (en el Estado Falcón), como consecuencia de la subsidencia de una cuenca extensional asociada a un fallamiento de rumbo tipo “pull- apart” (figura 2.6). La máxima deformación ocurrió en el Eoceno medio, en el momento en que la Sierra de Perijá, su extensión suroeste y los cinturones plegados internos del Caribe, emergieron como estructuras positivas. Los movimientos orogénicos fueron responsables de la formación de montañas, de las cuales las islas de Aruba, Bonaire y Curazao son remanentes actualmente (Boesi y Goddard, 1991). El mar dentro del cual se empezaron a depositar sedimentos desde el Cretácico hasta el Eoceno medio se redujo a un golfo más pequeño, limitado al norte por áreas del Caribe localmente levantadas, al oeste por una plataforma erosional en el Zulia y al sur por bloques metamórficos cretácicos de Barquisimeto (Pumpin, 1978), que serían posteriormente cabalgados por el flysch de Matatere durante la orogenia Andina. Gracias a los eventos compresionales, los semi-grabens del Jurásico se invirtieron parcialmente y los corrimientos con doble vergencia, involucrando al basamento, se ramificaron a partir de un plano de despegue (decollement) mayor que yace bajo el margen activo andino (Bloque de Santa Marta) (Audemard, 1991).

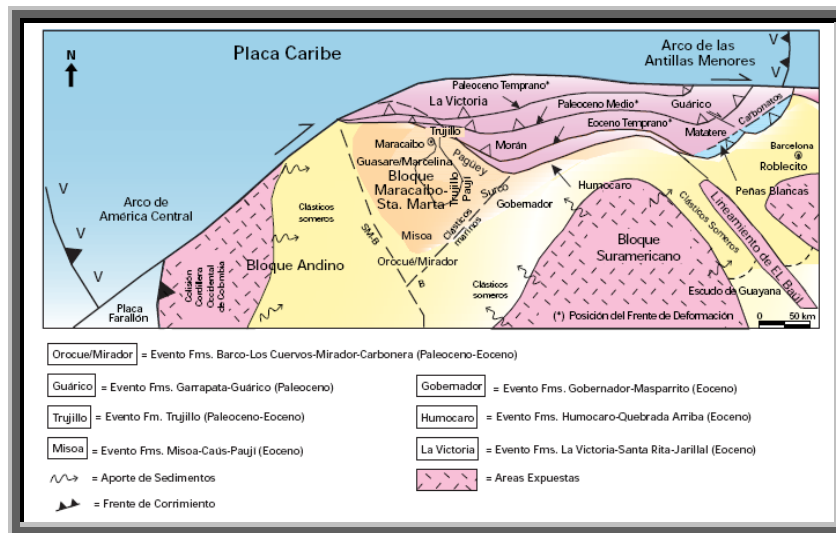


Figura 2.5. Migración del frente de Deformación del Caribe hacia el este-suroeste en Venezuela Occidental durante el Paleoceno-Eoceno. Los límites entre el Bloque Andino y el Suramericano se encontraban aproximadamente donde actualmente se encuentran los sistemas de fallas de Santa Marta-Bucaramanga (SM-B) y Boconó (B). Tomado de WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos.

En el Oligoceno, la Cuenca de Falcón alcanzó su máximo desarrollo y profundización. El marco tectónico responsable de la sedimentación en la región de Falcón fue diferente al tectonismo responsable de la sedimentación en las cuencas del Lago de Maracaibo, Barinas-Apure y la Cuenca Oriental. A medida que la Placa del Caribe avanzaba hacia el este, empezaron a generarse cuencas extensionales asociadas a transcurrencias (figura 2.7), especialmente al norte del Estado Falcón.

El mecanismo de subducción y colisión imperante durante el Terciario y previo al Mioceno medio en el margen meridional caribeño, responsable de acomodar tanto el acortamiento N-S generado por la convergencia de las dos Américas como el desplazamiento relativo hacia el este de la Placa del Caribe, alcanza tal nivel, que da inicio a una repartición de deformaciones (“partitioning”), aún activo a lo largo de la frontera meridional Caribe: fallas transcurrentes dextrales de orientación EW y estructuras de acortamiento con vergencia SSE (Audemard, 1993 y 1997; Audemard y Giraldo, 1997).

Durante el Mioceno temprano ocurrió una transgresión marina hacia el noreste. La sedimentación en el área central de Falcón fue corta. Sin embargo, en el flanco norte y en la región del Caribe, tanto el relleno continuo de surcos sinsedimentarios como la continua subsidencia, se debieron a factores relacionados con la tectónica extensional (Boesi y Goddard, 1991), al mismo tiempo en que los esfuerzos compresionales hacia el sur persistieron en la región andina. La progresión hacia el este de la Sierra de Perijá continuó durante el Oligoceno-Mioceno medio, al tiempo en que se levantó el Macizo de Santander. Al norte y este de la falla de Oca, se formaron una serie de semi grabens a partir de un sistema de fallas rumbo deslizantes dextrales sobrepuestas en el cinturón plegado interno en el Caribe (área de Falcón) (Audemard, 1991). Durante el Mioceno tardío, la Cordillera Oriental de Colombia, la Sierra de Perijá y los Andes de Mérida se levantaron.

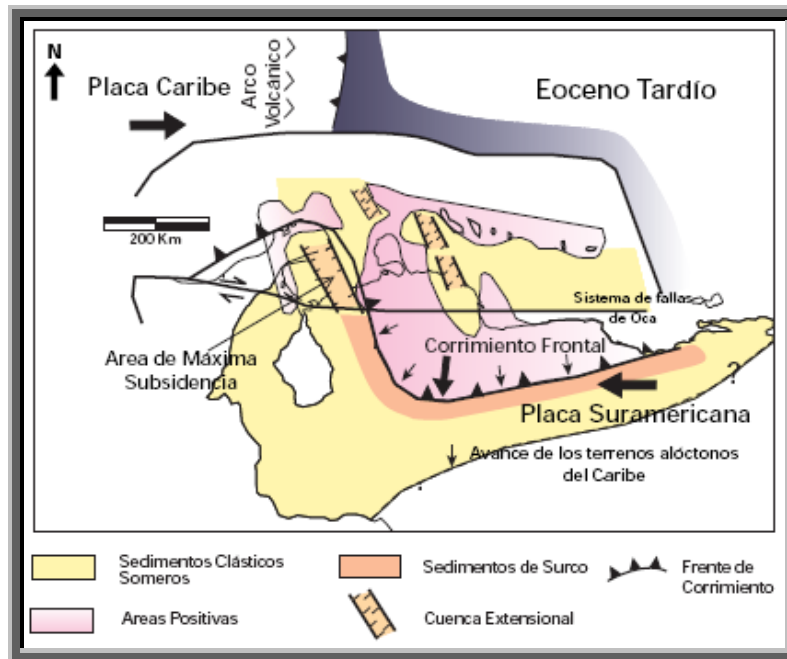


Figura 2.6. Generación de cuencas extensionales asociadas a transcurrancia al sur del límite entre las placas del Caribe y Suramericana. Las áreas de máxima subsidencia se ubicaron al norte del Estado Falcón en este tiempo (Eoceno Tardío). Tomado de WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos. (Modificado de Macellari, 1995).



Figura 2.7. Máximo desarrollo del "Pull-apart" del Estado Falcón y generación de extensas áreas positivas en la cuenca de Maracaibo y norte de Falcón. Hacia el sur y este, evolucionó la cuenca antepaís. Tomado de WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos. (Modificado de Macellari, 1995).

Contemporánea a la deformación andina, ocurrieron dos fases de inversión afectando las estructuras transtensionales de Falcón, responsables de la actual configuración del Anticlinorio de Falcón (Audemard, 1991).

En el Plioceno (figura 2.8 y 2.9), la actividad tectónica tardía afectó principalmente el área norte de Falcón, la orogénesis en todo el norte de Venezuela terminó de definir las cuencas petrolíferas actuales y levantó extensas zonas constituyendo el Sistema de Montañas del Caribe y el ramal de los Andes Venezolanos. El sistema es caracterizado por un cabalgamiento del basamento con vergencia NW asociado a retro-cabalgamientos (Audemard, 1991; Castrillo 1997).

Durante el Pleistoceno, también existió un período orogénico, repitiéndose procesos similares, dando como resultado un gran número de terrazas de diferentes edades pero con el mismo ambiente de depositación (Boesi y Goddard, 1991).

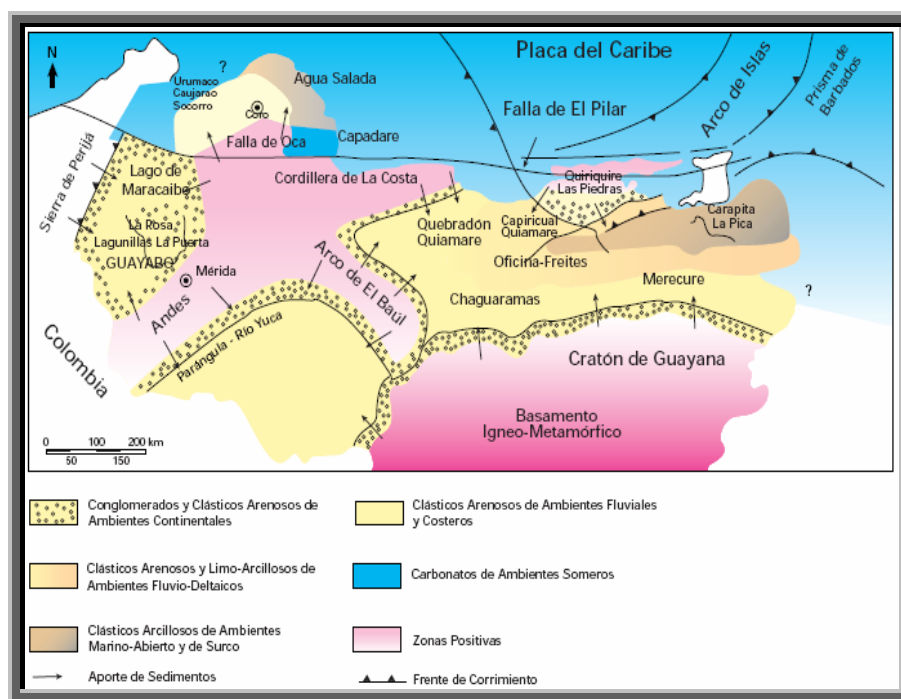


Figura 2.8. Marco geológico regional para la sedimentación en Venezuela (Cuencas de Maracaibo, Falcón, Barinas-Apure y Oriental) durante el Mioceno- Plioceno. Las mayores acumulaciones de sedimentos continentales se dan en los flancos de la Cadena Andina y la Cordillera de La Costa. Tomado de WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos.

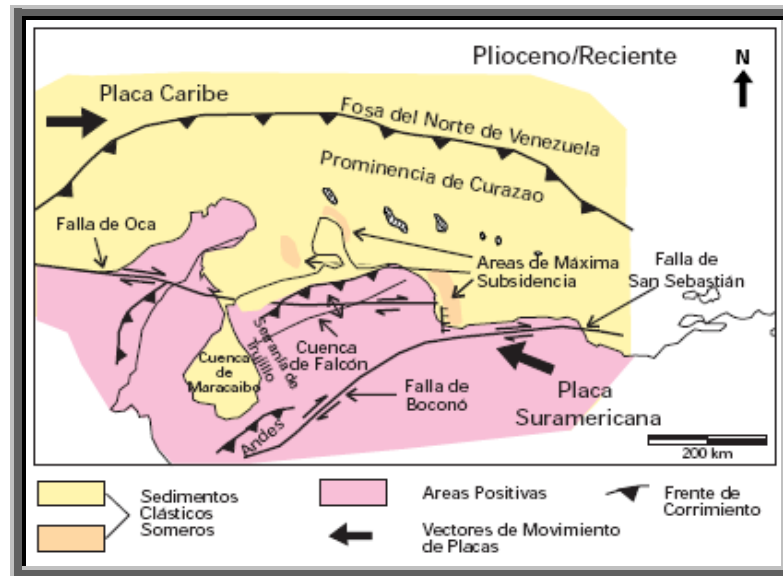


Figura 2.9. Colmatación de las cuencas antepaís y levantamiento regional del norte de Venezuela. Resultado de la deformación de extensas zonas asociadas al sistema de fallas de Boconó, San Sebastián y Oca; las cuencas extensionales se mantienen al norte del Estado Falcón. Tomado de WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos. (Modificado de Macellari, 1995).

2.2.2 Rasgos geológicos importantes

2.2.2.1 Transversal de Barquisimeto

Hacia el oeste de Venezuela, la continuidad axial de la Cadena Caribe (sistema montañoso del Caribe) es interrumpida al encontrarse con los Andes venezolanos (Stephan, 1977). Esta ruptura es denominada “Transversal de Barquisimeto” por Aubouin (1975), la cual reaparece a 250 km hacia el norte, en Paraguaná (Feo-Codecido, 1969) y más claramente en la Guajira (Macdonald, 1972), donde se observa un conjunto metamorfizado, mesozoico o más antiguo, cabalgando una secuencia de plataforma del Triásico (?)-Jurásico hasta el Cretácico superior, sin metamorfismo (Stephan, 1977). Los bloques alóctonos, a nivel de la transversal, están sellados en su parte central por la Cuenca terciaria de Falcón (Audemard, 1993).

La transversal de Barquisimeto corresponde a una brusca deflexión dextral de más de 400 km (Stephan, 1982 y 1985). Comprende geográficamente dos partes: andina, al

oeste y al sur de dicha ciudad (respectivamente lados norte y sur de la Falla de Boconó); la otra extra andina, al norte de Barquisimeto, estando esta última cubierta al norte de Siquisique por el Oligoceno-Mioceno falconiano (Stephan, 1977).

La geología de la transversal, con relación al sector andino, es expuesta por Stephan (1977) de la siguiente manera:

- 1) Al sur de la Falla de Boconó, en la Sierra de Portuguesa, se encuentra la prolongación de la zona de los flysch paleógenos cabalgados por unidades mesozoicas metamorfizadas (con cuerpos ígneos básicos alóctonos). El flysch parece cabalgar a su vez el Eoceno medio-superior de la secuencia autóctona andina.
- 2) Al norte de la Falla de Boconó aflora también un flysch Paleoceno-Eoceno; soporta grandes masas llamadas “bloques” por muchos autores al igual que los verdaderos olistolitos, con formas y orientaciones muy variables de tal manera que el conjunto ofrece un aspecto realmente caótico. Son estas observaciones las que, en parte, originaron el concepto de “Surco de Barquisimeto” (Renz *et al.*, 1955) o sea una cuenca alimentada con material terrígeno (depósitos flysch), apoyada en discordancia al suroeste sobre el Cretácico andino (Renz *et al.*, 1995) y recibiendo durante toda su historia Paleocena-Eocena masas deslizadas desde el mismo borde andino como también del norte (rocas ígneo-metamórficas) y del ENE (grandes masas del Cretáceo superior).

Al nivel de la transversal así como en la parte central de la Cadena, el contacto entre el núcleo de esta y el autóctono se hace a través de una zona de flysch del Paleoceno-Eoceno. Osea, que el llamado Surco de Barquisimeto forma parte de una cuenca flysch más amplia que hemos propuesto llamar “Surco de Barquisimeto” *sensu lato* o “Surco de los flyschs Paleocenos-Eocenos” (Stephan, 1977); no obstante, este se destaca hoy por su relativa complejidad, probablemente debido a su posición:

envuelve axialmente la Cadena Caribe donde ella se interrumpe, para constituir la transversal de Barquisimeto. El Surco de Barquisimeto fue definido por Renz *et al.* (1955) como el sitio de sedimentación “flysch” y deslizamientos submarinos caóticos extendida desde algún lugar al norte del Alto de Siquisique, bordeando la llamada hoy Plataforma de Barbacoas hasta alcanzar el Estado Portuguesa (González de Juana, 1980).

2.2.2.2 *Napas de Lara*

Se dice que las Napas de Lara se emplazaron durante el Eoceno medio-superior sobre el paleomargen pasivo del norte de Venezuela, y posiblemente removidas durante la tectónica compresiva del mioceno medio-reciente (Bellizzia y Rodríguez, 1976; Stephan, 1982). Están conformadas por rocas alóctonas con un bajo grado de metamorfismo (Formaciones Bobare y Barquisimeto) y sedimentarias (Formación Matatere) que se desplazaron desde la región noroeste hasta sobremontarse en las rocas autóctonas del terciario y Cretácico del margen pasivo andino (Stephan, 1977 y 1985).

La primera manifestación tectónica importante corresponde a un corrimiento que hace cabalgar el cuerpo principal de la Cadena Caribe (Napas de Lara) sobre el surco de los flysch Paleoceno- Eoceno inferior (surco de Barquismeto *sensu lato*; Stephan, 1977 y 1985). La segunda fase de corrimiento ocurre después (o durante) el Eoceno medio-Eoceno superior. Se traduce al nivel de la transversal de Barquisimeto por el corrimiento del conjunto surco desprendido -Napa de Lara “fossilizada” sobre el autóctono andino (el cual fue, para esa época, nada más que una parte de la plataforma guayanesa; Stephan, 1977). Otra fase de compresión se reactivó a finales del eoceno medio dando origen al corrimiento de Carora-El tocuyo, causando el desplazamiento tectónico de toda la secuencia alóctona y de antefosa hacia el sur. Toda esta secuencia alóctona forma parte del cinturón deformado del Caribe sur, sobre el cual se depositaron posteriormente las secuencias de la Cuenca de Falcón.

2.2.2.3 Cuenca de Falcón

La cuenca terciaria de Falcón (figura 2.10) abarca gran parte del Estado Falcón, el este del Estado Zulia y la parte más septentrional de los Estados Lara y Yaracuy, con una extensión de 36.000 km²; una gran porción del noroccidente de Venezuela durante el Oligoceno y Mioceno temprano, y en donde afloran esencialmente depósitos que cubren desde el Eoceno superior hasta el Cuaternario (Audemard, 1997, 1999 y 2001).

Gracias a que la cuenca se encuentra ubicada en el límite entre las Placas Caribe y Sudamérica, ésta presenta una sedimentación controlada principalmente por los procesos tectónicos de la zona.

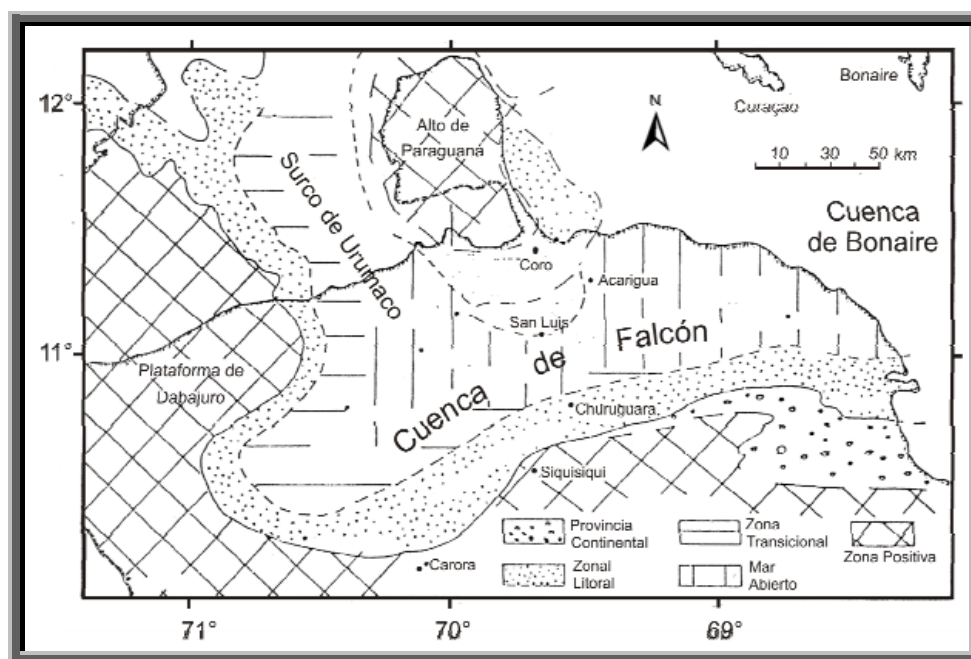


Figura 2.10. Localización de la Cuenca de Falcón. Tomado de Bezada, 2005.
(Modificado de González de Juana, 1980).

Tomando como referencia los trabajos realizados por González de Juana (1938 y 1980), Wheeler (1963) y Díaz de Gamero (1977), el modelo de la Cuenca de Falcón

fue actualizado por Boesi y Goddard (1991), adaptándola a las nuevas ideas de tectónica y estratigrafía basadas en datos sísmicos y de pozo. Este nuevo modelo (figura 2.11) incluye la presencia de horsts con tendencia NW, dando una mejor explicación de las zonas levantadas (Paraguaná y Antillas Holandesas) y de las zonas deprimidas (Surco de Barquisimeto, y cuencas entre islas) que se observan en esta región.

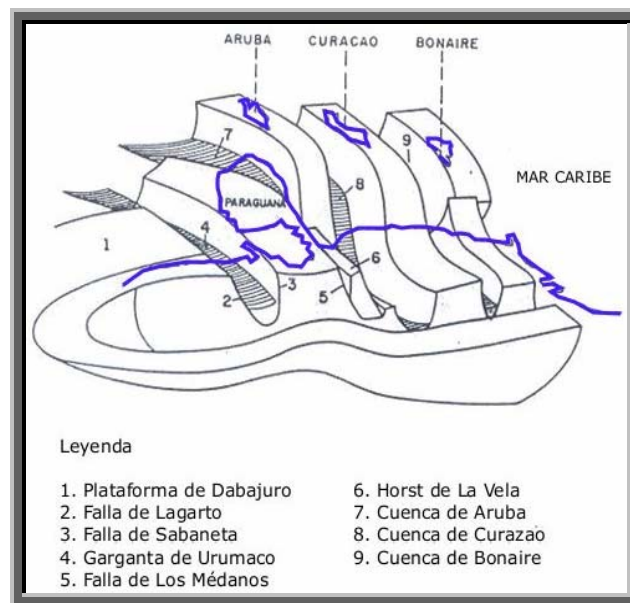


Figura 2.11. Modelo conceptual de la Cuenca de Falcón propuesto por Boesi y Goddard (1991). Tomado de Quijada, 2006.(Modificado de Boesi y Goddard, 1991).

Boesi y Goddard (1991), definen tres sistemas estructurales desarrollados simultáneamente en la cuenca (cada evolución con una intensidad máxima a diferentes tiempos), y que fueron resultados de una fase simple de movimiento cortical. El primer sistema estructural consiste de un conjunto de fallas normales de rumbo NW, localizadas en la parte norte de la cuenca. El segundo sistema consiste en una serie de largos pliegues paralelos con orientación ENE, situados en la parte central de la cuenca; estos pliegues son conocidos como el Anticlinorio de Falcón y son el resultado de la compresión con dirección NW. El tercer sistema consiste de fallas transcurrentes dextrales con orientación E-W, que iniciaron su desarrollo desde el Eoceno tardío hasta el reciente.

Inicialmente, esta cuenca se instaló en su parte oriental y central sobre el alóctono caribe sobrecorrido durante la fase compresiva del Paleoceno-Eoceno Inferior, como consecuencia de un colapso post-orogénico asociado a la desaceleración de la Placa del Caribe (Audemard, 1993 y 1997). Existe duda acerca de la extensión y continuidad de la secuencia eocena media en Falcón. Los sedimentos del Eoceno Superior fueron depositados en depresiones y grabens fallados, posterior al emplazamiento de las Napas de Lara (Ghosh *et al.*, 1997).

Algunos autores (Muessing, 1984; Boesi y Goddard, 1991, Maceralli, 1995, entre otros) explican el origen de la cuenca de Falcón con una fase extensiva, donde dicha cuenca es parte de una gran cuenca que se desarrolla entre dos fallas transcurrentes dextrales paralelas, desplazadas luego de la deformación compresional y el emplazamiento de terrenos que ocurrió en el Eoceno. En este modelo, se dice que la extensión de la Cuenca de Falcón se enmarca dentro de la tectónica de un bloque mayor, denominado Bloque de Bonaire por Silver *et al.* (1975), constituyendo un pequeño bloque cortical entre las Placas Caribe y Sudamérica. Según Muessing (1984), la Península de Paraguaná y las Antillas Holandesas se encontraban unidas, y gracias a los movimientos transcurrentes, se fueron separando dando origen a la Cuenca de Falcón (figura 2.12), la Garganta de Urumaco y otras cuencas de tracción, causando una rápida subsidencia, adelgazamiento cortical e intrusiones basálticas.

A diferencia de Muessing (1984), Boesi y Goddard (1991) y Maceralli (1995), otro modelo del origen de la Cuenca de Falcón (figura 2.13) postulado por Blanco y Giraldo (1990), y Audemard (1993 y 1995), describe la existencia de una cuenca tipo retro-arco conformada por las cuencas de Bonaire, Falcón y Granada, inicialmente. Este modelo propone que la Cuenca de Falcón se originó durante un régimen tectónico distensivo oligo-mioceno, generalizado a la región septentrional de Venezuela, y posterior a la colisión que emplazó el autóctono caribe sobre el paleomargen pasivo del norte de Sudamérica (Giraldo y Audemard, 1997). Según Audemard (1995), es difícil que la Cuenca de Falcón-Bonaire sea una cuenca de

tracción (cuenca pull-apart), debido a la longitud que ésta alcanza (≈ 600 km), tomando en cuenta que el valor acumulado del desplazamiento de la transcurrancia dextral es del orden de apenas 60 km (Audemard y Giraldo, 1997). Ademard (1995), propone que la Cuenca de Falcón-Bonaire se abre gracias al régimen extensivo del Paleoceno-Eoceno, al igual que la Cuenca de Granada. La Dorsal de Aves, la base del arco volcánico de las Antillas Menores y el arco extinto de las Antillas Holandesas pertenecían a un mismo arco, denominado por Bouysse (1988), Arco Mesozoico del Caribe, el cual disminuyó la velocidad de desplazamiento al colisionar con el noroccidente de la Placa Suramericana, en dirección este, dando origen a la Cuenca retro-arco de Granada, abriéndose hasta las cercanías de la Isla de Granada en el Paleoceno-Eoceno, extendiéndose hacia el norte hasta el Banco de Saba y hacia el Sur hasta alcanzar la Cuenca de Falcón en el Oligoceno-Mioceno.

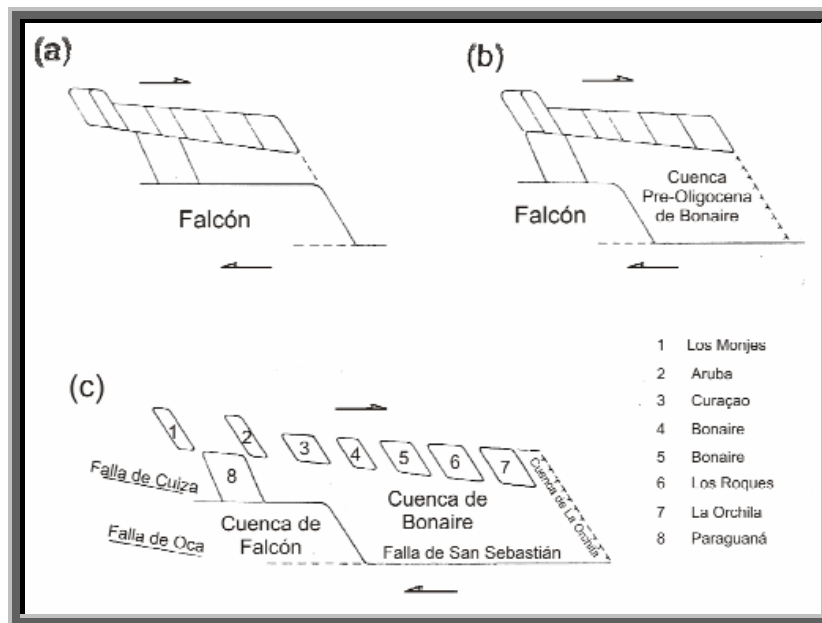


Figura 2.12. Modelo de la evolución de la Cuenca de Falcón y Bonaire, según Muessing (1984). (a) y (b) muestran las posibles configuraciones en el Eoceno, previo a la extensión. (c) muestra la configuración actual. Tomado de Bezada (2005). (Modificado de Muessing, 1984).

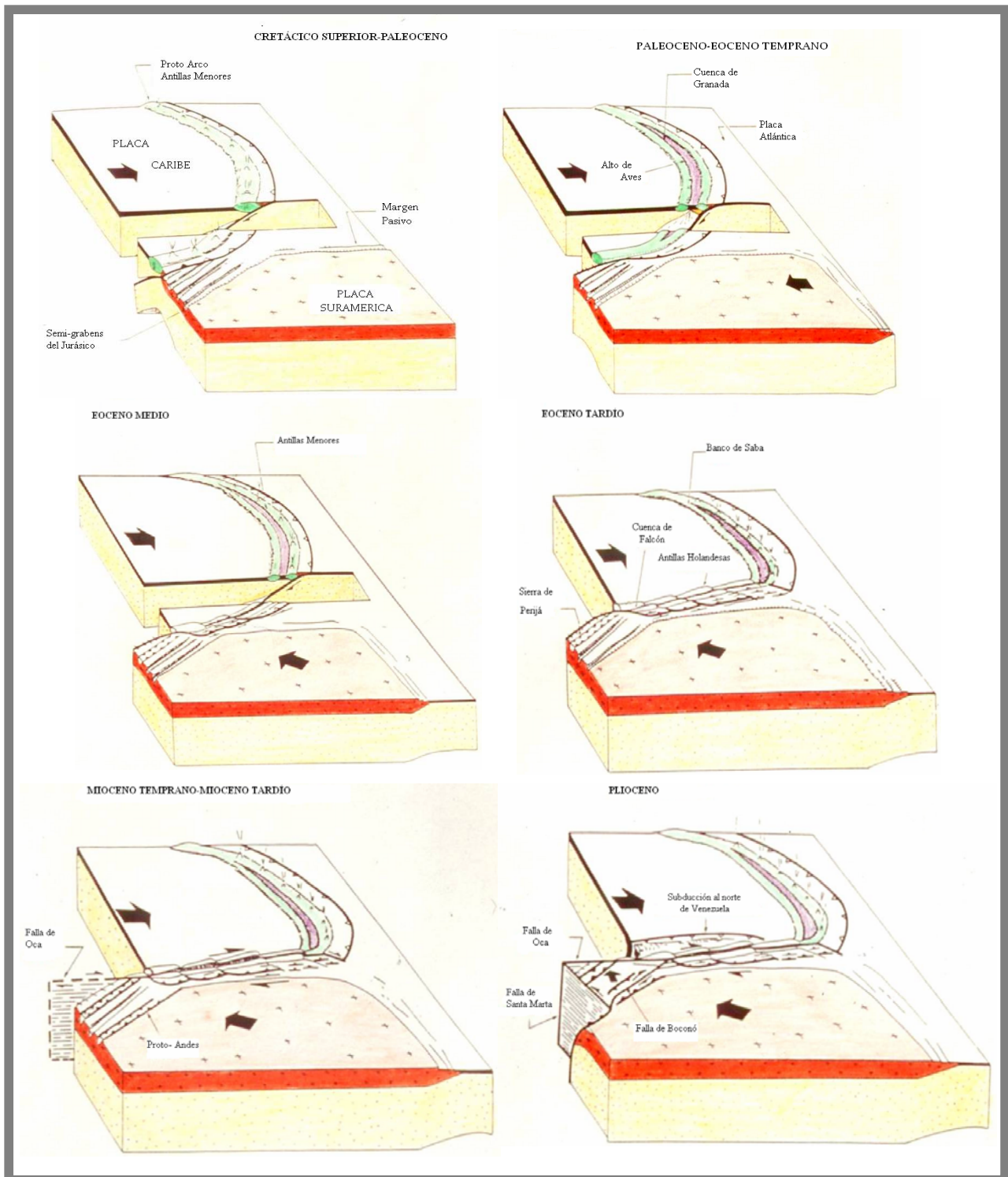


Figura 2.13. Modelo de la evolución de la Cuenca de Falcón propuesto por Audemard (1993). Modificado de Audemard (1993).

Para el Oligoceno-Mioceno temprano, la parte central de la cuenca sufrió una subsidencia rápida (entre 500-700 m/Ma) que la situó a profundidades de 3,5 km (Díaz de Gamero, 1977). Para entonces, esta cuenca fue principalmente marina, abierta al este y rodeada casi completamente por tierras emergidas por el sur y oeste (Alto de Siquisique), y parcialmente al norte por el Alto de Paraguaná (Audemard, 1997).

Los depocentros de la cuenca variaron en el tiempo como respuesta a los cambios que presenta el marco tectónico. Debido al movimiento transcurrente de la Falla de Oca y las fases de rifting en la Cuenca de Falcón, se originaron dos depocentros importantes: el Canal Falconiano en sentido W-E durante el Oligo-Mioceno y el Surco de Urumaco durante el Mio-Plioceno (Ghosh *et al.*, 1997).

La transgresión ocurrida a partir del Mioceno temprano, dio como resultado la depositación de sedimentos marinos que cubrieron hasta la Cuenca de Maracaibo (Boesi y Goddard, 1991), representados por la Formación La Rosa, y los sedimentos depositados en la Cuenca de Falcón están representados por la Formación Agua Clara y la parte más baja del Grupo Agua Salada.

En el Mioceno cesó la subsidencia de la cuenca y comenzó su relleno dando lugar a la disminución de su profundidad (González de Juana, 1980), se produjo la migración del frente de deformación y los depocentros hacia el norte (Ghosh *et al.*, 1997). En la Cuenca de Falcón y su parte meridional, ocurre una deformación que origina un sistema de pliegues con orientación N60° N70° (Stephan, 1985). Estos pliegues disminuyen gradualmente hacia el ENE (Cuenca de Bonaire) y desaparecen hacia el WSW (depresión de Maracaibo). Durante el Mioceno medio, la Cuenca de Falcón fue intensamente plegada y tectónicamente invertida, dando origen al anticlinorio de Falcón con tendencia ENE-WSW, debido a una compresión con dirección NW-SE (Audemard, 1993, 1997, 1999 y 2001); la Cuenca de Falcón dejó de existir como tal para convertirse en un cinturón plegado (Ghosh *et al.*, 1997). Este fue el inicio de

subcuencas y de la separación del área en dos provincias sedimentarias diferentes (Boesi y Goddard, 1991): al sur predominaron los sedimentos fluviales y facies lacustres y marinas poco profundas, mientras que al norte se desarrollaron facies en transición de marinas profundas a costeras.

A partir del Mioceno tardío, la sedimentación se restringió exclusivamente al flanco norte del Anticlinorio de Falcón, donde las secuencias sedimentarias, desde la primera fase de inversión, se fueron haciendo progresivamente menos marinas y más continentales (Audemard, 1997 y 2001).

Según Audemard (1997), esta región está actualmente sometida a un tensor de esfuerzo horizontal máximo con dirección NNW-SSE a N-S, el cual es responsable de la cinemática y de la actividad tectónica de diversos rasgos estructurales, que afectan los depósitos plio-cuaternarios que afloran en el flanco norte del Anticlinorio de Falcón (figura 2.14), en Falcón norcentral, clasificados en cinco sistemas de fallas (Audemard, 1997, 1999 y 2001):

- 1) Fallas dextrales E-W (Oca-Ancón y Adícora).
- 2) Fallas dextrales NW-SE (Urumaco, Río Seco, Lagarto y La Soledad).
- 3) Fallas normales NNW-SSE (Costa oeste de Paraguaná, Cabo San Román, Puerto Escondido y Los Médanos).
- 4) Fallas sinestrales N-S a NNE-SSW (Carrizal, El Hatillo y otras fallas menores).
- 5) Fallas inversas ENE-WSW, paralelas al plegamiento regional (Taima-Taima, Araurima, Matapalo y Chuchure).

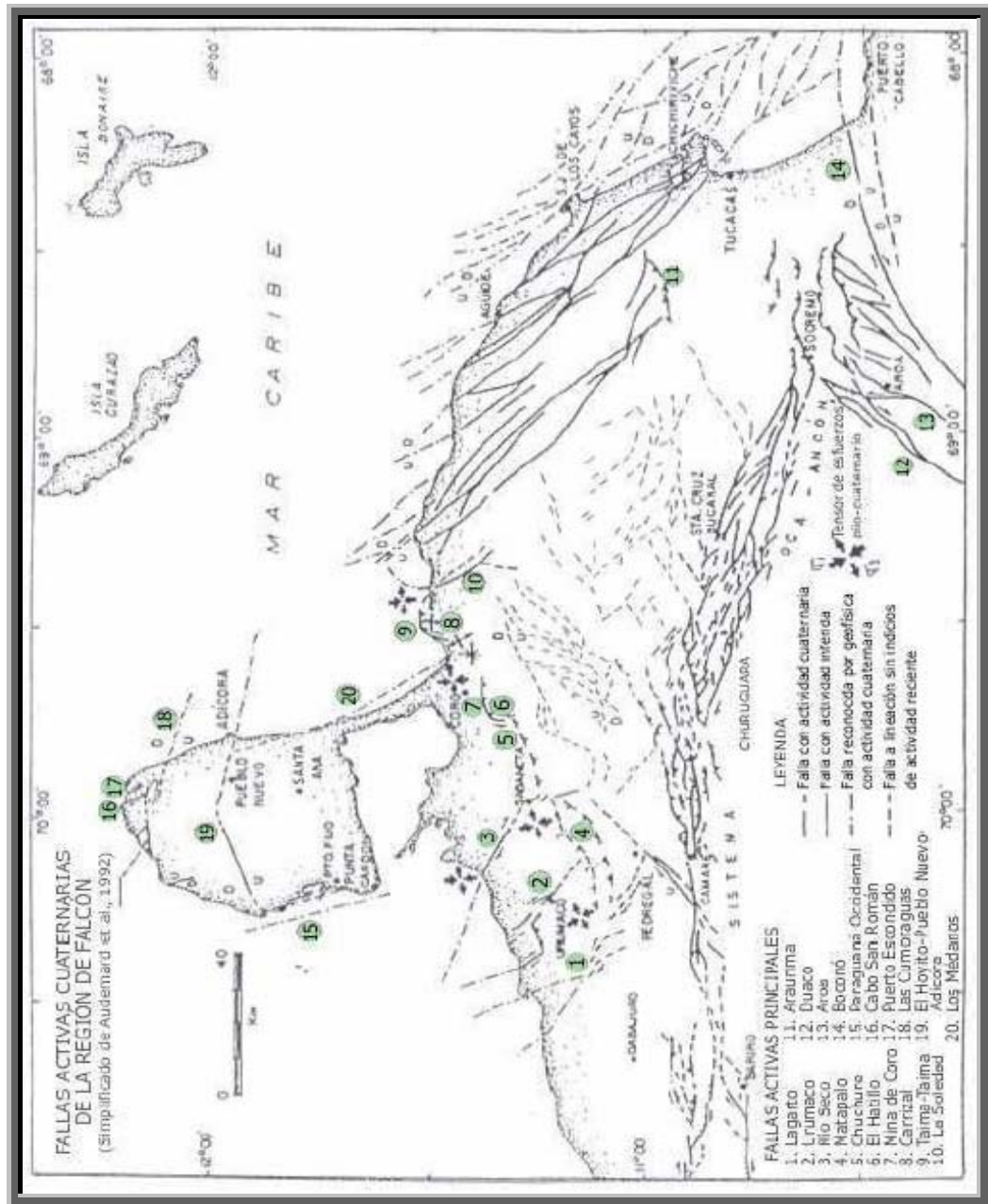


Figura 2.14. Mapa de las fallas activas cuaternarias en la región de Falcón. Tomado de Quijada (2006). (Modificado de Audemard, 1997).

2.2.2.4 Cuenca de Cabudare

La Cuenca de tracción de Cabudare (cuenca pull-apart) se ubica en la terminación septentrional de los Andes venezolanos, entre dos ramales subparalelos de la falla activa dextral de Boconó. Está localizada inmediatamente al este de la ciudad de Barquisimeto (figura 2.15), rodeada esencialmente de rocas mesozoicas, pertenecientes al alóctono del Caribe. Tiene unos 15 km de largo en dirección NE-SW, y puede alcanzar los 10 km transversalmente (Giraldo y Audemard, 1977). Está asociada directamente a la transcurrancia dextral de la Falla de Boconó, ocurrida desde el Plioceno, y vigente hoy en día. Giraldo y Audemard (1977), presentan un modelo que explica la coexistencia de dos estilos tectónicos diferentes: a nivel regional, predominan esfuerzos de carácter compresivo con una dirección aproximada de NW-SE; sin embargo, a nivel de detalle, se pueden diferenciar un estilo transcurrente compresivo afuera de la cuenca y un estilo extensional dentro de la cuenca de tracción. Su relleno sedimentario es de edad plio-pleistocena e inclusive holocena.

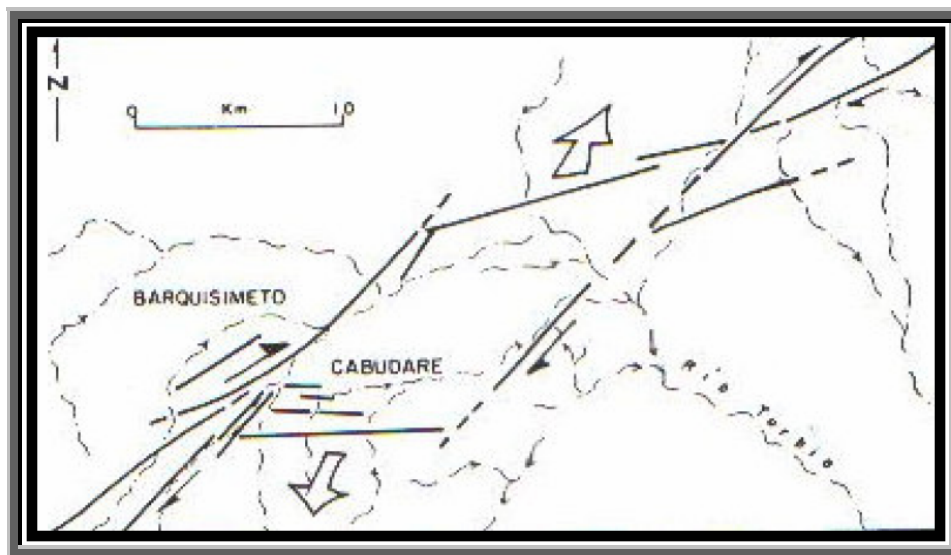


Figura 2.15. Cuenca de Cabudare. Tomado de Giraldo y Audemard, 1997.

2.2.2.5 Isla Los Monjes

El Archipiélago Los Monjes es parte de las Dependencias Federales de Venezuela, y está ubicado al noroeste del Golfo de Venezuela, a unos 40 km de la península de Guajira en Colombia y a unos 80 km de la Península de Paraguaná, Venezuela. Está formado por nueve islas conocidas como: Monjes del Norte (6 islas), Monjes del Sur (2 islas) y Monjes del Este (1 isla). Por su tamaño y accesibilidad los Monjes del Sur son las más importantes.

Las rocas metaígneas (anfíbolitas) de Los Monjes se consideran como un segmento de la corteza oceánica, donde originalmente ocupaban un nivel poco profundo, de 1 a 4 Km. Bellizzia *et al.* (1973), concluyen que las rocas metaígneas máficas, corresponden a un complejo de lopolitos máficos poco profundos, cortados por rocas intrusivas y efusivas basálticas. La cataclasis y diaclasado características de Los Monjes, habrían sido provocadas por la litificación de los magmas. Las facies zeolíticas que exhiben los basaltos de Los Monjes del Este, indican su escasa profundidad y los colocan en el tope del nivel de segmento oceánico, arriba indicado. El grado metamórfico de Los Monjes del Norte y del Sur, se sitúa entre el esquisto verde y la anfíbolita epidótica, correspondiente a mayores profundidades. El gabro cuárcico de Los Monjes del Norte, representaría una roca intrusiva comagmática de las metaígneas restantes (Bellizzia *et al.*, 1973)

CAPÍTULO 3

MARCO TEÓRICO

3.1 Funciones Receptoras

La función receptora es una herramienta matemática que permite calcular la respuesta relativa de la estructura de la Tierra, a partir de una serie de tiempos obtenidos de los sismogramas registrados en un receptor de tres componentes, describiendo las reverberaciones de las ondas P y S en las estructuras que se encuentran bajo el receptor (Ammon *et al.*, 1990).

Las funciones receptoras telesísmicas, generalmente proporcionan una valiosa información de la estructura local a partir de altos contrastes de velocidad, definiendo la transición entre el manto y la corteza y el límite entre el basamento y la capa sedimentaria (*e.g.* Langston, 1979; Owens *et al.*, 1984; Ammon y Zandt, 1993). La información obtenida con este método está asociada a la zona que rodea a la estación receptora; que lateralmente es de 10 km aproximadamente y verticalmente es igual a la distancia del reflector más profundo, generalmente el Moho.

A menudo, los detalles relacionados a las variaciones dentro de la corteza pueden extraerse de las observaciones de los sismogramas, pero para las estaciones que se encuentran sobre secuencias gruesas, la información de la estructura más profunda se puede enmascarar por múltiples dentro de los sedimentos (Kind *et al.*, 1995). La amplitud y la frecuencia de los sismos se ven afectadas notablemente por las características del medio (ejemplo: contrastes de impedancia) y por la configuración de los materiales cercanos a la superficie. La forma de las ondas contienen información relacionada con la función de tiempo de la fuente, el efecto de propagación a través del manto y las estructuras locales por debajo del lugar de la grabación del evento; la función receptora se obtiene quitando los efectos de la fuente, los efectos instrumentales y los efectos de la trayectoria por el manto.

El aspecto básico de este método es que parte de la señal de la onda P de un evento distante (telesísmico), incidente en una discontinuidad de la corteza o en el manto superior, se convierte en onda S (Ps), llegando a la estación luego de la onda P (figura 3.1).

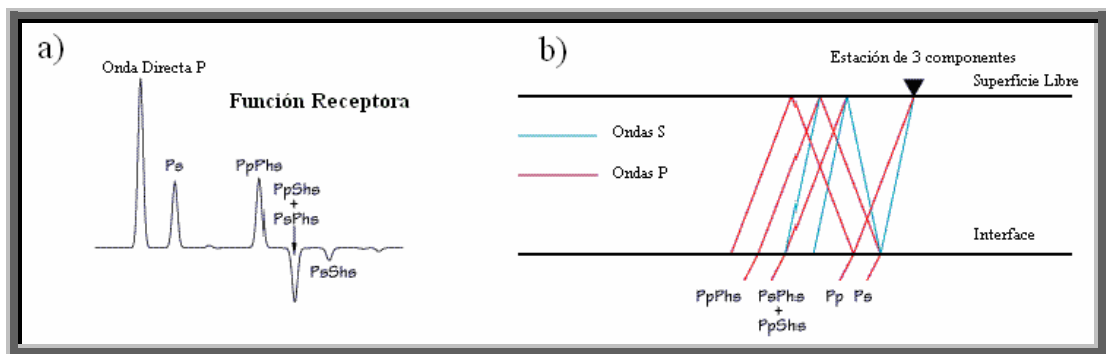


Figura 3.1. a) Pulsos de la onda P y las reverberaciones. b) Trayectoria de los rayos de las ondas sísmicas. Tomado de Ammon, 1991.

Las ondas Ps son mejor observadas en eventos con distancias epicentrales de 30° a 95° (Ammon, 1997), donde el tiempo de viaje y las distancias recorridas por las ondas son suficientemente grandes para que un tren de ondas P de varios minutos se registre antes que la primera onda S. Como el viaje de las ondas S es más lento que el de las ondas P, la profundidad de la discontinuidad se puede medir directamente calculándola por la diferencia de los tiempos de llegada de la onda P y la conversión de fase Ps, conocido el modelo de velocidades. Además, la energía liberada por la fuente alcanza una profundidad importante en el Manto, dando como resultado un frente de ondas con un ángulo de incidencia muy pequeño al llegar a la corteza (figura 3.2), y de este modo, el desplazamiento en la superficie libre provocado por la incidencia de la onda P, se verá registrado principalmente en la componente vertical del sismograma; de igual forma, el desplazamiento provocado por la incidencia de las ondas S convertidas, será predominante en las componentes horizontales del registro.

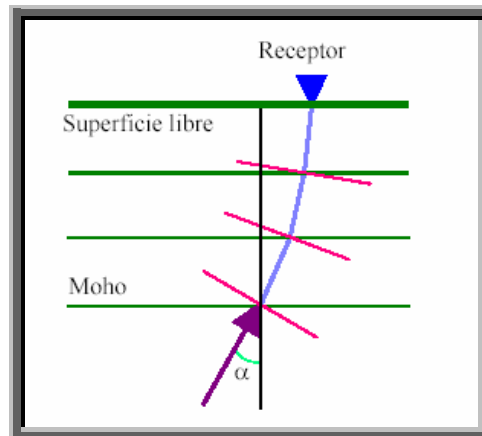


Figura 3.2. Frente de onda telosísmico. Se observa una disminución del ángulo de incidencia a medida que la onda atraviesa diferentes interfaces desde el Moho hasta la superficie.

Las amplitudes de las llegadas en una función receptora dependen del ángulo de incidencia de la onda P, de la velocidad de la capa superior (primer pico) y del tamaño del contraste de velocidades que generan el cambio (Ps) y múltiplos (PsPhs, PpShs, PpPhs). Los tiempos de llegada de la conversión de fase y múltiplos, dependen de la profundidad del contraste de la velocidad, de la velocidad S y P entre el contraste y la superficie, y del ángulo de incidencia de la onda P o el parámetro de rayo.

Langston (1979) desarrolló una técnica para extraer el efecto de la estructura bajo una estación sismológica, conjugando la observación de muchos eventos en la determinación de una sola estructura; siguiendo los pasos descritos a continuación:

2.1.1 Rotación de ejes

Las tres componentes de un registro corresponden a las direcciones N-S, E-W y vertical del movimiento. Sin embargo, para el desarrollo de este método es necesario obtener las proyecciones radiales y transversales del desplazamiento. Para ello, se deben rotar las componentes N-S y E-W a componentes radial (R) y transversal (T); en donde la componente radial está orientada en la proyección horizontal de la

dirección de la onda incidente, y las componentes T y Z son perpendiculares entre sí, y perpendiculares a R (Figura 3.3). Si se asume un medio isotrópico, con capas dispuestas horizontalmente, la mayoría de la energía de las ondas P y Ps está contenida en la componente Z y R, respectivamente; a diferencia de la componente transversal donde no habría registro alguno.

La rotación se puede realizar utilizando el retro-azimut teórico de la onda P. El retro-azimut se puede determinar conociendo las coordenadas del hipocentro del evento y de la estación receptora para un modelo de velocidad global. Otra forma de calcular el retro-azimut es calculando los autovalores de la matriz de covarianza sobre una ventana de tiempo con los primeros segundos siguientes a la llegada de P (Kind et al., 1995).

Para aislar la onda Ps de la P directa, las componentes ZRT son rotadas nuevamente en un sistema de coordenadas LQT (Kind *et al.*, 1995), donde la componente L está en la dirección de la onda P incidente; la componente Q es perpendicular a L y es positiva con respecto a la fuente; la componente T es perpendicular a L y a Q (figura 3.3). Este nuevo sistema de coordenadas contiene la energía de los diferentes tipos de ondas, P, SV y SH, en las componentes L, Q y T respectivamente.

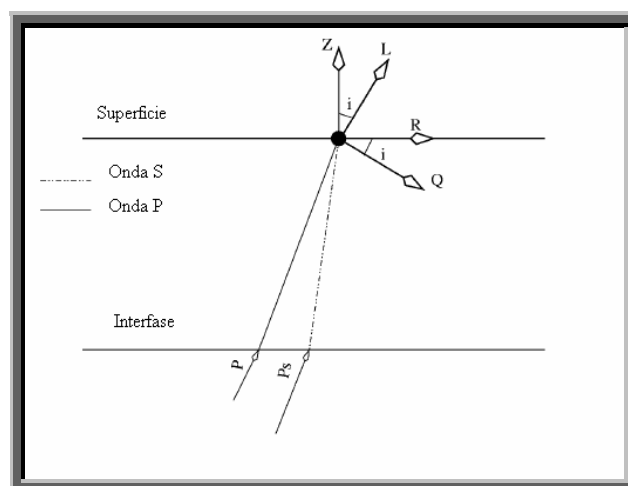


Figura 3.3. Sistema de referencia ZRT y LQT, en cuyo origen se encuentra la estación sismológica.

3.1.2 Deconvolución

Los primeros estudios de las funciones receptoras como los son los estudios de Phinney (1964), trabajaron en el dominio de frecuencia utilizando la relación de espectros de amplitud para estimar las características globales de la estructura. Langston (1979) amplió el método para incluir la información de la fase Ps utilizando la relación en el dominio de frecuencia compleja y la transformada inversa para devolverla al dominio de tiempo.

Las funciones receptoras (figura 3.5) son calculadas haciendo la deconvolución entre la componente vertical y las componentes radial (R o Q; dependiendo del sistema de coordenadas utilizado) y tangencial, utilizando métodos en el dominio de tiempo (Ligorria y Ammon, 1999) y deconvolución espectral (Burdick y Langston, 1977).

Para su deconvolución, Langston (1979), utilizó un método de estabilización con el “*water-level*” y un filtro Gaussiano pasa-bajos para quitar el ruido de alta frecuencia no filtrado por el *water-level*, los cuales se explican a continuación:

3.1.2.1 *Deconvolución en el Dominio de frecuencia (Caso ideal):*

En el dominio de tiempo, la forma de la respuesta teórica del desplazamiento $D(t)$ para una onda plana P que atraviesa (casi verticalmente) una serie de interfaces (Langston, 1979), se puede manejar por:

$$\begin{aligned} D_V(t) &= I(t) * S(t) * E_V(t), \\ D_R(t) &= I(t) * S(t) * E_R(t), \\ D_T(t) &= I(t) * S(t) * E_T(t), \end{aligned} \qquad \text{Ecuación 3.1}$$

donde $S(t)$ es la función en tiempo del efecto de la fuente, $I(t)$ es la respuesta del instrumento de medición y $E_V(t)$, $E_R(t)$ y $E_T(t)$ son las respuestas de la estructura

(funciones receptoras) en las componentes verticales, radiales y tangenciales, respectivamente, es decir, son las funciones de transferencia de la estructura en cada dirección.

La función $E(t)$ presenta la siguiente forma:

$$E(t) = \sum_{i=1}^n \{ \alpha_i \delta(t - \tau_i) + \beta_i H[\delta(t - \tau_i)] \}, \quad \text{Ecuación 3.2}$$

donde α_i y β_i son constantes relacionadas con el producto de coeficientes de reflexión-transmisión, $\delta(t)$ es la función delta Dirac, τ_i es el tiempo de viaje del i -ésimo rayo, y $H[\dots]$ representa el operador de la transformada de Hilbert.

Se ha observado que la componente vertical $D_V(t)$ de un evento telosísmico (con ángulo de incidencia casi vertical) se comporta como una función de tiempo en forma de pulso, correspondiente a la onda P directa, convolucionada con la respuesta del instrumento y la fuente (Langston, 1979), además de una sucesión de fases con amplitudes mucho menores correspondientes, la mayoría, a reverberaciones y fases convertidas en interfases profundas (Burdick y Helmberger, 1974). De esa manera, se tiene un esquema de ecualización donde se supone que la respuesta vertical de la corteza es aproximadamente:

$$E_V(t) * E_V^{-1}(t) \approx \delta(t), \quad \text{Ecuación 3.3}$$

donde $\delta(t)$ es la función delta Dirac. Sustituyendo esta suposición en la ecuación 3.1 de la componente vertical, se tiene que:

$$D_V(t) \approx I(t) * S(t) \quad \text{Ecuación 3.4}$$

Esta aproximación será más exacta en la medida que no existan contrastes de velocidad extremadamente altos (> 2 km/s) (Langston, 1979). De lo contrario, se generarían fases convertidas y múltiples de considerable amplitud que harían más compleja la componente vertical del desplazamiento.

Ammon (1991), representa la descripción de rayo de la llegada de la onda P, en dominio de tiempo, de la siguiente manera:

$$Z(t) = \sum_{k=0}^n z_k s(t - t_k), \quad \text{Ecuación 3.5}$$

$$R(t) = \sum_{k=0}^n r_k s(t - t_k), \quad \text{Ecuación 3.6}$$

donde $Z(t)$ y $R(t)$ representan las componentes vertical y radial del movimiento, equivalentes a $D_V(t)$ y $D_R(t)$ (ecuación 3.1), respectivamente; $s(t)$ es la función de tiempo de la fuente; t_k es el tiempo de llegada del rayo k-ésimo ($k = 0$ es la onda directa P) y n representa la sumatoria de n rayos. La amplitud de la k-ésima llegada de cada componente es descrita por z_k y r_k .

Suponiendo que las tres componentes del desplazamiento poseen el mismo efecto de la fuente y del instrumento, $E_R(t)$ y $E_T(t)$ se pueden calcular haciendo la deconvolución $I(t) * S(t)$ de $D_R(t)$ y $D_T(t)$, aislando las funciones de transferencia en las direcciones horizontales. En el dominio de frecuencia este proceso está dado por:

$$\begin{aligned} E_R(\omega) &= \frac{D_R(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_R(\omega)}{D_V(\omega)}, \\ E_T(\omega) &= \frac{D_T(\omega)}{I(\omega)S(\omega)} \approx \frac{D_T(\omega)}{D_V(\omega)}, \end{aligned} \quad \text{Ecuación 3.7}$$

Sabiendo que ω es la frecuencia angular ($2 * \pi * f$); $S(\omega)$ es el espectro de la fuente; y $E(\omega)$ representa la transformada de Fourier de la función receptora. $D_V(\omega)$ y $D_R(\omega)$ representan la transformada de Fourier de la componente vertical y radial, respectivamente:

$$D_V(\omega) = z_0 \sum_{k=0}^n \hat{z}_k e^{-i\omega t_k},$$

$$D_R(\omega) = r_0 \sum_{k=0}^n \hat{r}_k e^{-i\omega t_k},$$

Ecuación 3.8

donde \hat{z}_k representa la amplitud de la k-ésima llegada normalizada por la amplitud de la onda directa P sobre la componente vertical, $\hat{z}_k = z_k / z_0$, y similarmente, $\hat{r}_k = r_k / r_0$.

Para simplificar, Langston (1979) introdujo un filtro Gaussiano pasa-bajo $G(w)$, definido por:

$$G(w) = \exp\left\{\frac{-w^2}{4a^2}\right\}$$

Ecuación 3.9

El contenido de frecuencia es controlado por el parámetro de filtro Gaussiano a .

El filtro Gaussiano pasa-bajo fue escogido debido a que tiene una forma simple, tiene distorsión de fase cero y carece de picos a los lados (*side-lobes*). La transformada de Fourier de un Gaussiano es un Gaussiano (Ammon, 1997).

En el caso de la función receptora radial, queda expresada como:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)\overline{D_V(\omega)}}{D_V(\omega)\overline{D_V(\omega)}} \cdot G(\omega), \quad \text{Ecuación 3.10}$$

donde $\overline{D_V(\omega)}$ representa el complejo conjugado de $D_V(\omega)$.

3.1.2.2 Deconvolución “Water-level” (Caso no ideal)

El valor de $D_V(\omega)\overline{D_V(\omega)}$ en la ecuación 3.10, es numéricamente inestable; es decir que en el caso en que $D_V(\omega)\overline{D_V(\omega)}$ tiende o es igual a cero, la ecuación tiende a infinito, generando ciertos problemas numéricos en el cálculo. Hay varias formas de evitar este problema, la más simple es la aproximación “*ad hoc*”, llamada deconvolución “*water-level*” (método de Clayton y Wiggins, 1976). Ésta es la aproximación adoptada por Langston (1979) y todavía es un método eficiente cuando la calidad de los datos es buena (Ammon, 1991).

En la deconvolución *water-level* se evita la división por números muy pequeños sustituyéndolos por una fracción del máximo valor (para todas las frecuencias) del denominador. Esta fracción es llamada parámetro *water-level*, la cual es multiplicada por la amplitud máxima del denominador (ecuación 3.11), y se elige por ensayo y error. La consecuencia de sustituir valores pequeños por valores más grandes en el denominador es una atenuación de las frecuencias para las cuales la componente vertical tiene una amplitud pequeña (figura 3.4). El *water-level* puede actuar ocasionalmente como filtro pasa-alto, pasa-bajo y notch.

La función receptora se puede definir finalmente como:

$$E_R(\omega) = \frac{D_R(\omega)\bar{D}_V(\omega)}{\Phi_{SS}(\omega)} \cdot G(\omega), \quad \text{Ecuación 3.11}$$

donde $\Phi_{SS}(\omega) = \max\{D_V(\omega)\bar{D}_V(\omega), c \max[D_V(\omega)\bar{D}_V(\omega)]\}$. El valor de c determina el valor del *water-level*.

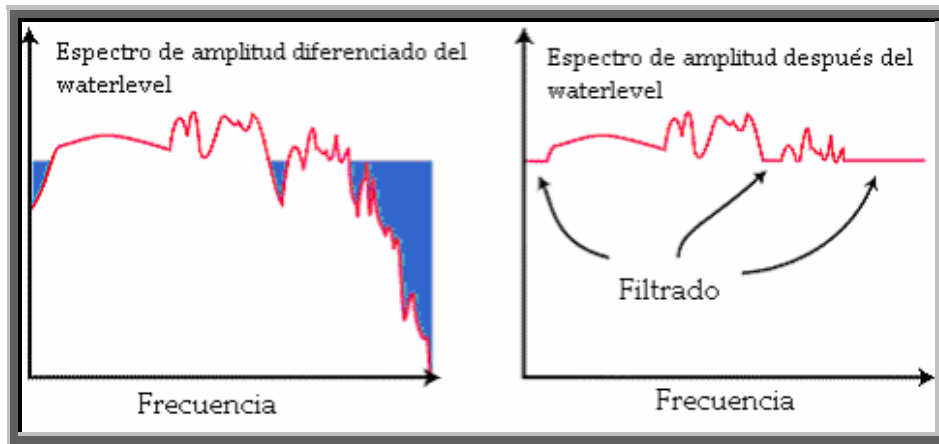


Figura 3.4. Espectros de amplitud antes y después del *water-level*. Tomado de Ammon, 1997.

La fracción apropiada del *water-level* es controlada por la relación señal/ruido y la naturaleza de la componente vertical del sismograma. Es seleccionada examinando los resultados de varias fracciones por ensayo y eligiendo el *water-level* más bajo que produce niveles de ruidos aceptables en la función receptora correspondiente. Cuanto más pequeño es el valor que se utiliza es mucho mejor, puesto que el filtro del *water-level* puede causar distorsiones en la función receptora. Los valores típicos de c a investigar son 0.0001, 0.001, 0.01, y 0.1 (Ammon, 1997). El valor es elegido generalmente estudiando los efectos sobre la componente radial y el mismo valor se utiliza para la función receptora tangencial (el mismo denominador se utiliza en cada caso).

Para ver los efectos del parámetro *water-level* sobre la resolución del procedimiento de la ecualización de la fuente, se utiliza la función llamada “función promedio” o “función de average”. La función es calculada por deconvolución de la componente vertical del evento, utilizando el parámetro *water-level* seleccionado. Si la fracción del *water-level* es igual a cero, el resultado es un Gaussiano perfecto.

Esta función promedio es válida si asumimos que no hay ruido ni incertidumbre en la deconvolución. Sin embargo, este no es el caso con los sismogramas observados, pero la función promedio sigue siendo una buena manera de ver los efectos del *water-level* sobre las ondas y puede proporcionar una guía sobre cuáles detalles de la función receptora resultante no se deben interpretar.

Finalmente, la función receptora lucirá gráficamente de la siguiente manera:

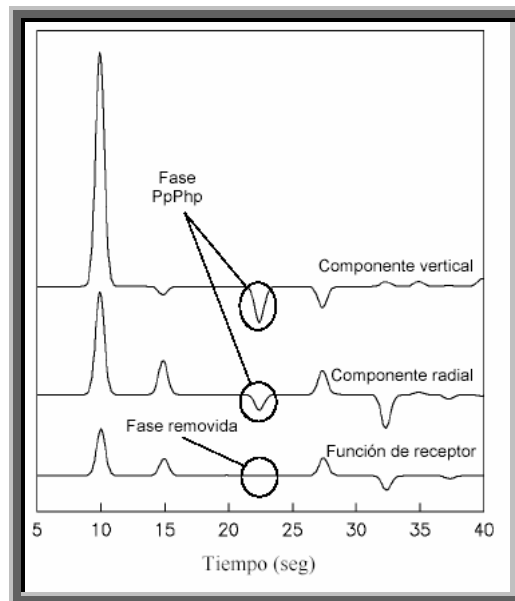


Figura 3.5. Construcción de la función receptora. Componentes radial y vertical del desplazamiento para un modelo simple, comparados con la función de receptor obtenida a partir de ellos. Tomado de Cruz, 2000.

3.1.3 Estimación del espesor de la corteza y la relación Vp/Vs

La separación entre la llegada de la onda P y de Ps puede ser utilizada para estimar el espesor cortical, dados los valores de velocidades promedio:

$$H = \frac{t_{Ps}}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} - \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2}}, \quad \text{Ecuación 3.12}$$

donde p es el parámetro de rayo de la onda incidente.

Sin embargo, H es altamente dependiente de la relación V_p/V_s ; por una variación de 0.1 en V_p/V_s conlleva a una variación de 4 km en el valor del espesor de la corteza (Zhu y Kanamori, 2000). Esta ambigüedad puede ser reducida utilizando las dos principales fases PpPs y PpSs+PsPs, las cuales suministran un contraste adicional para poder estimar tanto H como V_p/V_s (Zandt y Ammon, 1995; Zhu y Kanamori, 2000):

$$H = \frac{t_{PpPs}}{\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2} + \sqrt{\frac{1}{V_P^2} - p^2}}, \quad \text{Ecuación 3.13}$$

$$H = \frac{t_{PpSs+PsPs}}{2\sqrt{\frac{1}{V_S^2} - p^2}}, \quad \text{Ecuación 3.14}$$

La ventaja de este método es que no se necesita identificar en los registros los tiempos de llegadas de las diferentes conversiones de fase.

Para mejorar la relación señal/ruido se pueden utilizar múltiples eventos para sumar sus funciones receptoras (apilamiento de trazas), realizado en el dominio de tiempo (e.g., Owens *et al.*, 1984). El algoritmo propuesto por Zhu y Kanamori (2000), suma las amplitudes de las funciones receptoras en un tiempo de llegada predeterminado de las fases para diferentes espesores de corteza H y relaciones Vp/Vs:

$$S(H, Vp, Vs) = w_1 \cdot r(t_1) + w_2 \cdot r(t_2) - w_3 \cdot r(t_3), \quad \text{Ecuación 3.15}$$

donde $r(t)$ es la función receptora radial, t_1 , t_2 y t_3 son los tiempos de Ps y los múltiples correspondientes a un espesor H y una relación Vp/Vs dados en las ecuaciones 3.12, 3.13 y 3.14. El w_i es el factor de peso, y $\sum w_i = 1$. El $S(H, Vp, Vs)$ alcanza un máximo cuando las tres fases son sumadas coherentemente, con los valores de H y Vp/Vs correctos (figura 3.6).

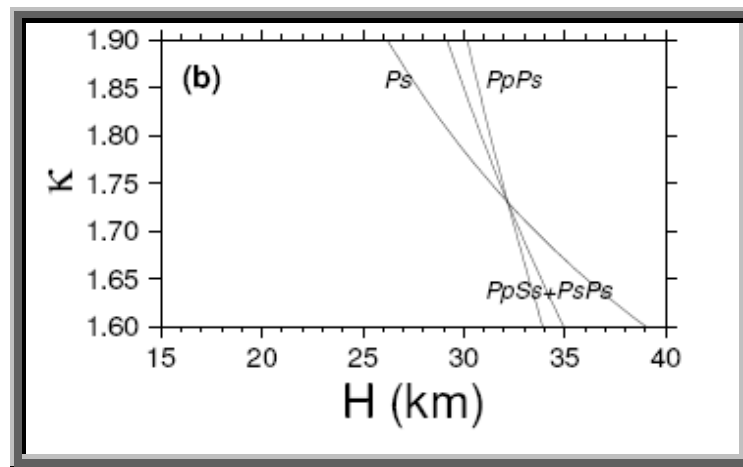


Figura 3.6. Relación H-k, donde k es la relación Vp/Vs. Cada curva representa la contribución de las fases convertidas. Tomado de Zhu y Kanamori (2000).

CAPÍTULO 4

MARCO METODOLÓGICO

Para este estudio se utilizaron registros de nueve estaciones satelitales de tres componentes (sensores Guralp CMG-40T; con un paso de banda de 1-100 Hz): CURV, DABV, IMOV, JACV, MONV, QARV, SANV, SIQV y TERV; pertenecientes a la Red Sismológica Nacional de Venezuela, operada por FUNVISIS (figura 1.4 en Capítulo 1; tabla 4.1). La pre-selección de los eventos sísmicos se realizó tomando un rango para las distancias epicentrales de 27° a 85° y valores de magnitud mayores e iguales a 5.5, contando inicialmente con un total de 121 eventos registrados desde diciembre de 2003 hasta noviembre de 2005.

Tabla 4.1. Coordenadas y altura de las estaciones sismológicas utilizadas.

ESTACIÓN	COORDENADAS UTM		ALTURA (metros)	LOCALIDAD
	Norte	Este		
CURV	100.131	-699.611	750	CURARIGUA
DABV	109.220	-706.361	220	DABAJURO
IMOV	123.583	-709.022	65	ISLA LOS MONGES
JACV	110.875	-688.341	369	JACURA
MONV	119.656	-699.740	239	MONTECANO
QARV	102.066	-705.236	548	QUEBRADA ARRIBA
SANV	95.008	-695.363	1100	SANARITO
SIQV	106.488	-698.078	400	SIQUISIQUE
TERV	99.586	-692.865	1235	TEREPAIMA

4.1 Preparación de los datos

Se utilizó como referencia la metodología descrita por Ammon (1991 y 1997), con el manejo del programa SAC (Seismic Analysis Code, Goldstein, 1999) y la elaboración de macros para su automatización (Apéndice C). Dichos programas se ejecutaron en un computador con sistema UNIX. Los datos se obtuvieron por medio de la página web de *IRIS Consortium*. Posteriormente, cada evento se descodificó y se transformó de formato SEED a formato SAC para su procesamiento.

Con la finalidad de mejorar la relación señal/ruido de cada uno de los registros, previo al cálculo formal de las funciones receptoras, se aplicó un filtro pasa banda de 0.02 a 2 Hz. Luego se evaluaron visualmente en sus tres componentes identificando la llegada de la onda P. De los 121 eventos seleccionados inicialmente y posterior a la aplicación del filtro, se escogieron un total de 50 eventos sísmicos (figura 4.1) con buena relación señal/ruido.

4.2 Rotación de las componentes

Utilizando el programa *pwaveqn*, elaborado por Owens (1982), Randall y Ammon (<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/>, 1997), se realizaron las rotaciones para un sistema de coordenadas ZRT.

Para definir el valor del parámetro water-level y del filtro gaussiano, se realizaron varios ensayos de rotación, probando con valores de water-level de 0.0001, 0.001, 0.01, 0.1, 0.02 y 0.03; y valores de filtro gaussiano de 1, 1.5, 2 y 2.5 Hz.

Posteriormente, se obtuvieron los programas *rotate* y *rotseis* elaborados por Niu (2001, 2007 comunicación personal), los cuales permiten realizar la rotación de las componentes al sistema LQT.

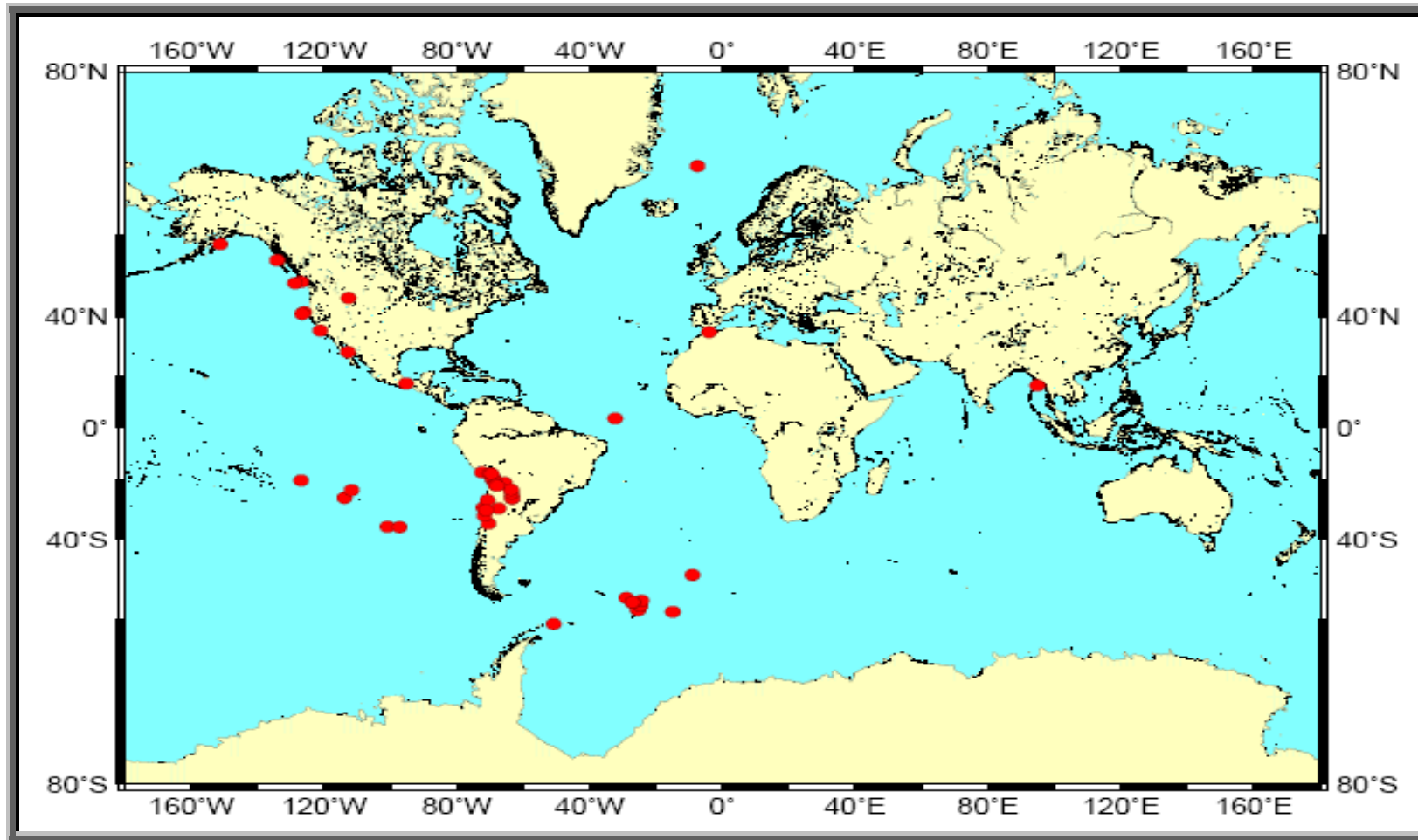


Figura 4.1. Mapa de ubicación de los eventos sísmicos seleccionados, indicados con círculos rojos.

4.3 Apilamiento de trazas

Para el apilamiento de los eventos sísmicos, se realizaron agrupaciones por retro-azimut en cada una de las estaciones sismológicas, para poder observar las variaciones de las respuestas según la dirección de donde proviene la onda.

Inicialmente, se realizó un apilamiento lineal utilizando los subprocesos del SAC (SSS) para el apilamiento simple de señales. Sin embargo, existe una metodología llamada *nth root Stacking* (apilamiento de base n-ésima; *e.g.*, Muirhead, 1968; Niu y James, 2002) que permite reducir la susceptibilidad del ruido, definido por la siguiente ecuación:

$$y_i(p) = R_i(p) \left| R_i(p) \right|^{N-1}$$

Ecuación 4.1

$$R_i(p) = \frac{1}{K} \sum_{j=1}^K \text{sign}(x_{i+\tau_j,j}) \left| x_{i+\tau_j,j} \right|^{1/N}$$

donde p es el parámetro de rayo y N es el *nth root*.

Este apilamiento se llevó a cabo utilizando los programas *pslin91* y *dep_stk* elaborados por Niu (1993-1998, 2000), utilizando un $N=4$. El apilamiento es realizado en el dominio de profundidad, y no de tiempo como en el caso del apilamiento lineal ($N=1$). Para la conversión a profundidad, es calculado el parámetro de rayo de la fase Ps y su tiempo de llegada en relación a P, por medio del trazado de rayos del modelo de velocidades del IASP91 (Niu, comunicación personal). La profundidad es variada de 0 a 80 km en un incremento de 1 km. Primero, se aplicó el apilamiento agrupando por retro-azimut y luego, se realizaron los apilamientos globales (agrupando todos los eventos) por cada estación sismológica.

4.4 Estimación de Vp/Vs

Para el cálculo de la relación Vp/Vs se utilizó el programa *RFmohoM* elaborado por Niu (2001-2006). Primero, se asumieron valores de Vp= 6.53 y 6.2 km/s, para luego calcular Vs a partir de un valor asumido para Vp/Vs, variándolo en un rango de 1.5 a 2 con un incremento de 0.001. Para cada Vs, se realiza la conversión de tiempo a profundidad asumiendo tres diferentes modos: el modo Ps, el modo PpSs y el modo PpPs (Niu y James, 2002). Esta conversión se hizo en un rango de 0 a 80 km con un incremento de 1 km. Utilizando la ecuación 3.15 (Capítulo 3), los valores de w asignados para cada modo son de 50% (Ps), 25% (PpSs) y 25% (PpPs). Adicionalmente se realizó una cross correlación entre los tres modos de fases en función w. Posteriormente se obtuvieron las gráficas con los valores de profanidad asociados a Vp/Vs.

La relación de Poisson pudo ser determinada por medio de la ecuación:

$$\sigma = \frac{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 2}{2 \cdot \left(\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1\right)} \quad \text{Ecuación 4.2}$$

CAPÍTULO 5

RESULTADOS

5.1 Preparación de datos

De los 121 eventos sísmicos inicialmente seleccionados, tomando como referencia el catálogo del USGS, y posterior a la aplicación del filtro pasa banda, 50 eventos (figura 4.1– Capítulo 4) presentaron registros con una buena relación señal/ruido, teniendo el siguiente número de eventos por estación sismológica:

Tabla 5.1. Número de eventos sísmicos pre-seleccionados por estación. Ver Apéndice B para información detallada de cada evento.

ESTACIÓN	NÚMERO DE EVENTOS REGISTRADOS
CURV	30
DABV	26
IMOV	26
JACV	27
MONV	10
QARV	21
SANV	7
SIQV	24
TERV	34

Un ejemplo de uno de los eventos seleccionados, registrado en cada una en las estaciones sismológicas, se muestra en las siguientes figuras (N° 5.1-5.9)

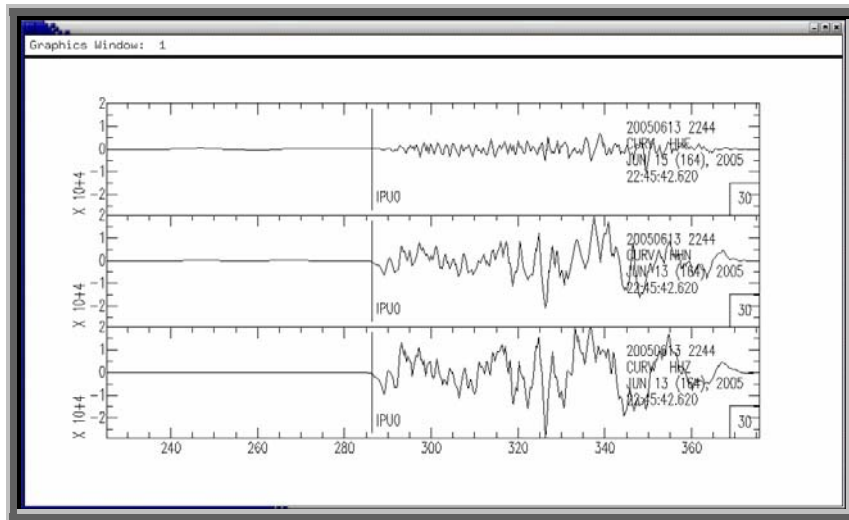


Figura 5.1. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación CURV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

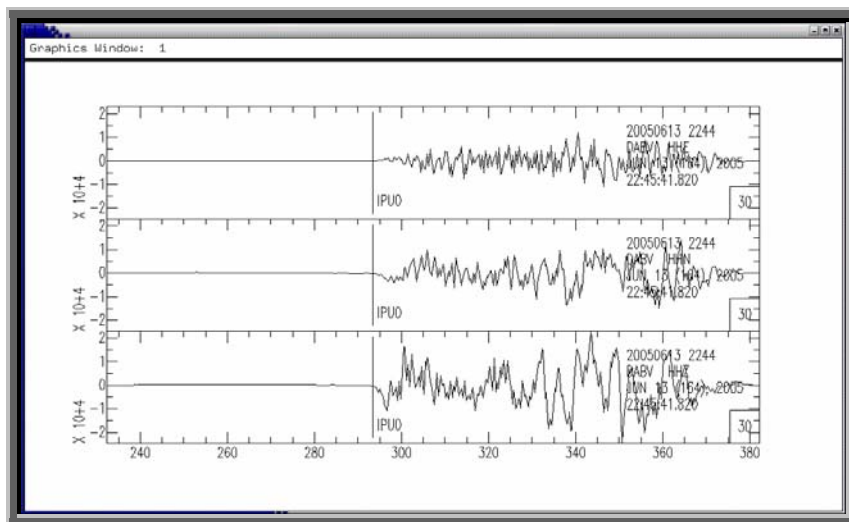


Figura 5.2. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación DABV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

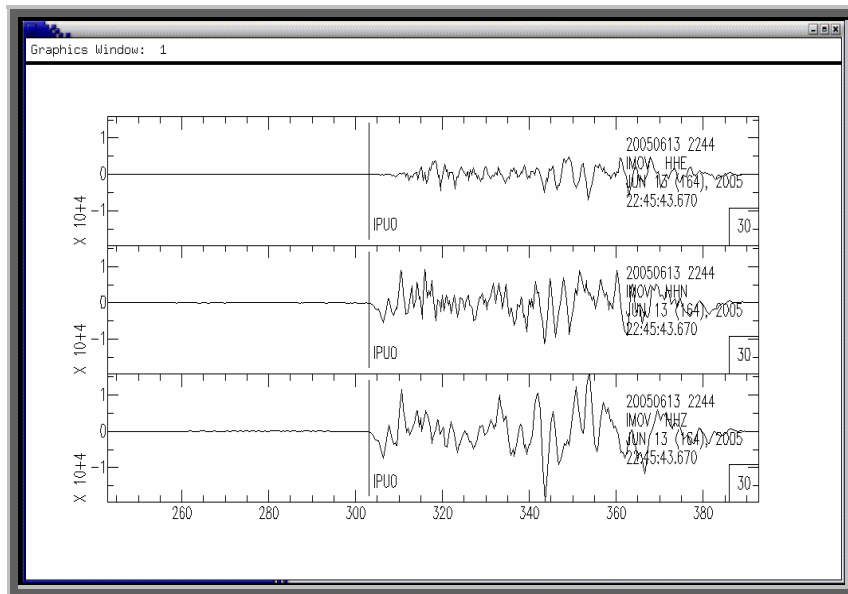


Figura 5.3. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación IMOV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PUO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

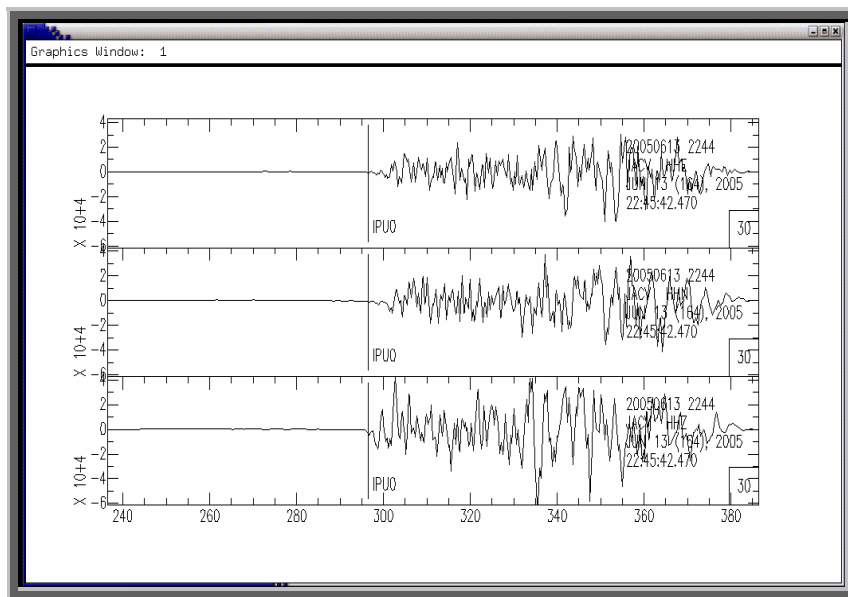


Figura 5.4. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación JACV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PUO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

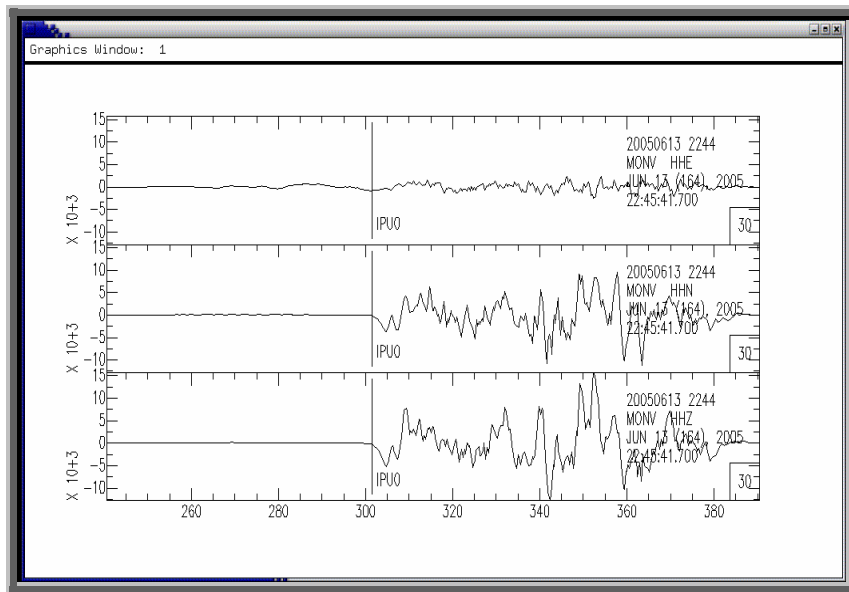


Figura 5.5. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación MONV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

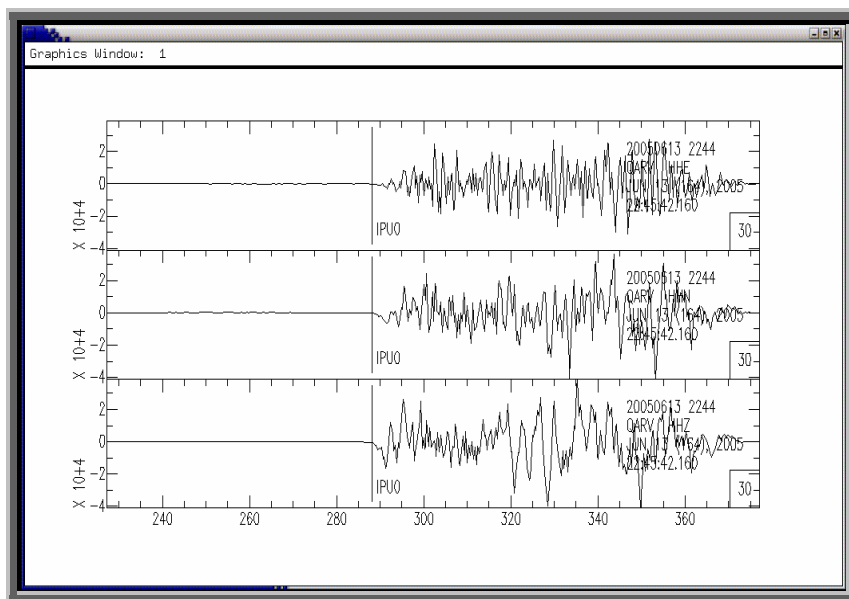


Figura 5.6. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación QARV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

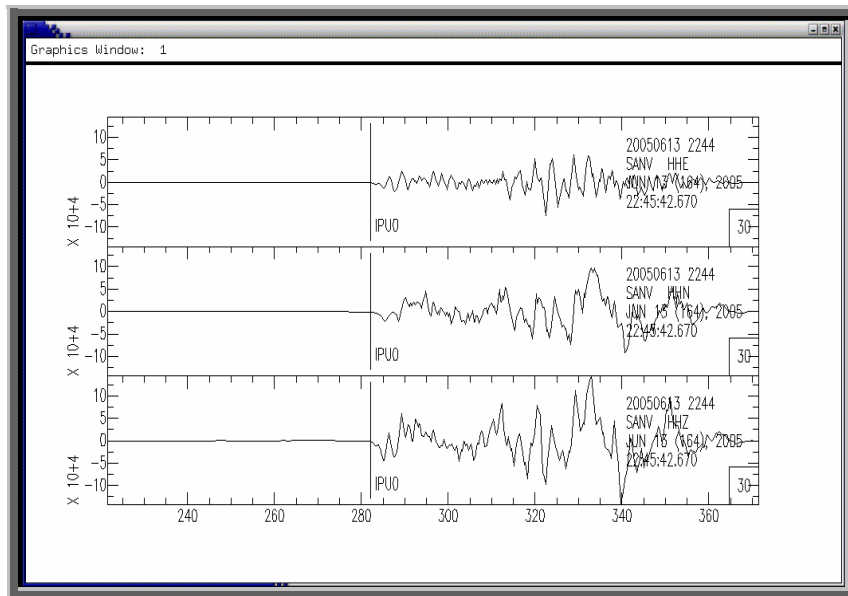


Figura 5.7. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación SANV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

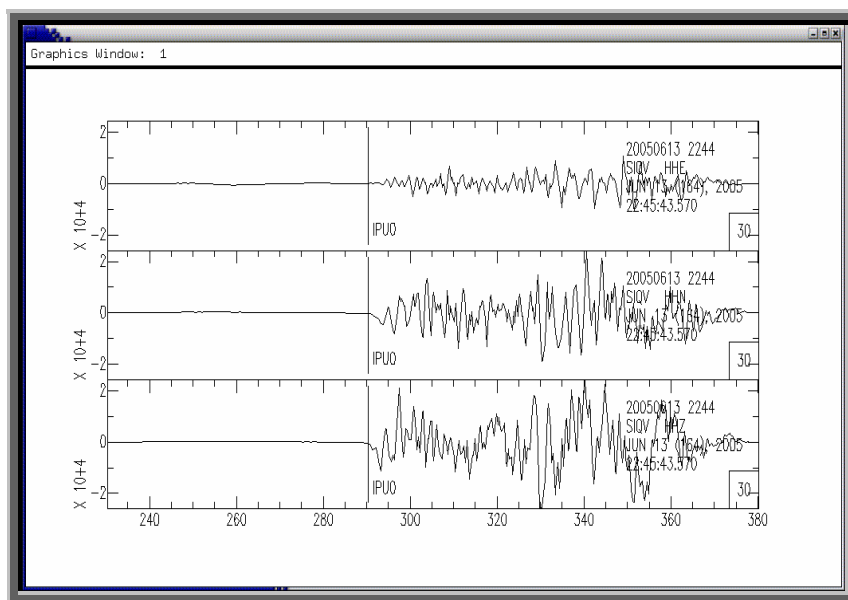


Figura 5.8. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación SIQV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas PWO. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

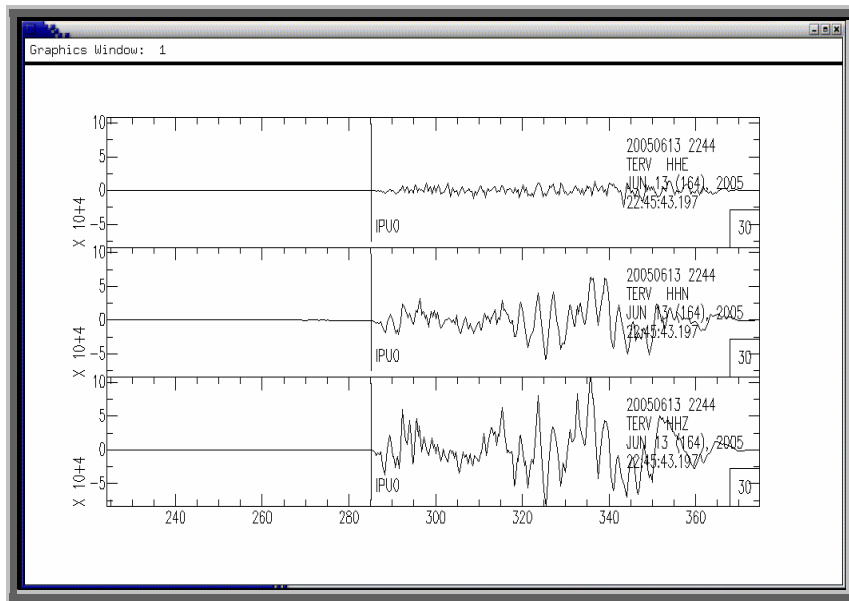


Figura 5.9. Registro del evento ocurrido el 13 de junio de 2005, grabado por la estación TERV. El sismograma superior corresponde a la componente E, el sismograma medio corresponde a la componente N y el sismograma inferior corresponde a la componente Z. La llegada de la onda P se indica con las siglas POU. La escala vertical indica los valores de amplitud, y la escala horizontal el tiempo en segundos.

5.2 Selección de los valores del parámetro *water-level* y el filtro gaussiano

Las figuras a continuación (figuras 5.10-5.28) muestran las funciones receptoras verticales, radiales y tangenciales (obtenidas con una rotación a coordenadas ZRT), en diferentes ensayos realizados para los valores de *water-level* y filtro gaussiano; mostrando como ejemplo a la estación IMOV:

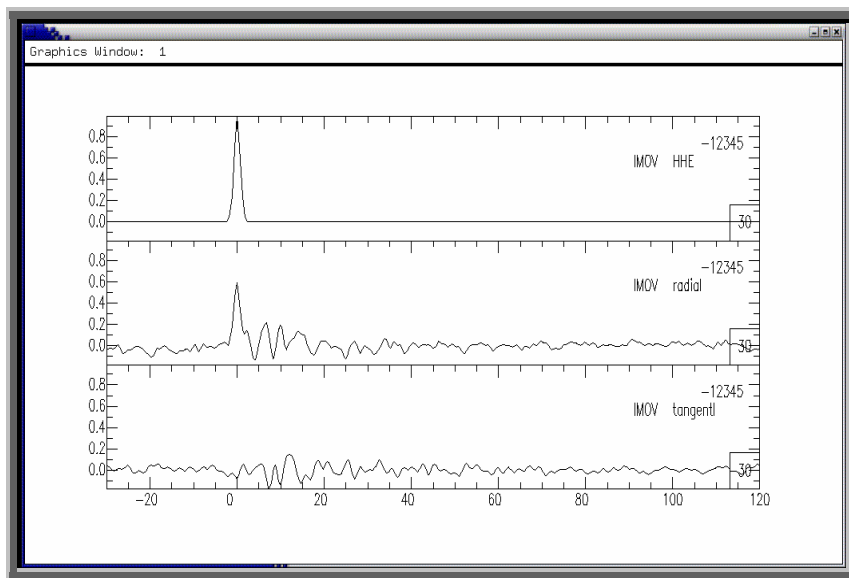


Figura 5.10. Función receptora obtenida utilizando valores de *water-level* = 0.0001 y un filtro gaussiano = 1 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

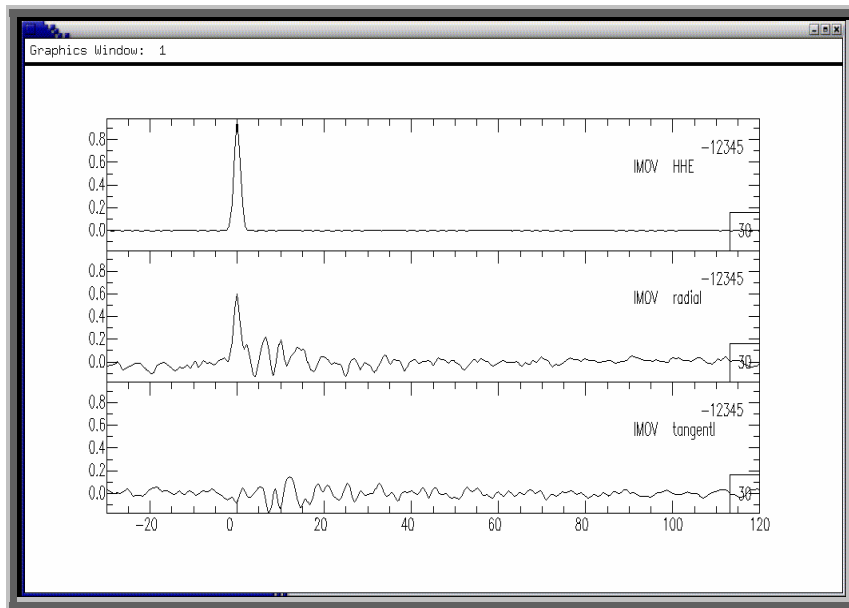


Figura 5.11. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.001$ y un filtro gaussiano = 1 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

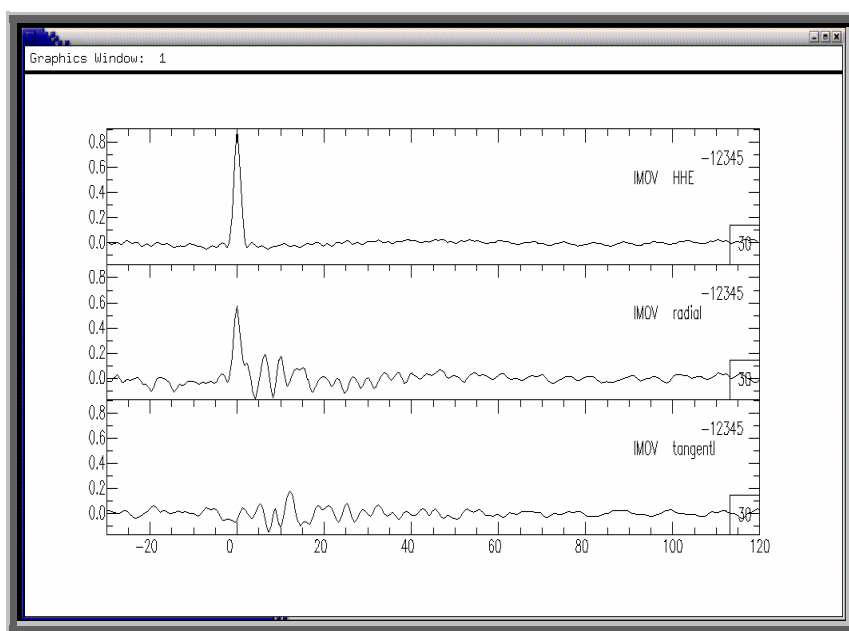


Figura 5.12. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.01$ y un filtro gaussiano = 1 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

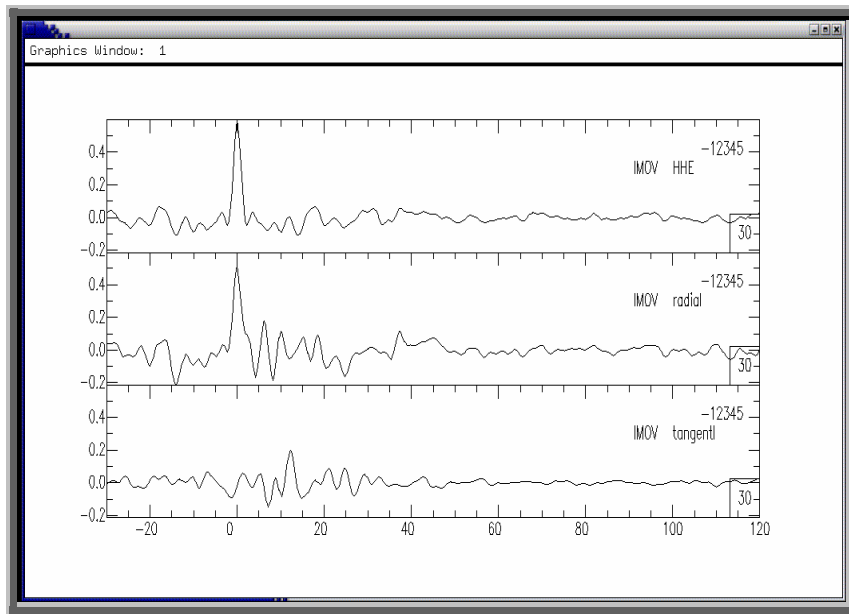


Figura 5.13. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.1$ y un filtro gaussiano = 1 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

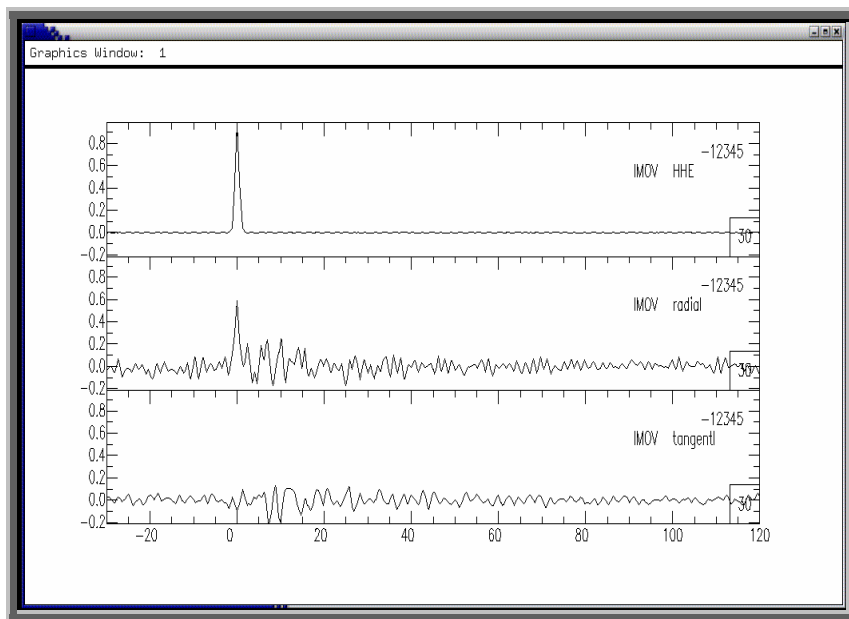


Figura 5.14. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.0001$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

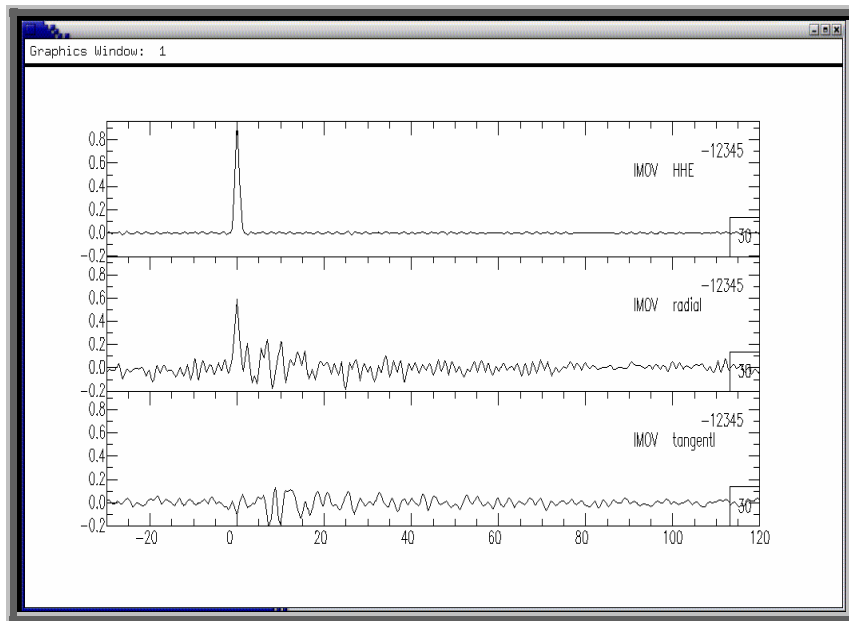


Figura 5.15. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.001$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

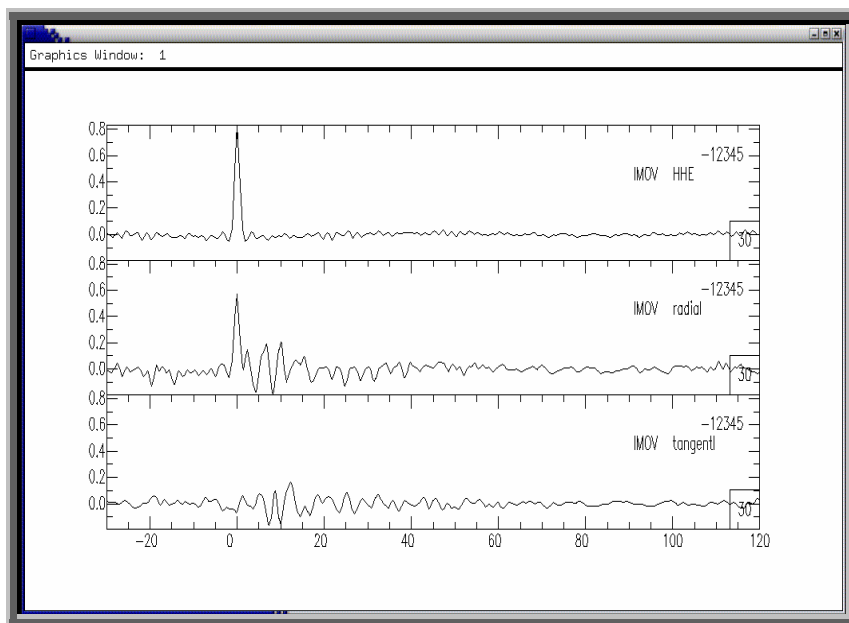


Figura 5.16. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.01$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

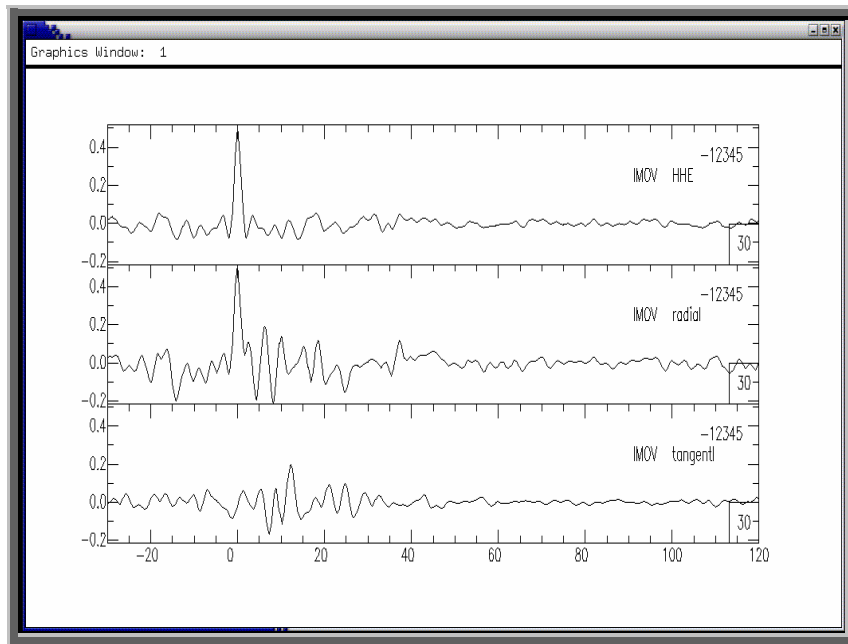


Figura 5.17. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.1$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

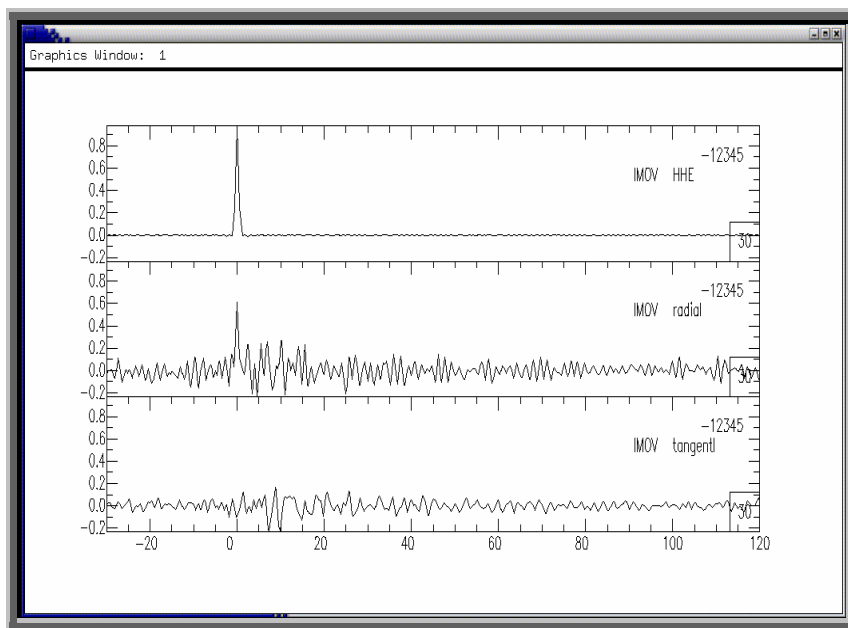


Figura 5.18. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.0001$ y un filtro gaussiano = 2 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

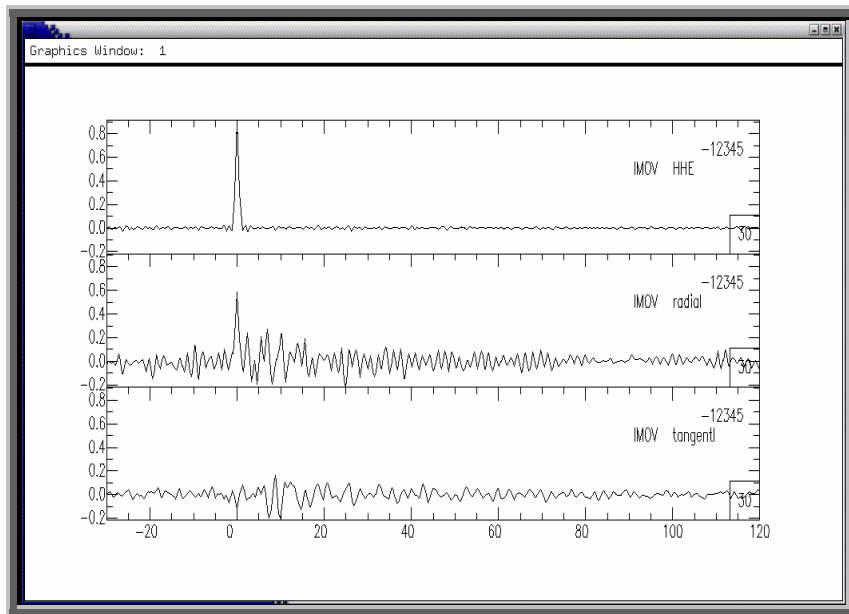


Figura 5.20. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.001$ y un filtro gaussiano = 2 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

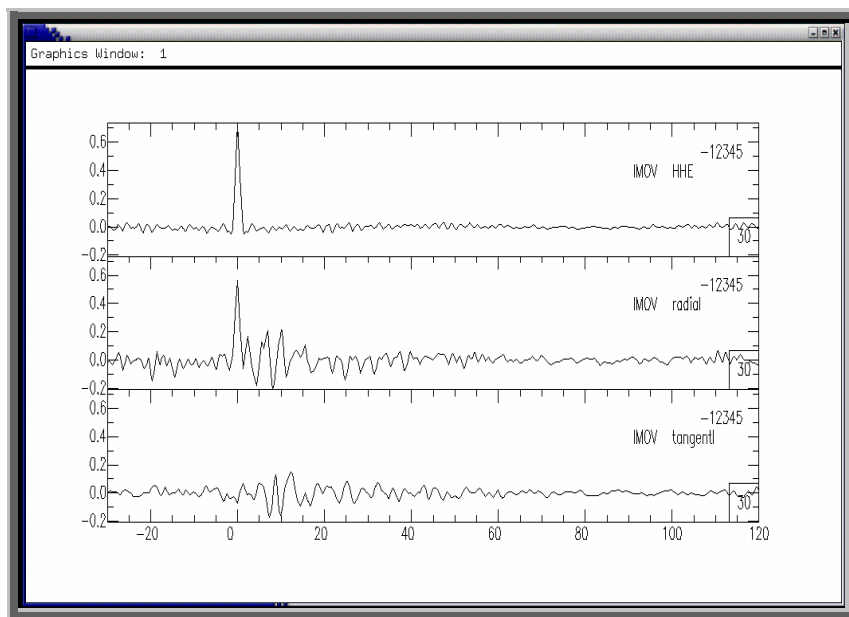


Figura 5.21. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.01$ y un filtro gaussiano = 2 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

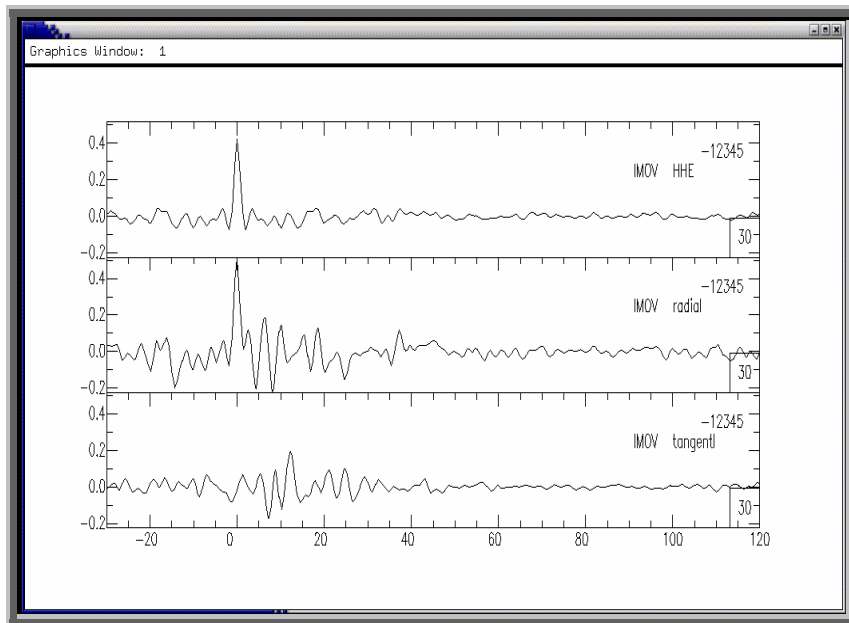


Figura 5.22. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.1$ y un filtro gaussiano = 2 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

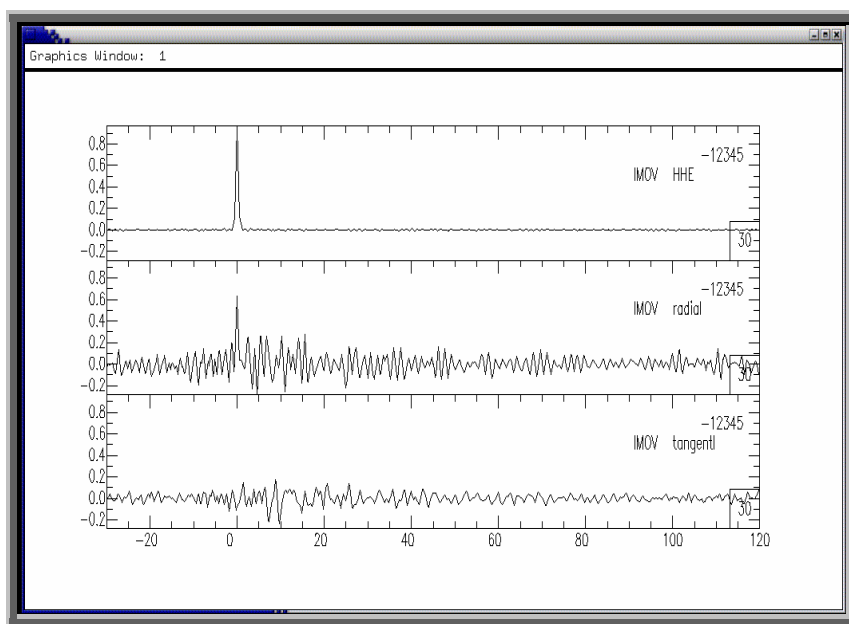


Figura 5.23. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.0001$ y un filtro gaussiano = 2.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

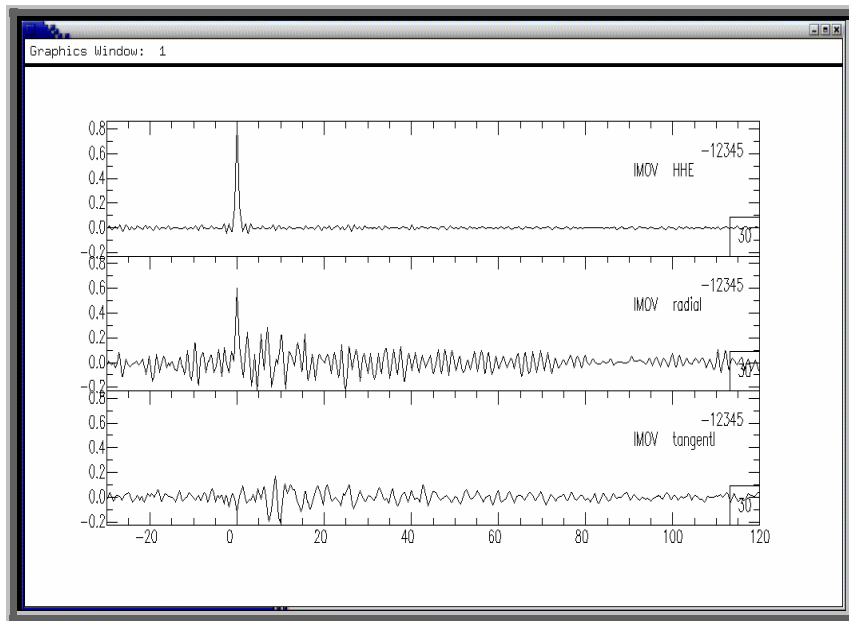


Figura 5.24. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.001$ y un filtro gaussiano = 2.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

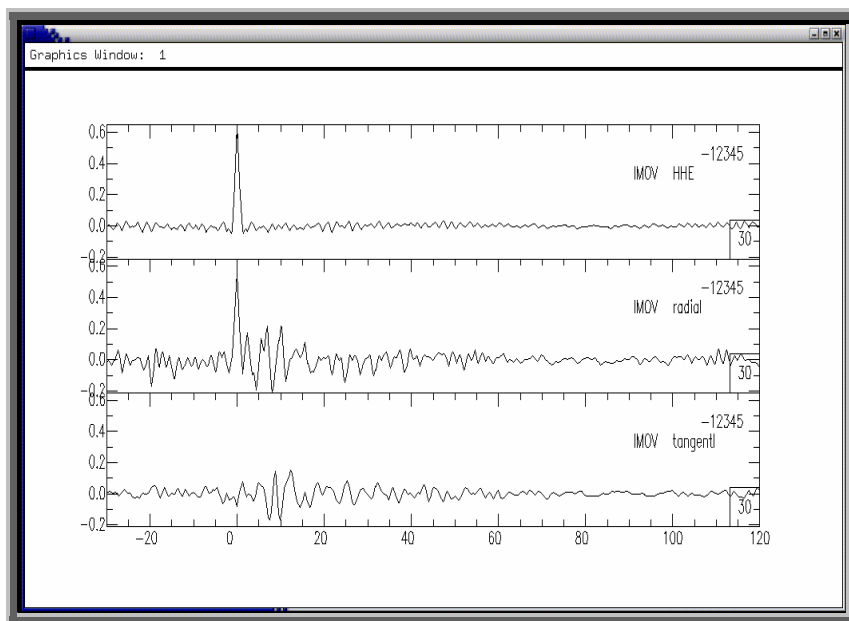


Figura 5.25. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.01$ y un filtro gaussiano = 2.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

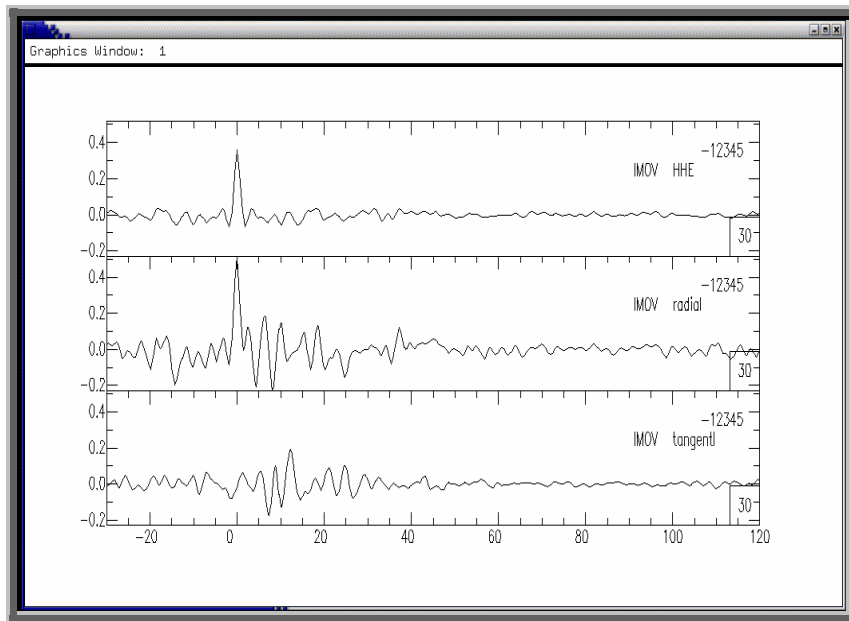


Figura 5.26. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.1$ y un filtro gaussiano = 2.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

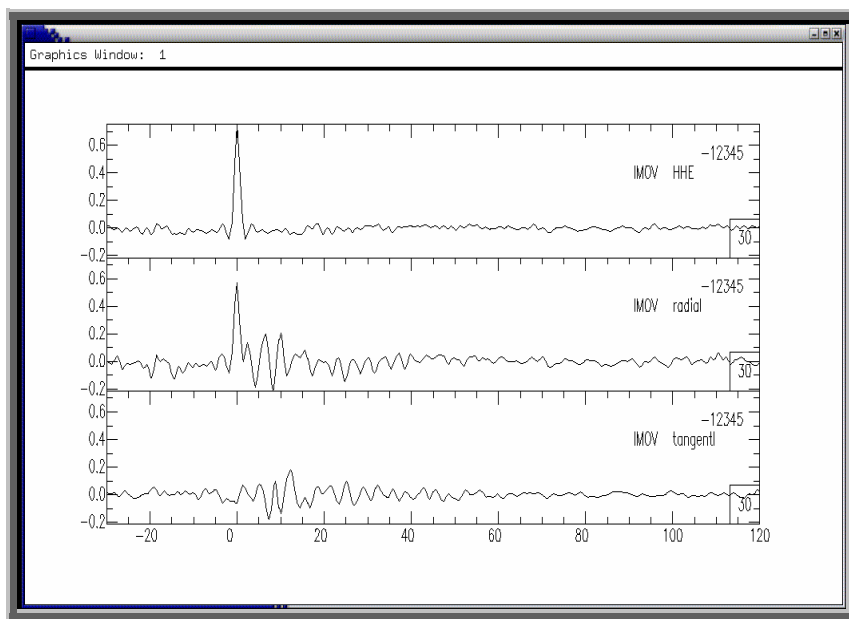


Figura 5.27. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.02$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

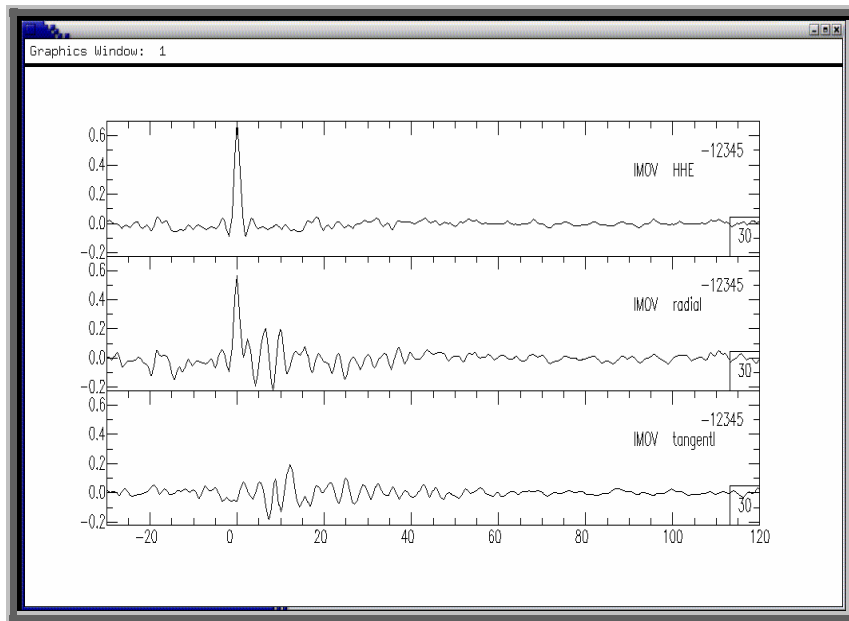
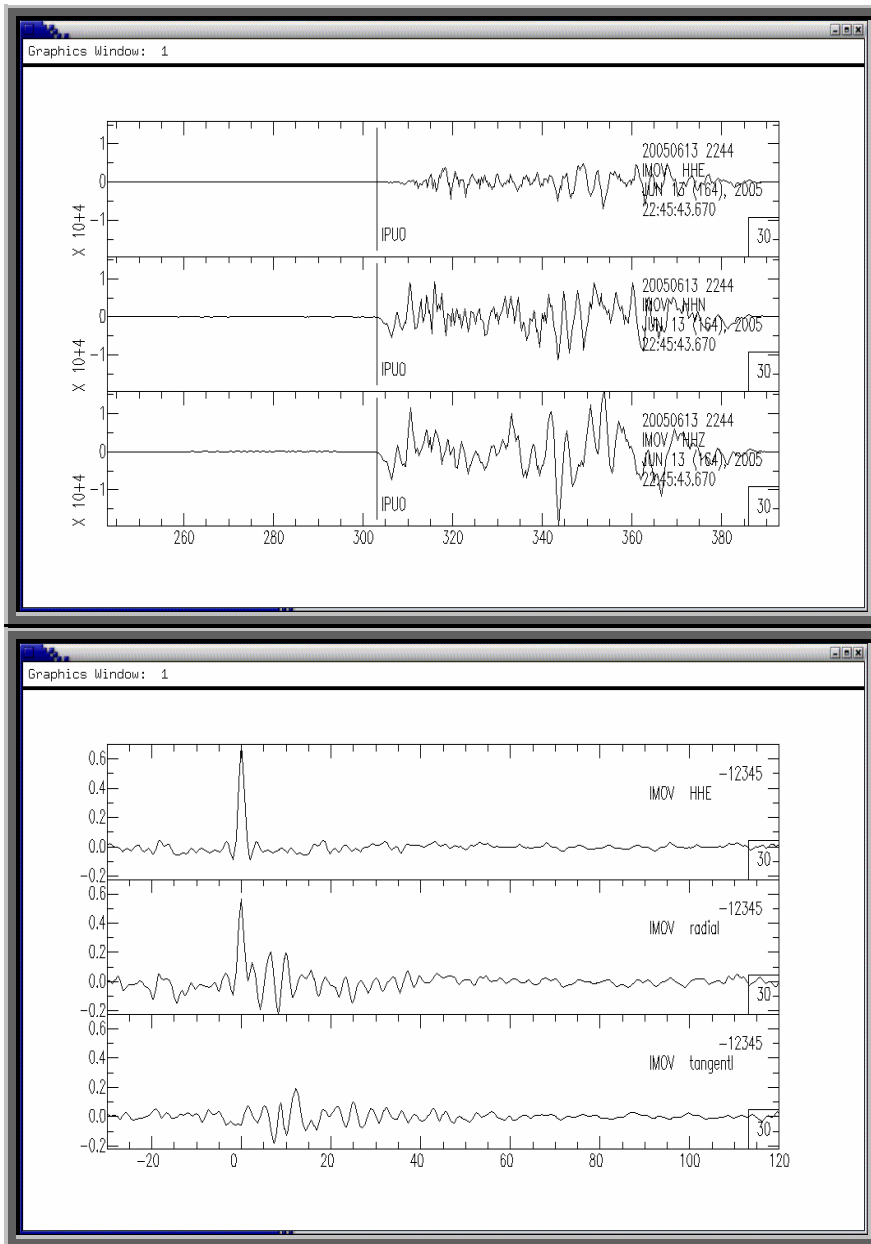


Figura 5.28. Función receptora obtenida utilizando valores de $water-level = 0.03$ y un filtro gaussiano = 1.5 Hz. La escala vertical corresponde a la amplitud y la escala horizontal al tiempo en segundos.

Evaluando cada uno de los resultados en todas las estaciones, a partir de ensayo y error, se escogieron los valores que arrojaron niveles aceptables de la relación señal/ruido (removiendo las altas frecuencias (sin perder parte de la información en la señal) y tomando en cuenta la naturaleza de la componente vertical (un delta Dirac; ecuación 3.3 - Capítulo 3). Finalmente se seleccionó un $water-level$ de 0.03 y un filtro gaussiano de 1.5 Hz (figura N° 5.28).

A continuación (figura N° 5.29) se muestran los sismogramas sistéticos de un evento en sus tres componentes (E, N y Z) y sus funciones receptoras (Z, R y T). Nótese la función receptora vertical representada por un solo pulso, conteniendo únicamente la energía de la onda P; la función receptora radial, conteniendo la energía de las ondas Ps y SV; y la función receptora tangencial con la energía de la onda SH.



→ Componente Este

→ Componente Norte

→ Componente Vertical

→ Componente Vertical

→ Componente Radial

→ Componente Tangencial

Figura N° 5.29. Comparación de sismogramas E, N y Z, con sus funciones receptoras Z, R y T.

5.3 Apilamiento lineal

Una vez seleccionado el filtro gaussiano y el valor del *water-level* , se procedió a calcular las funciones receptoras utilizando la rotación para las coordenadas RTZ, y utilizando las componentes radiales, se realizó un apilamiento lineal simple para diferentes grupos de retro-azimut, permitiendo disminuir el nivel de ruido, obteniendo una función receptora más clara en donde se pueda identificar las amplitudes correspondientes a Ps y sus múltiples (PpSs y PpPs). Las siguientes gráficas (figuras 5.30-5.34) presentan el apilamiento realizado en una estación sismológica, agrupados por retro-azimut. La traza superior en cada figura muestra la función receptora resultante.

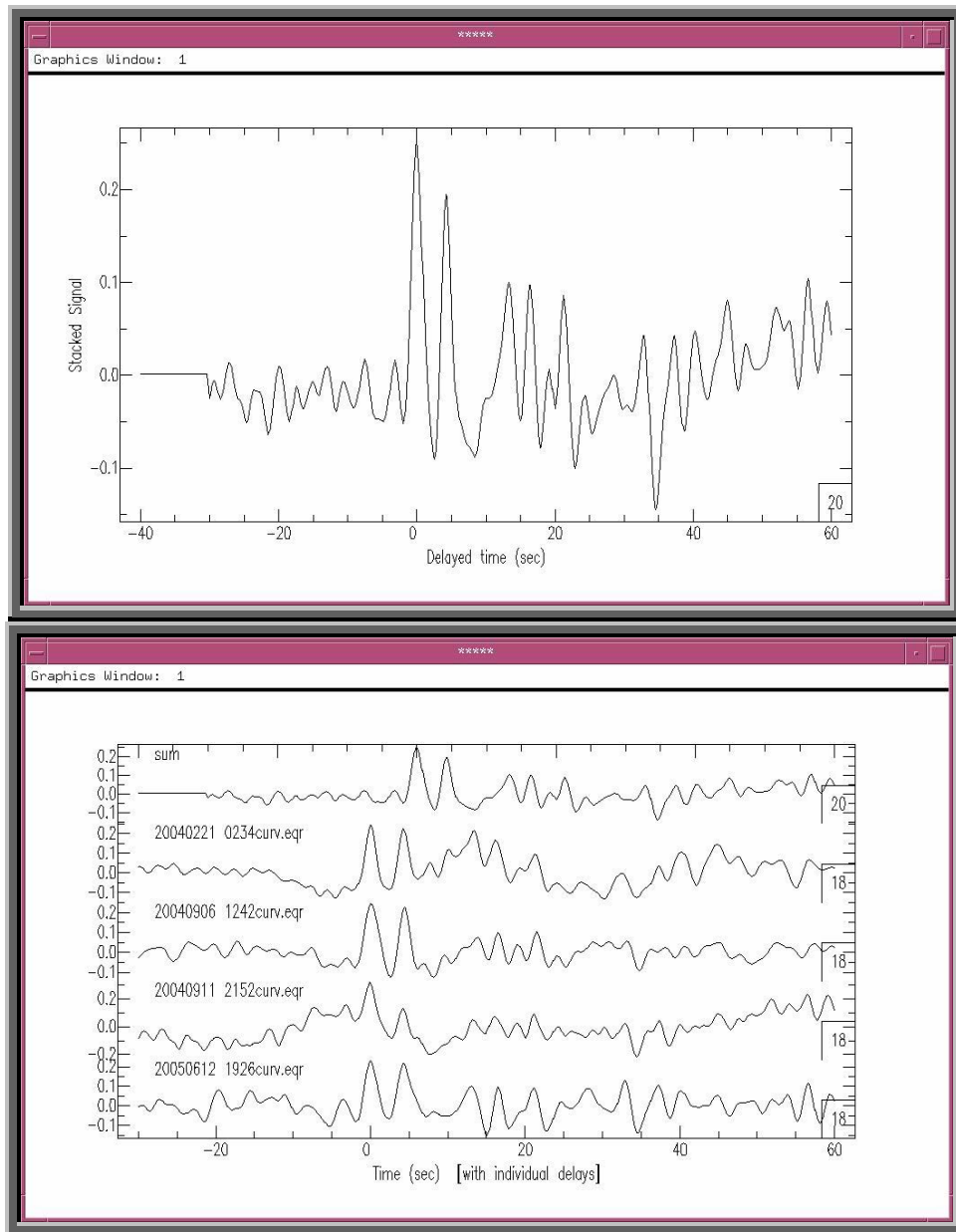


Figura 5.30. Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 154° - 157° .

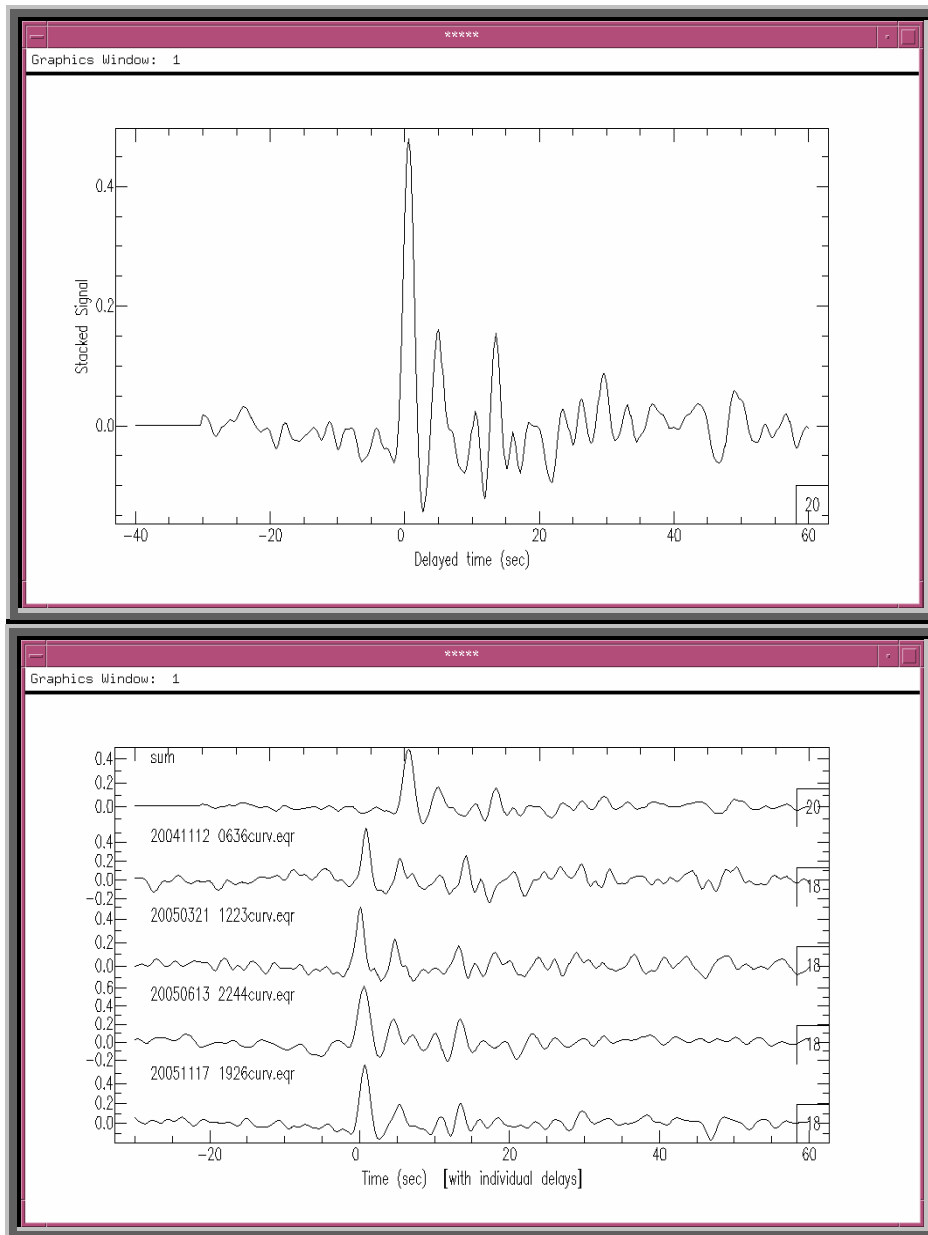


Figura 5.31. Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 169° - 178° .

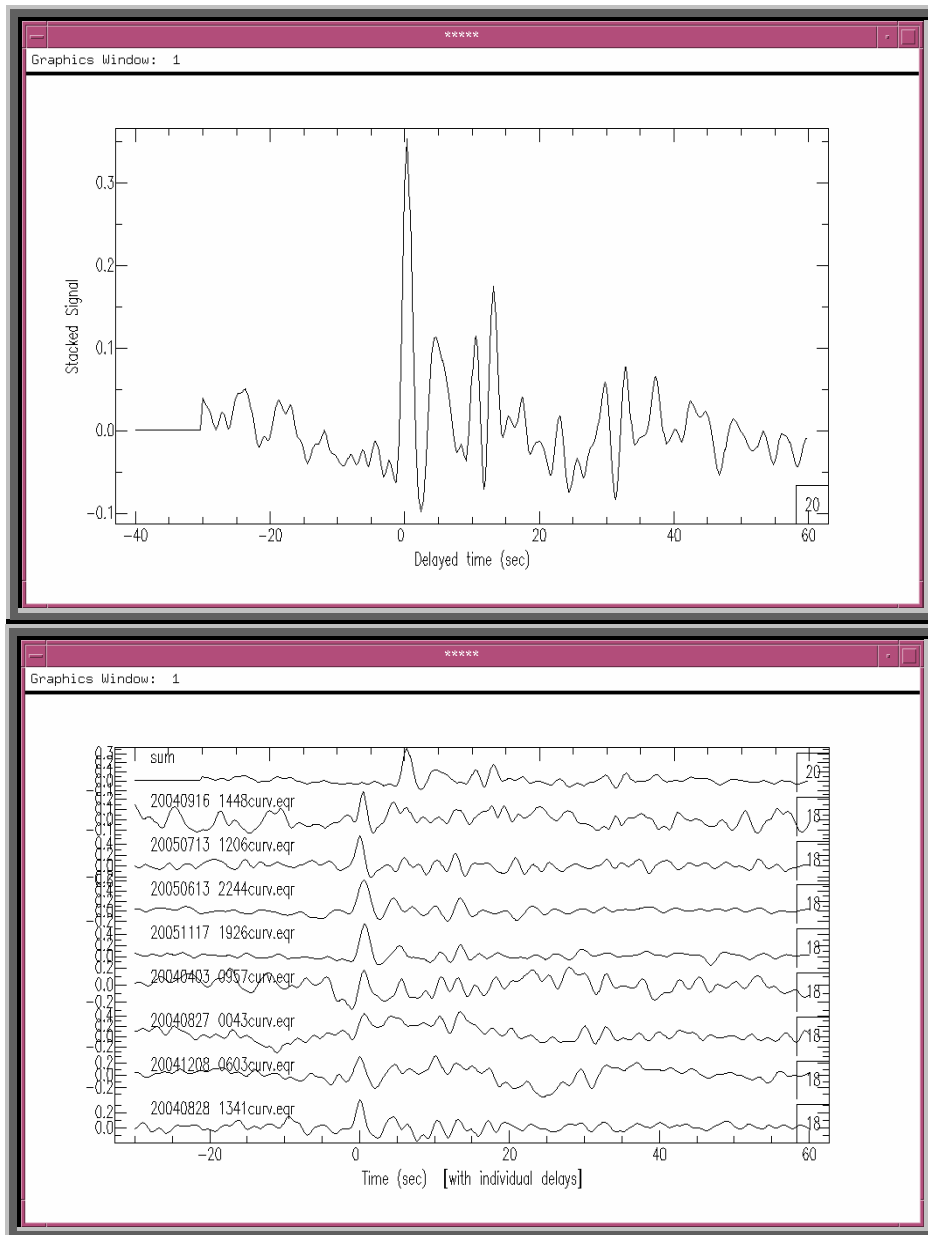


Figura 5.32. Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 178° - 185° .

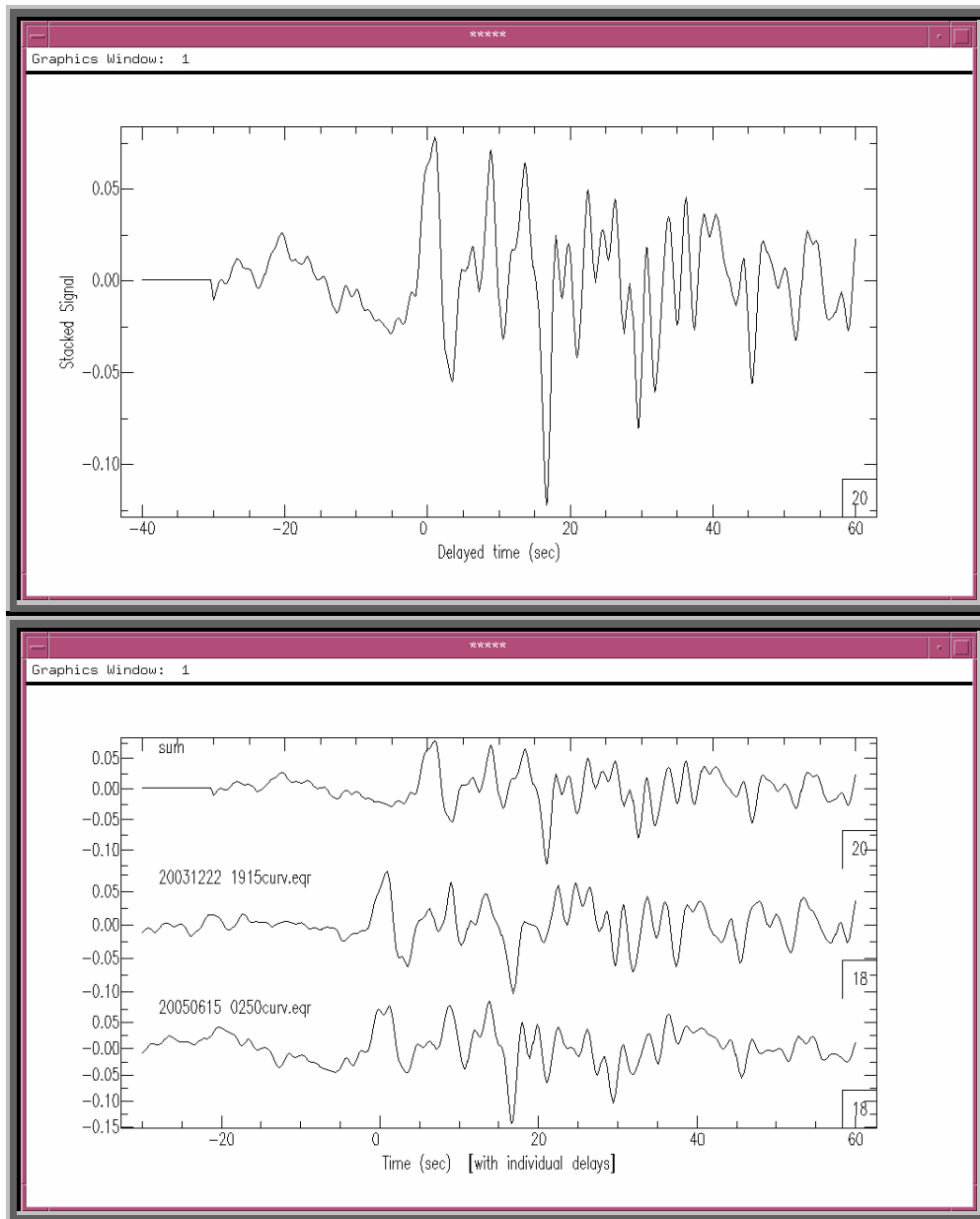


Figura 5.33. Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 300° - 312° .

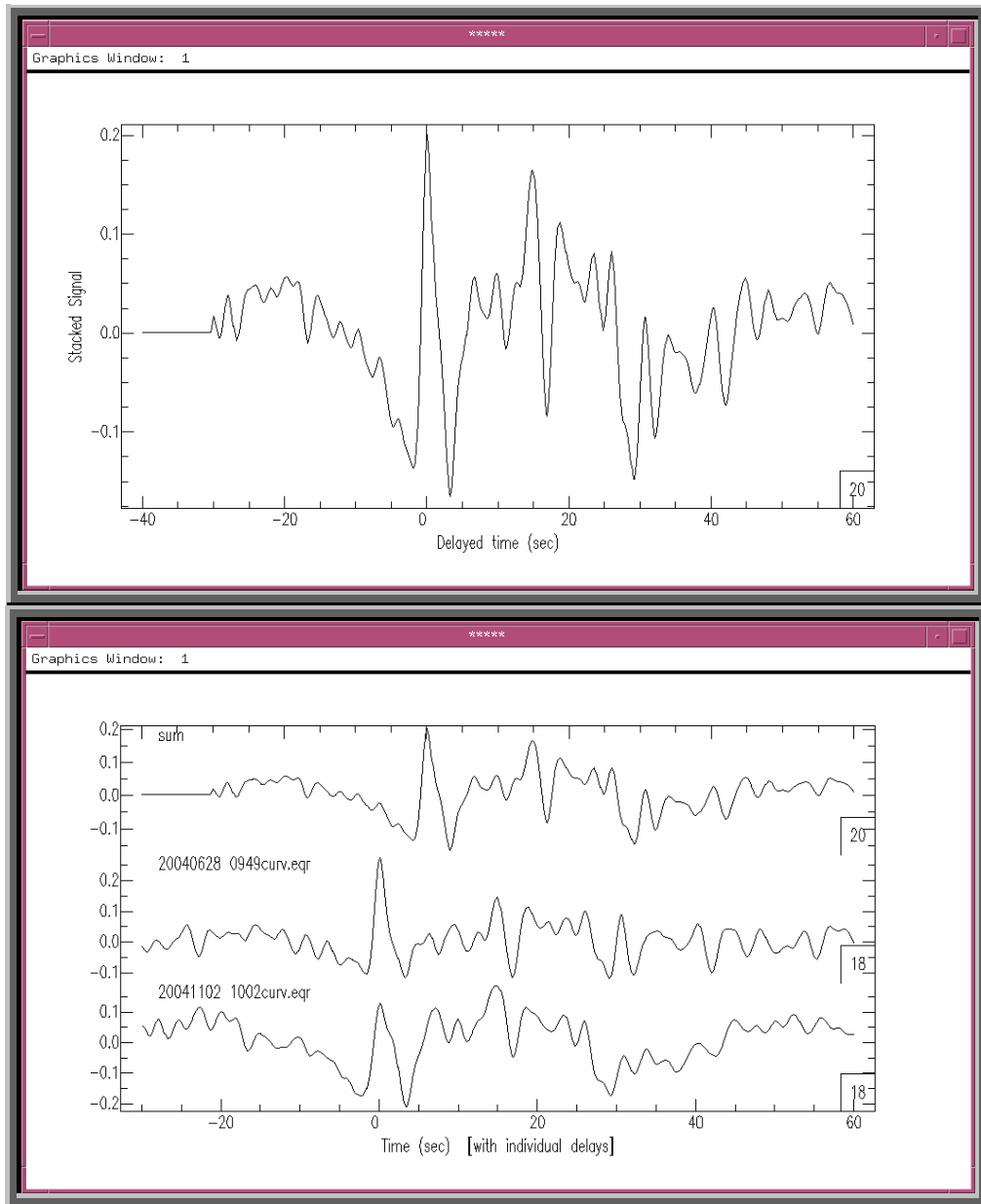


Figura 5.34. Estación CURV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 320° - 327° .

5.4 Rotación de ejes y obtención de funciones receptoras

A partir de esta sección, los datos son procesados utilizando los programas realizados por el Dr. Niu. A continuación (figuras 5.35-5.52) se pueden observar las funciones receptoras para un sistema de coordenadas RTZ, graficadas por retro-azimut y por distancias epicentrales. Posteriormente serán nuevamente rotadas a las coordenadas LQT para realizar el apilamiento en dominio de profundidad (explicado en la próxima sección 5.5). Cada forma de onda muestra la amplitud en función del tiempo (seg):

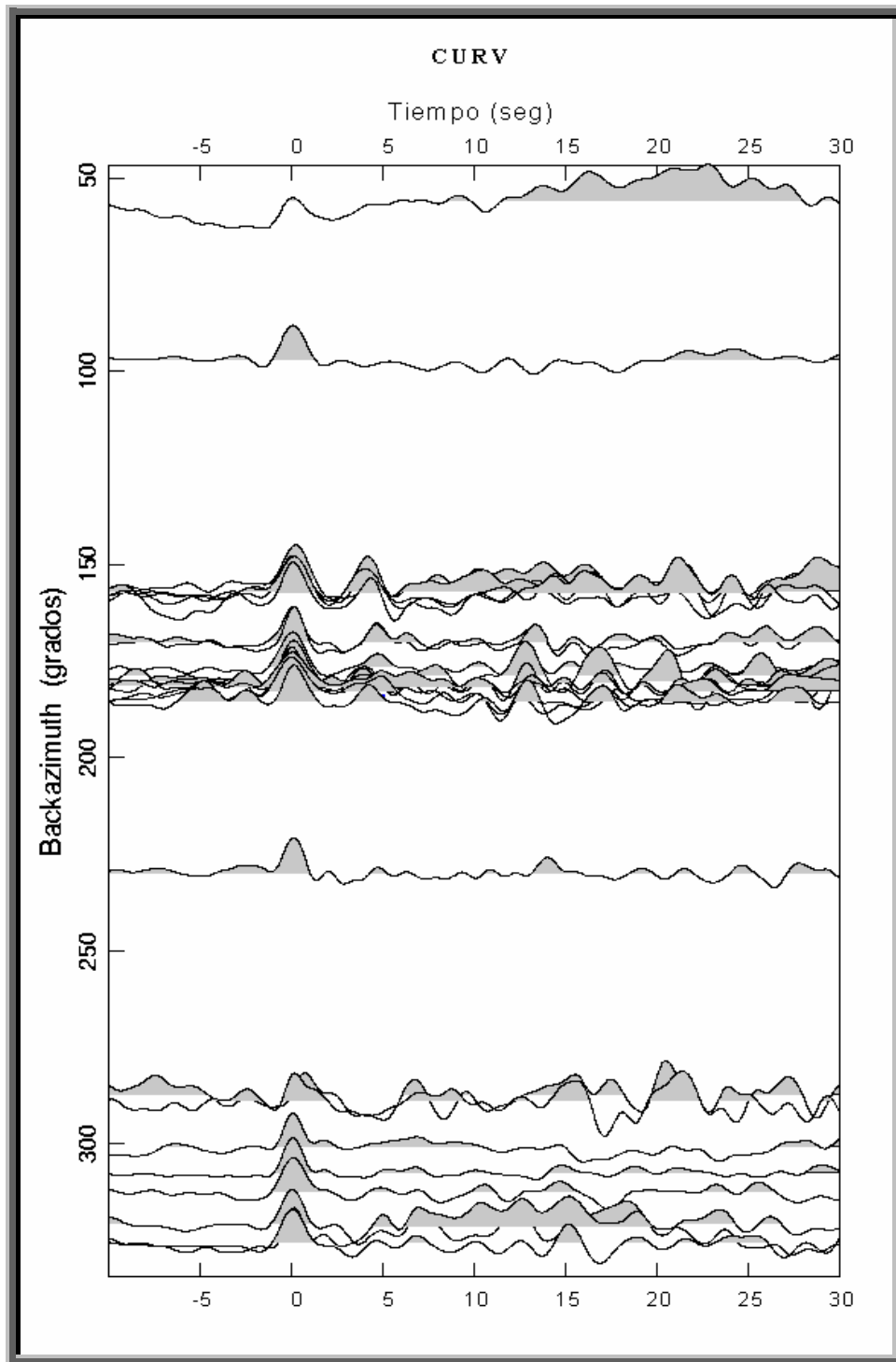


Figura 5.35. Funciones receptoras de la estación CURV, graficadas por retro-azimut.

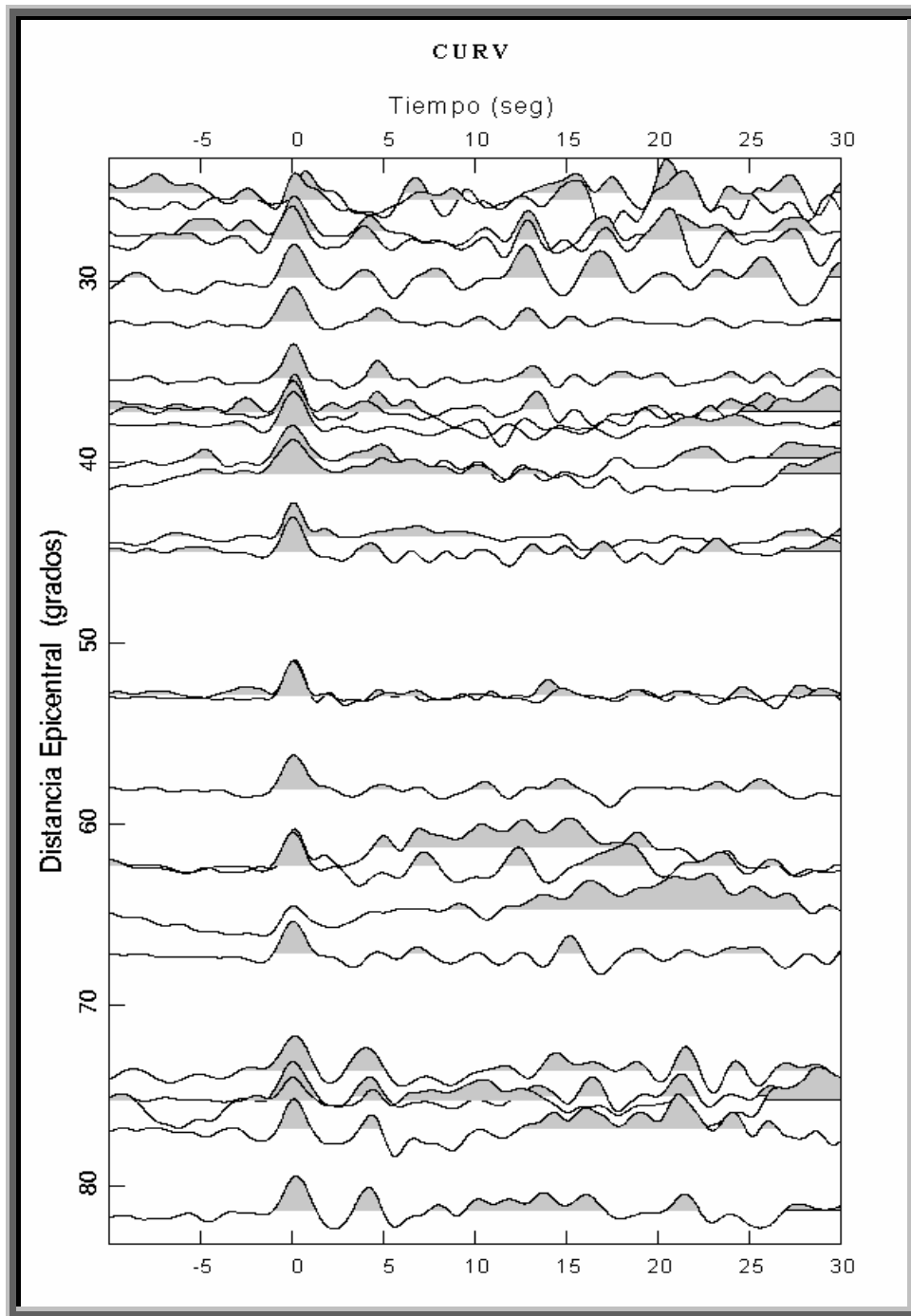


Figura 5.36. Funciones receptoras de la estación CURV, graficadas por distancia epicentral.

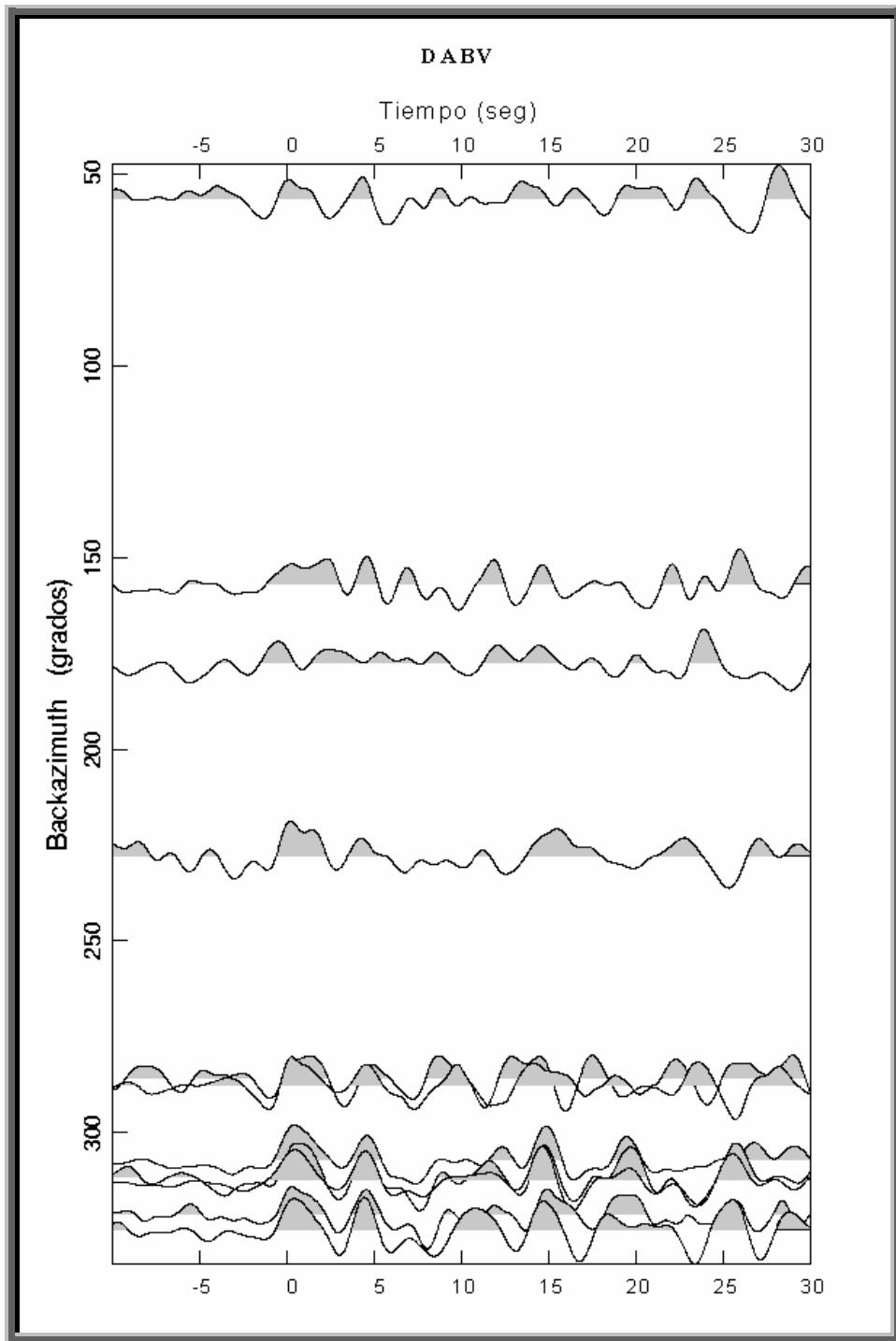


Figura 5.37. Funciones receptoras de la estación DABV, graficadas por retro-azimut.

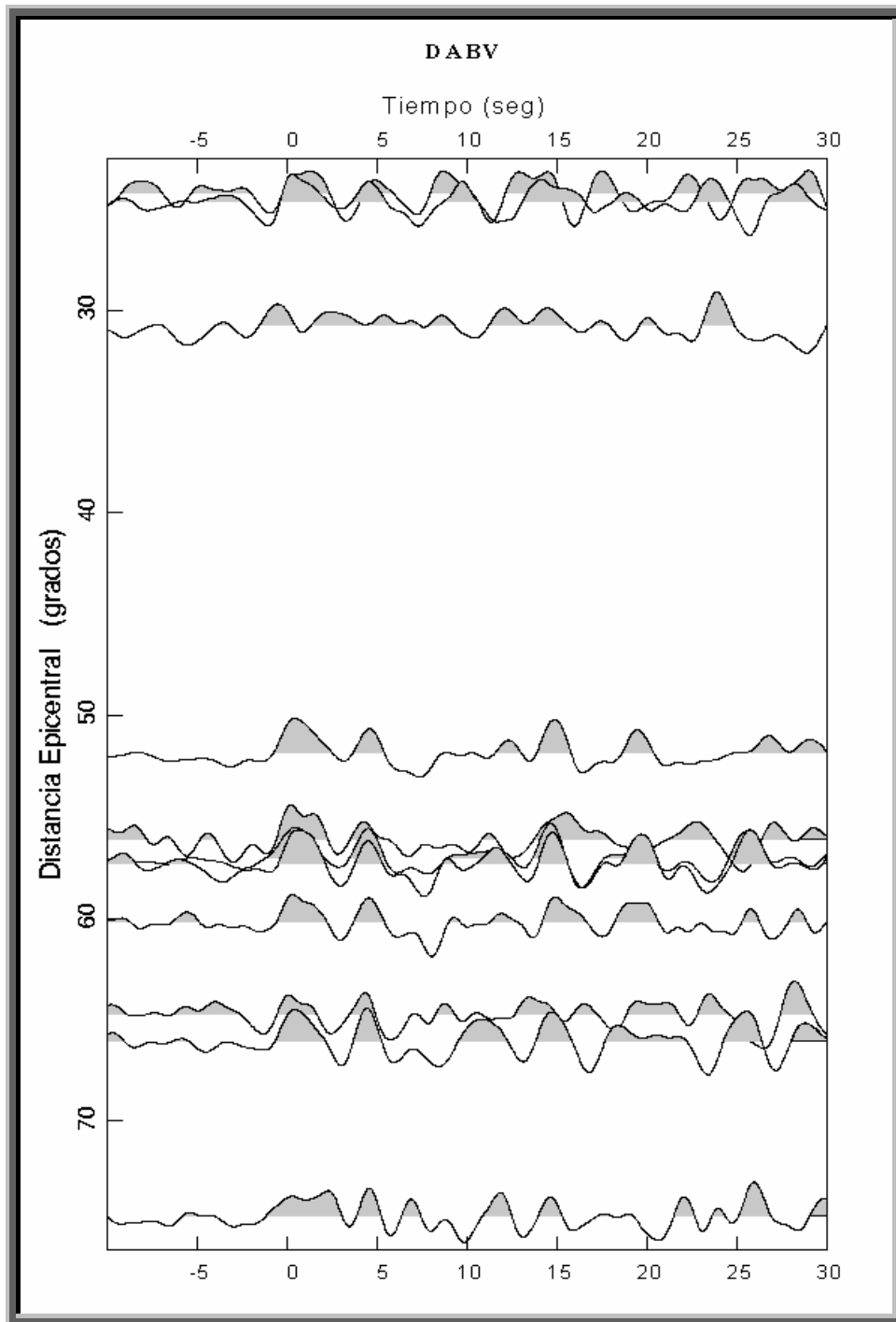


Figura 5.38. Funciones receptoras de la estación DABV, graficadas por distancia epicentral.

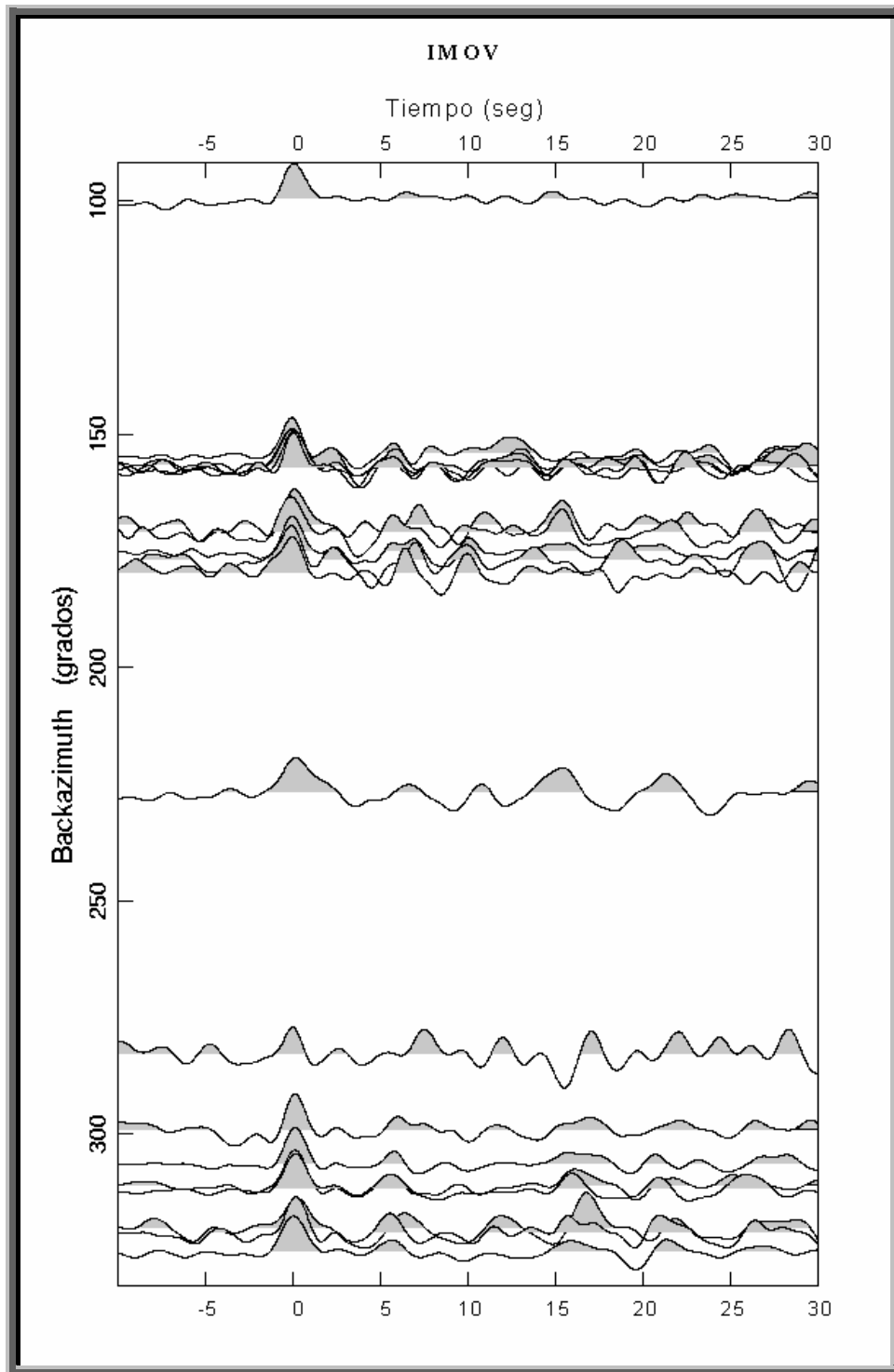


Figura 5.39. Funciones receptoras de la estación IMOV, graficadas por retro-azimut.

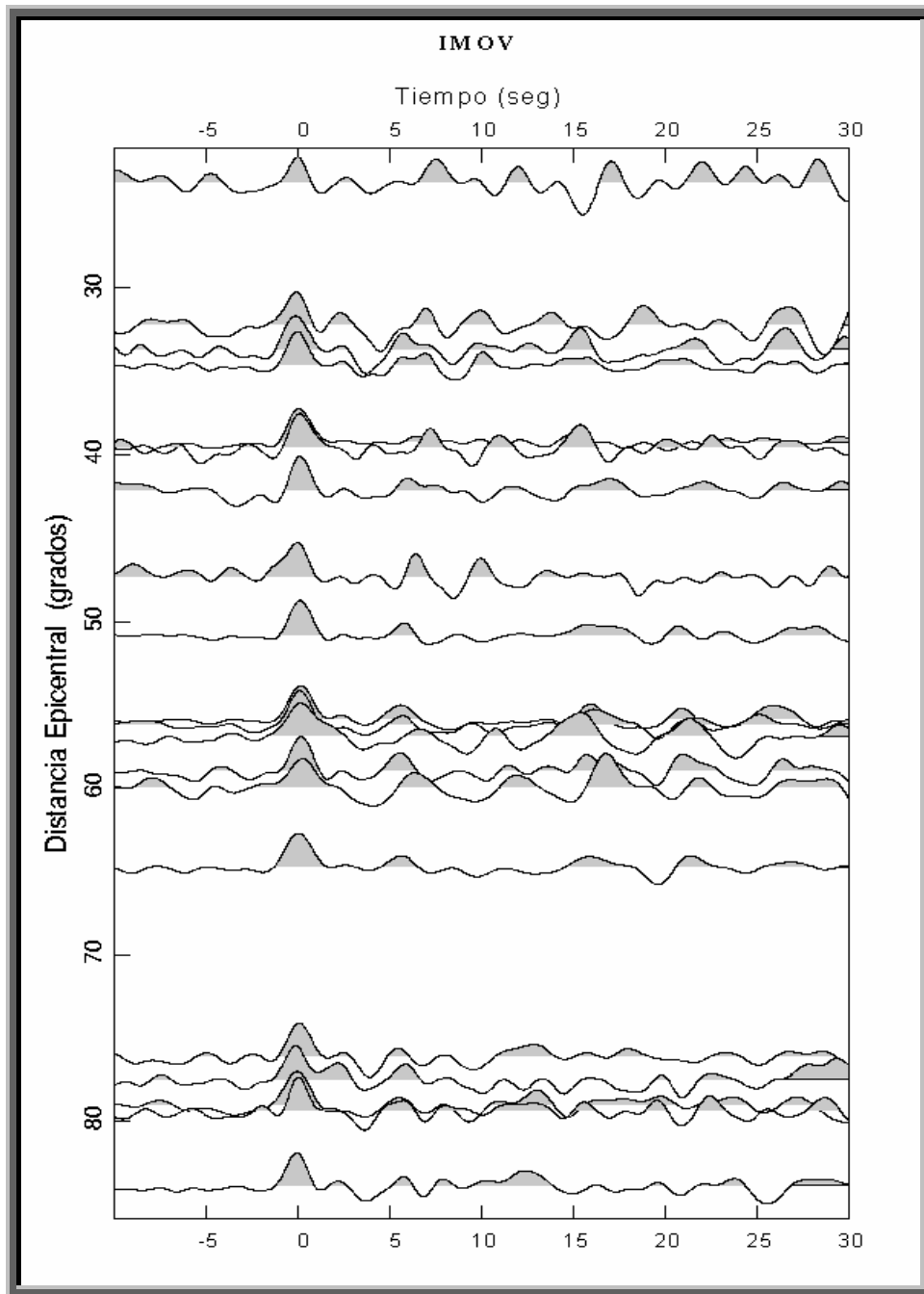


Figura 5.40. Funciones receptoras de la estación IMOV, graficadas por distancia epicentral.

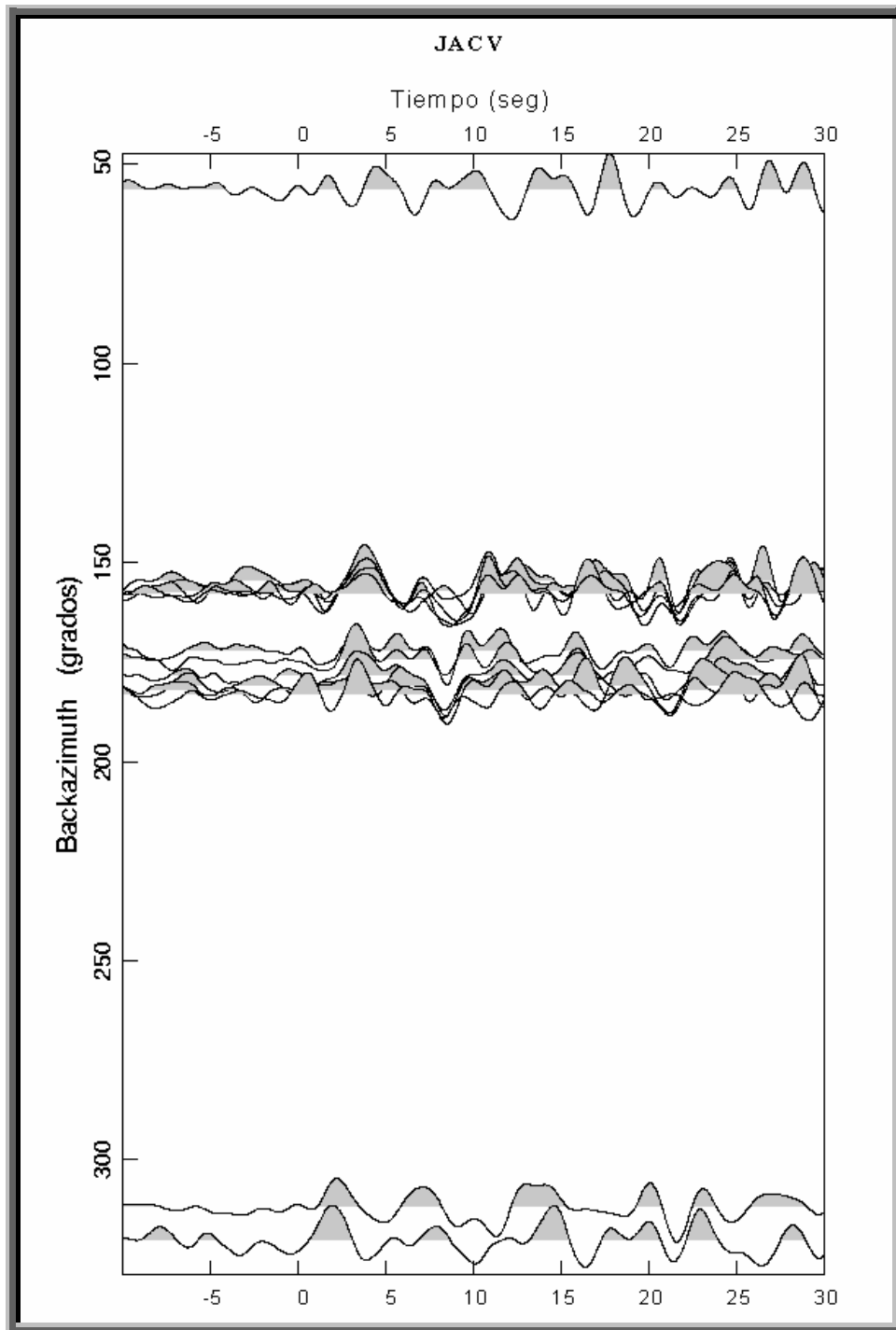


Figura 5.41. Funciones receptoras de la estación JACV, graficadas por retro-azimut.

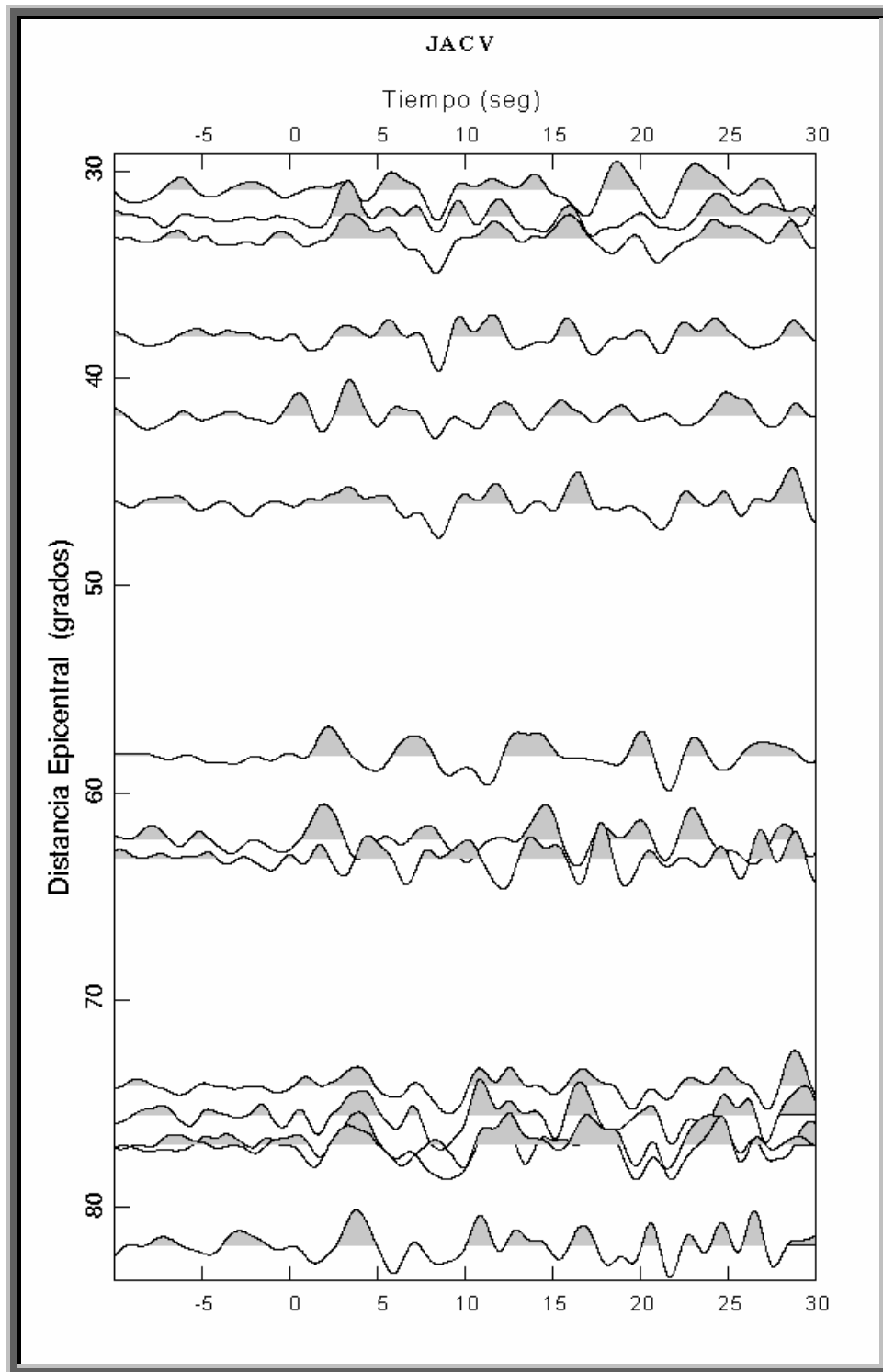


Figura 5.42. Funciones receptoras de la estación JACV, graficadas por distancia epicentral.

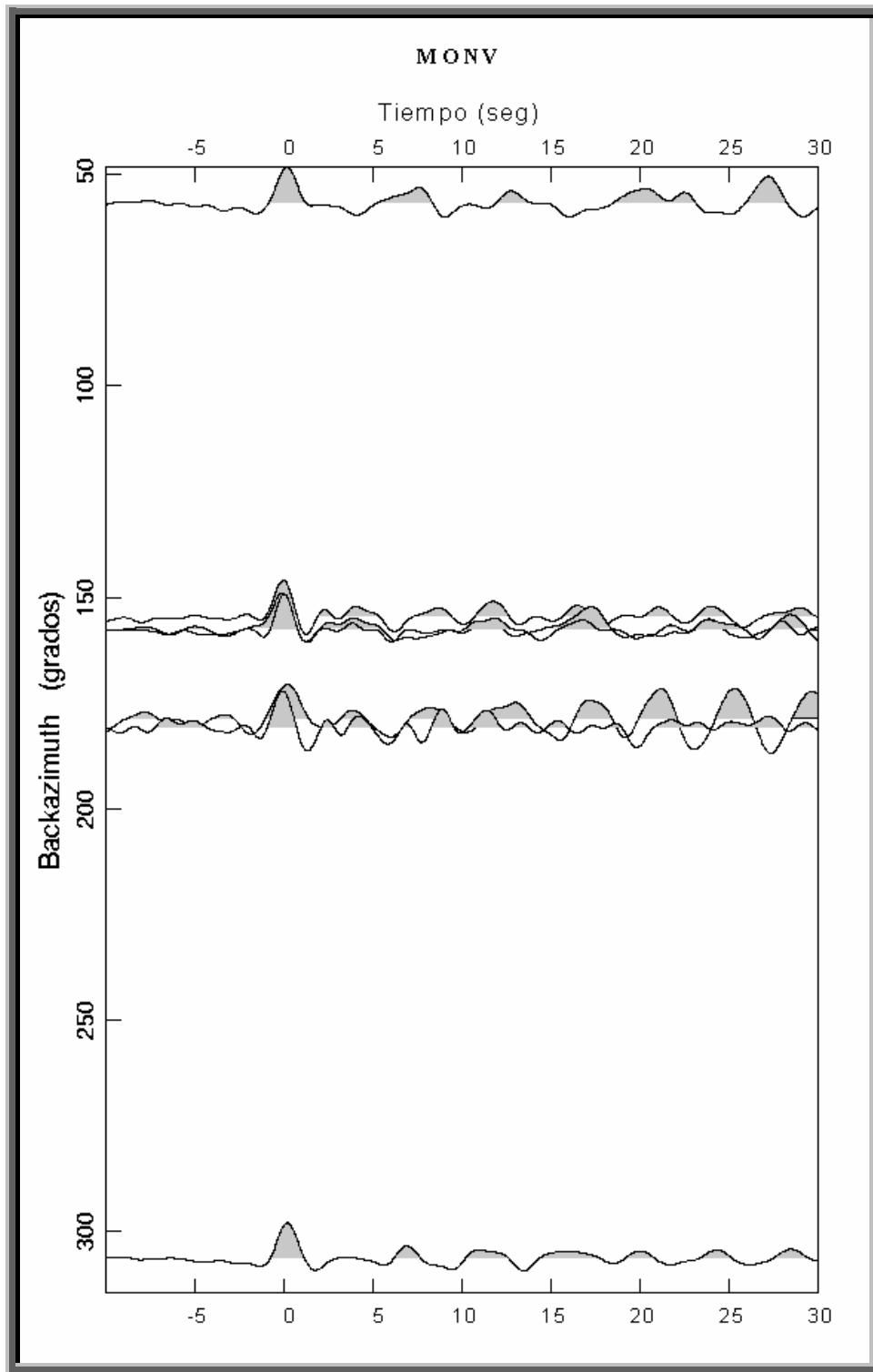


Figura 5.43. Funciones receptoras de la estación MONV, graficadas por retro-azimut.

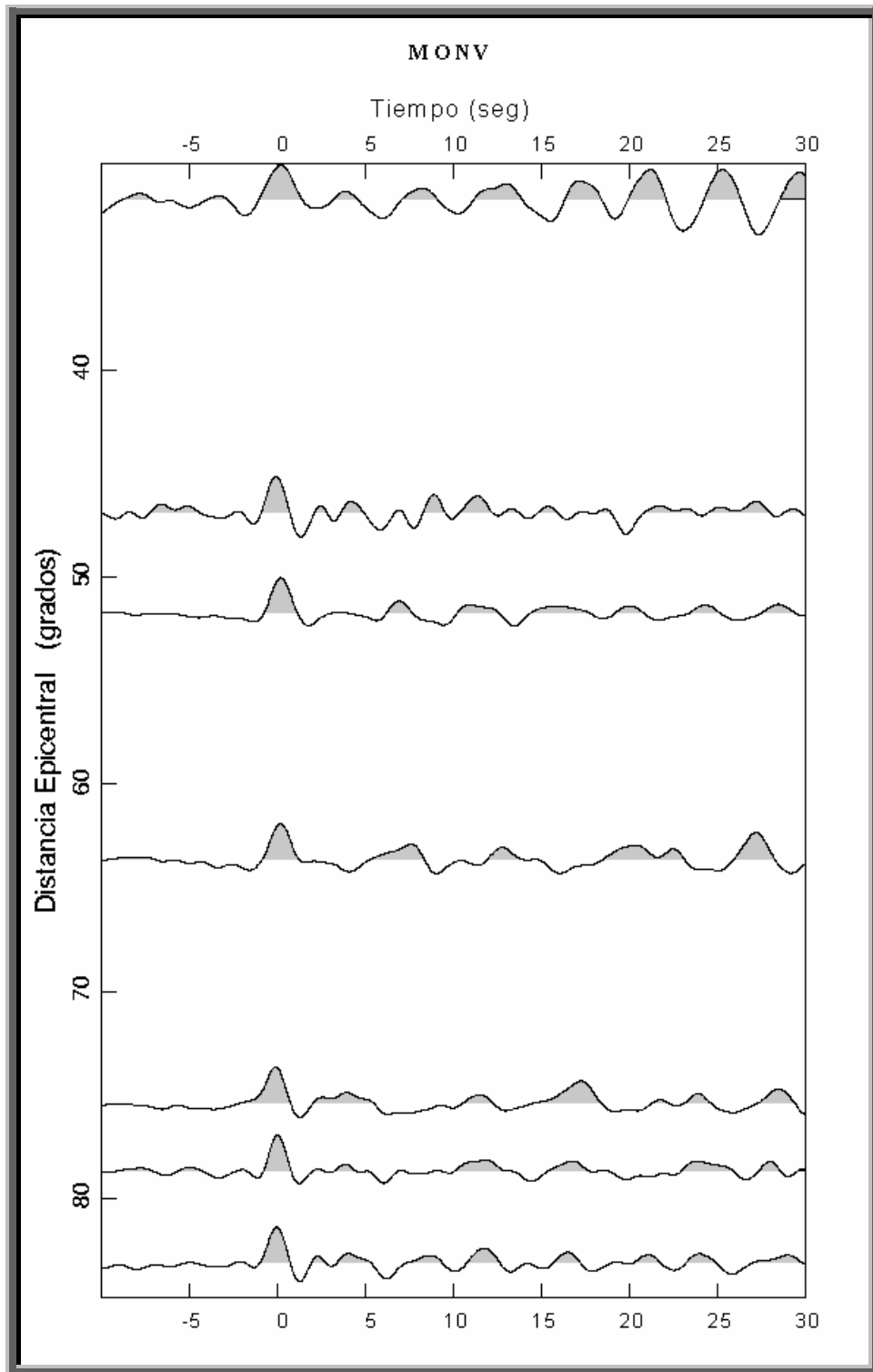


Figura 5.44. Funciones receptoras de la estación MONV, graficadas por distancia epicentral.

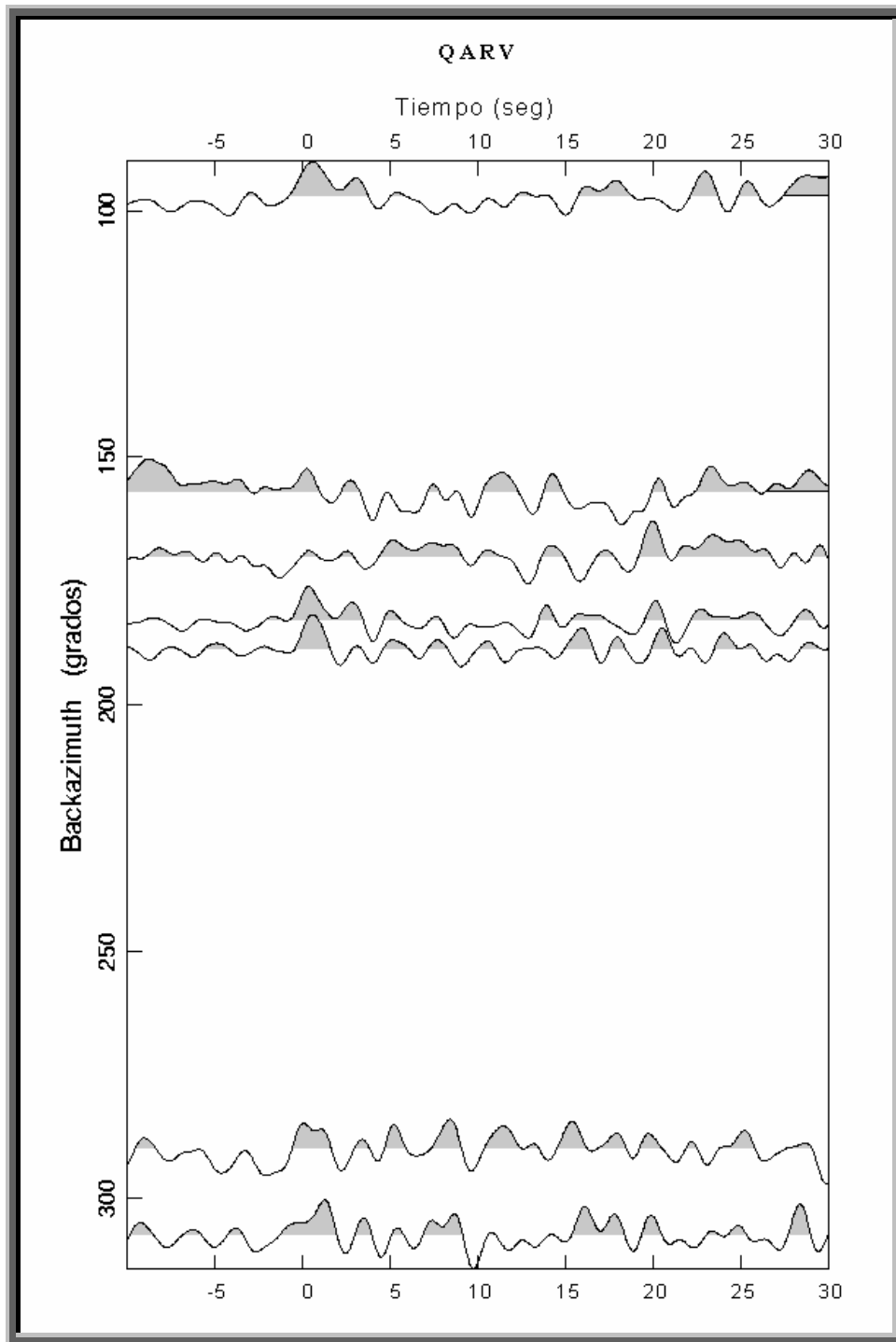


Figura 5.45. Funciones receptoras de la estación QARV, graficadas por retro-azimut.

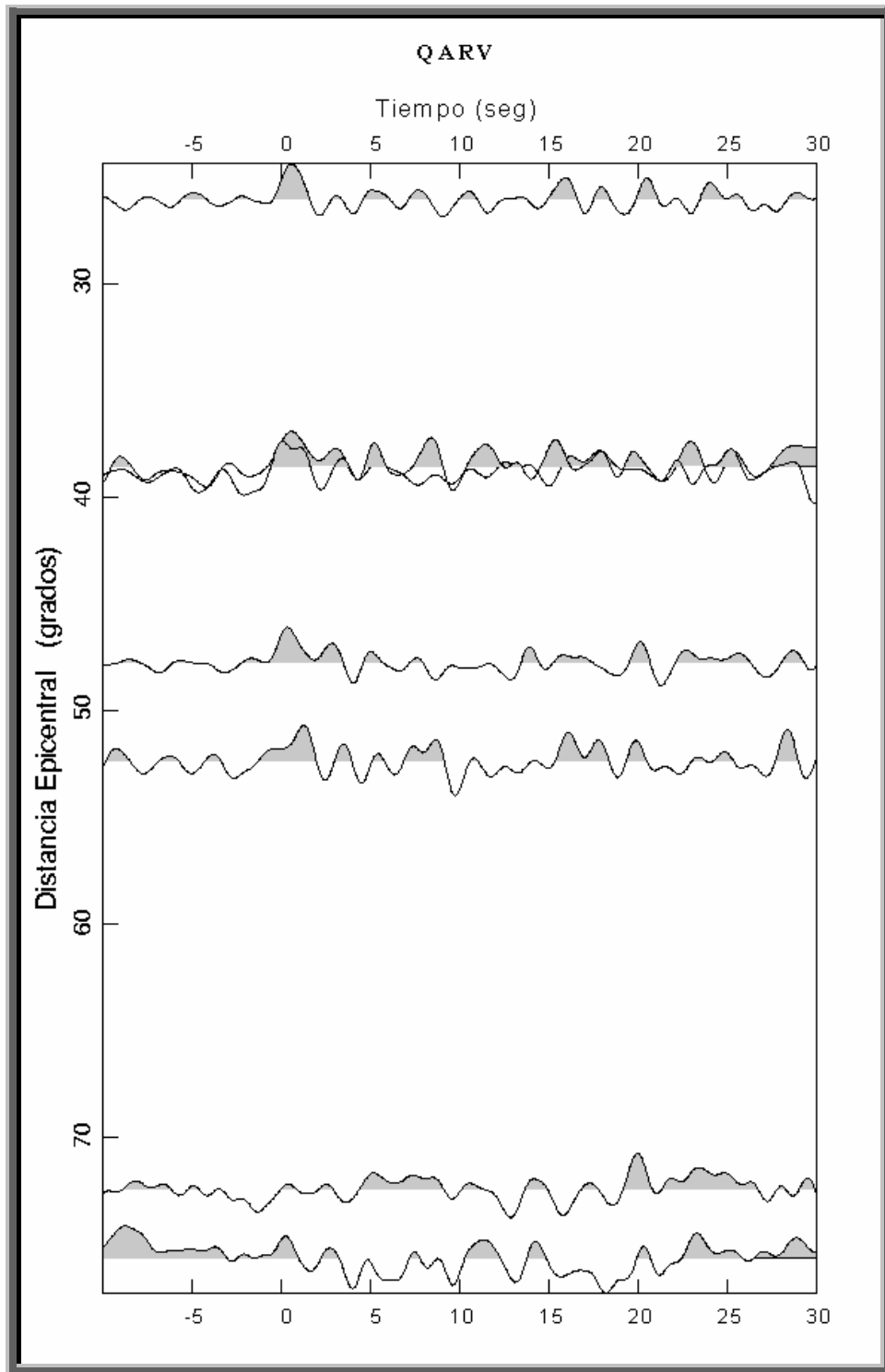


Figura 5.46. Funciones receptoras de la estación QARV, graficadas por distancia epicentral.

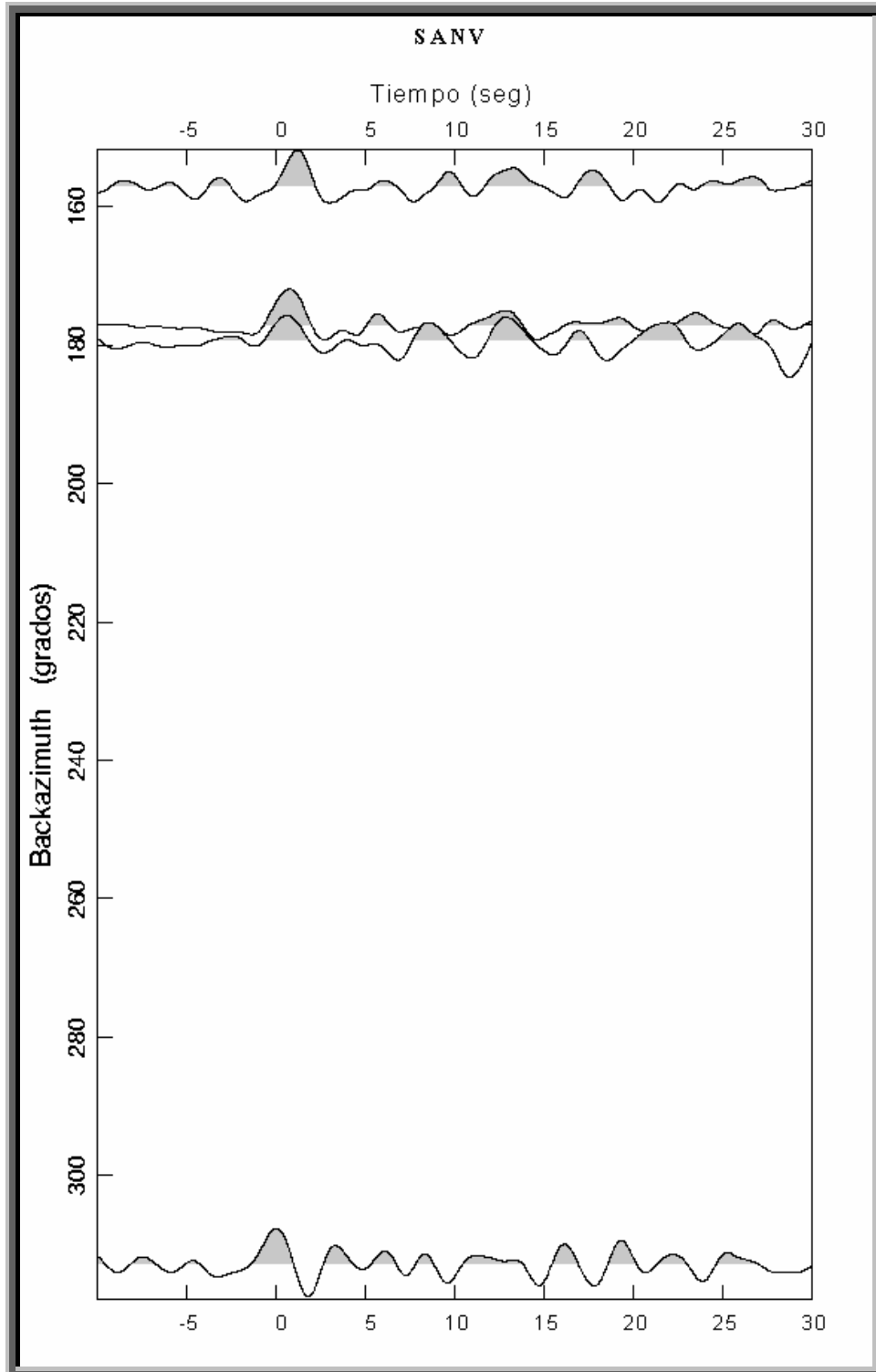


Figura 5.47. Funciones receptoras de la estación SANV, graficadas por retro-azimut.

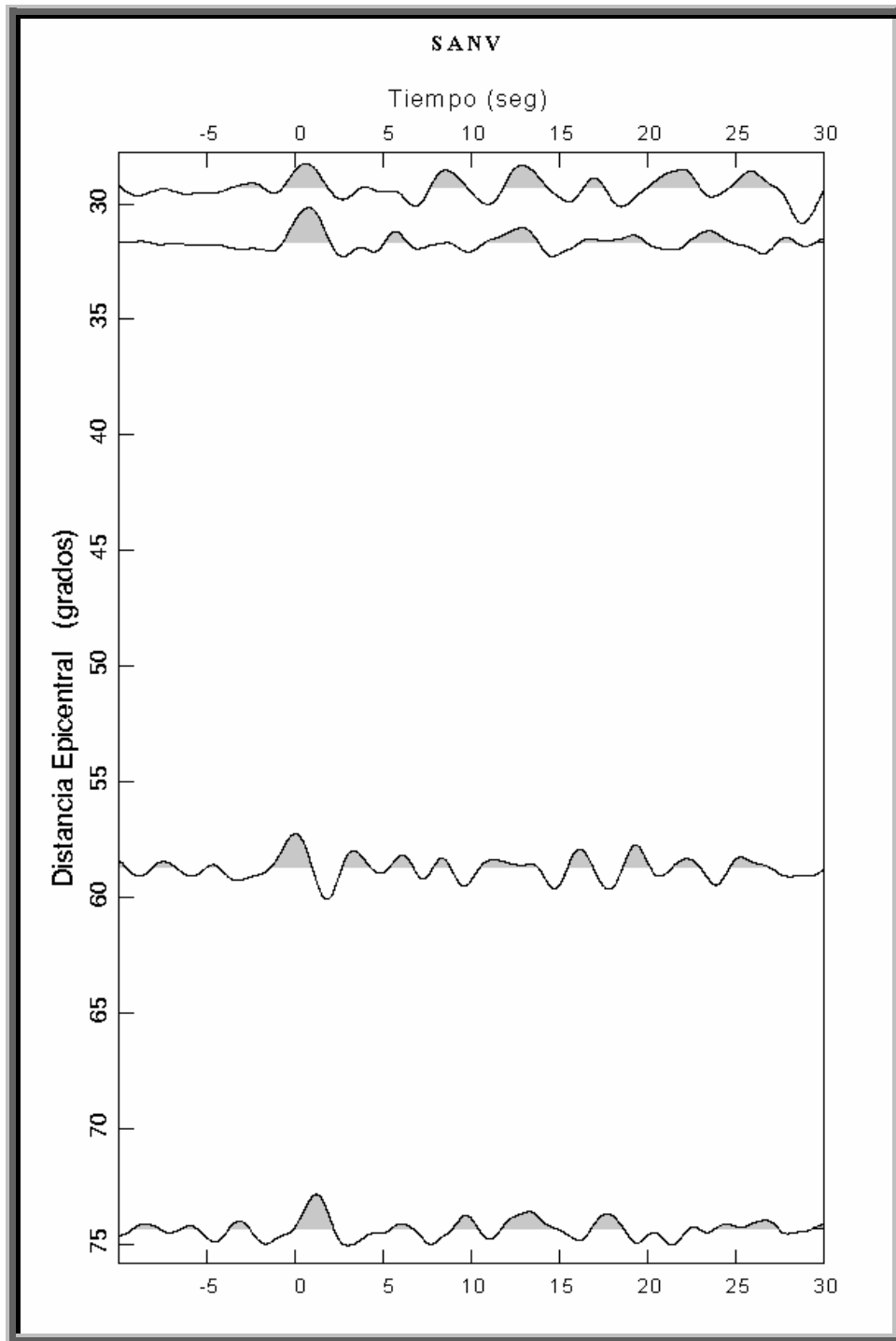


Figura 5.48. Funciones receptoras de la estación SANV, graficadas por distancia epicentral.

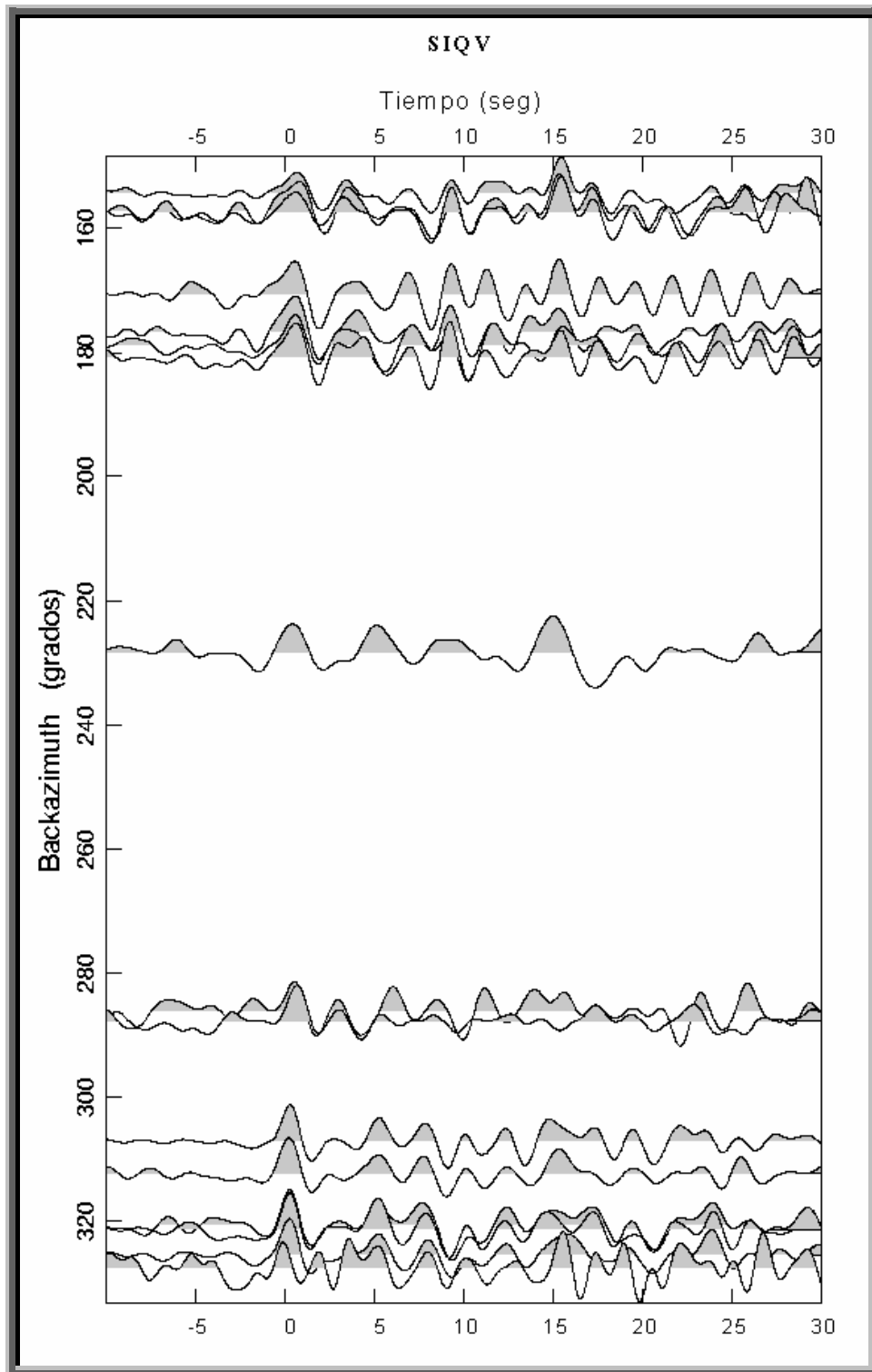


Figura 5.49. Funciones receptoras de la estación SIQV, graficadas por retro-azimut.

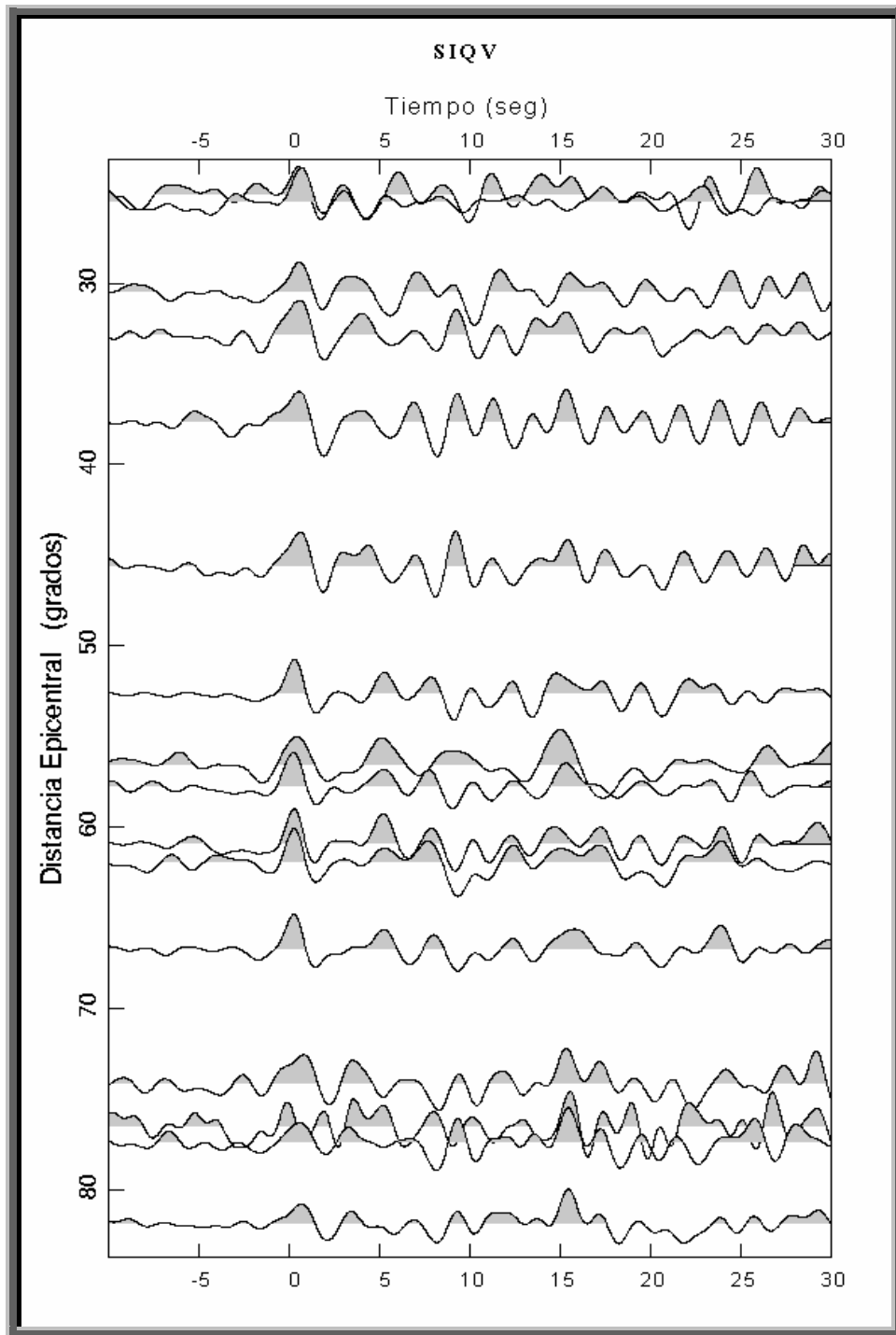


Figura 5.50. Funciones receptoras de la estación SIQV, graficadas por distancia epicentral.

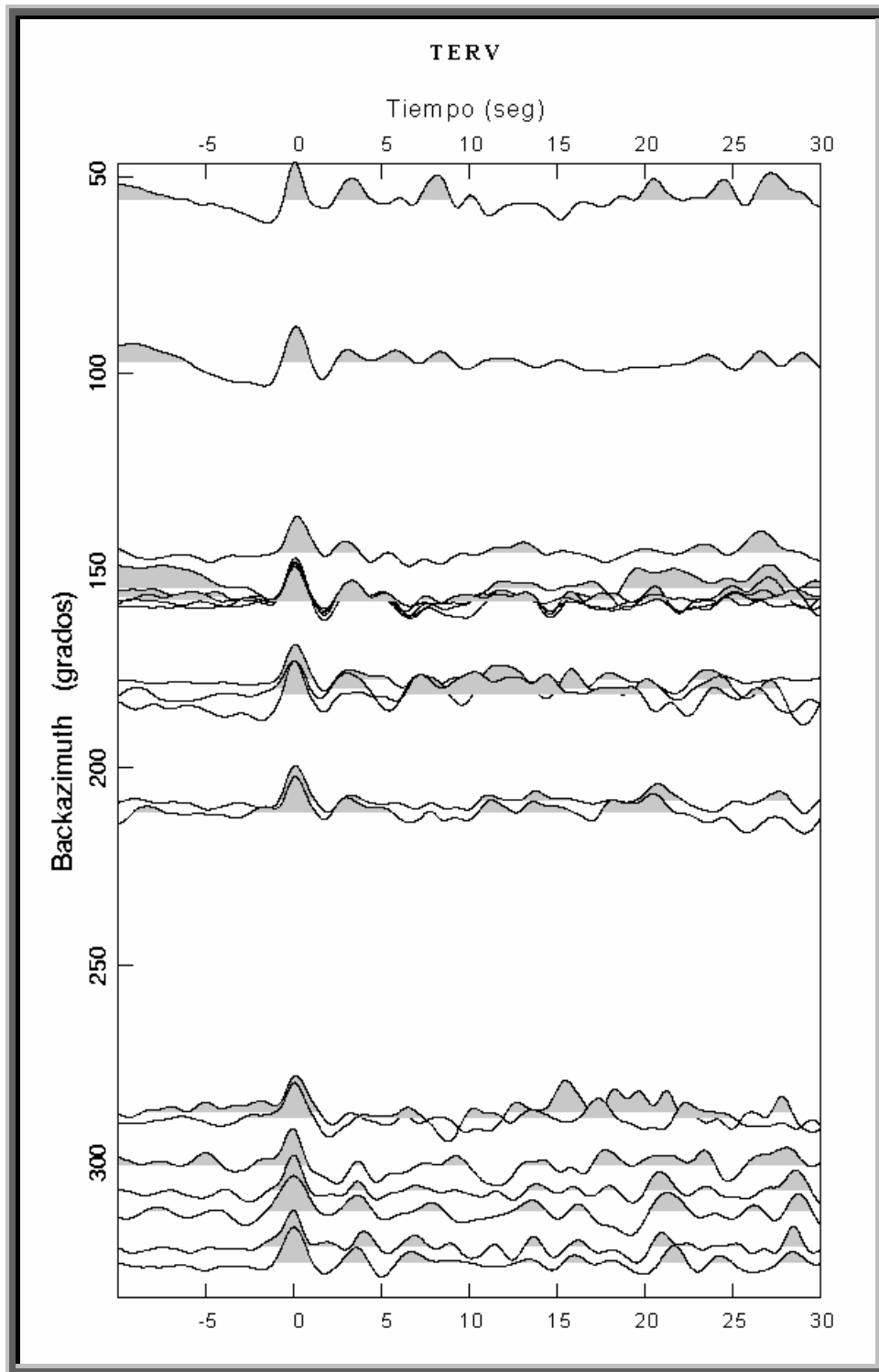


Figura 5.51. Funciones receptoras de la estación TERV, graficadas por retro-azimut.

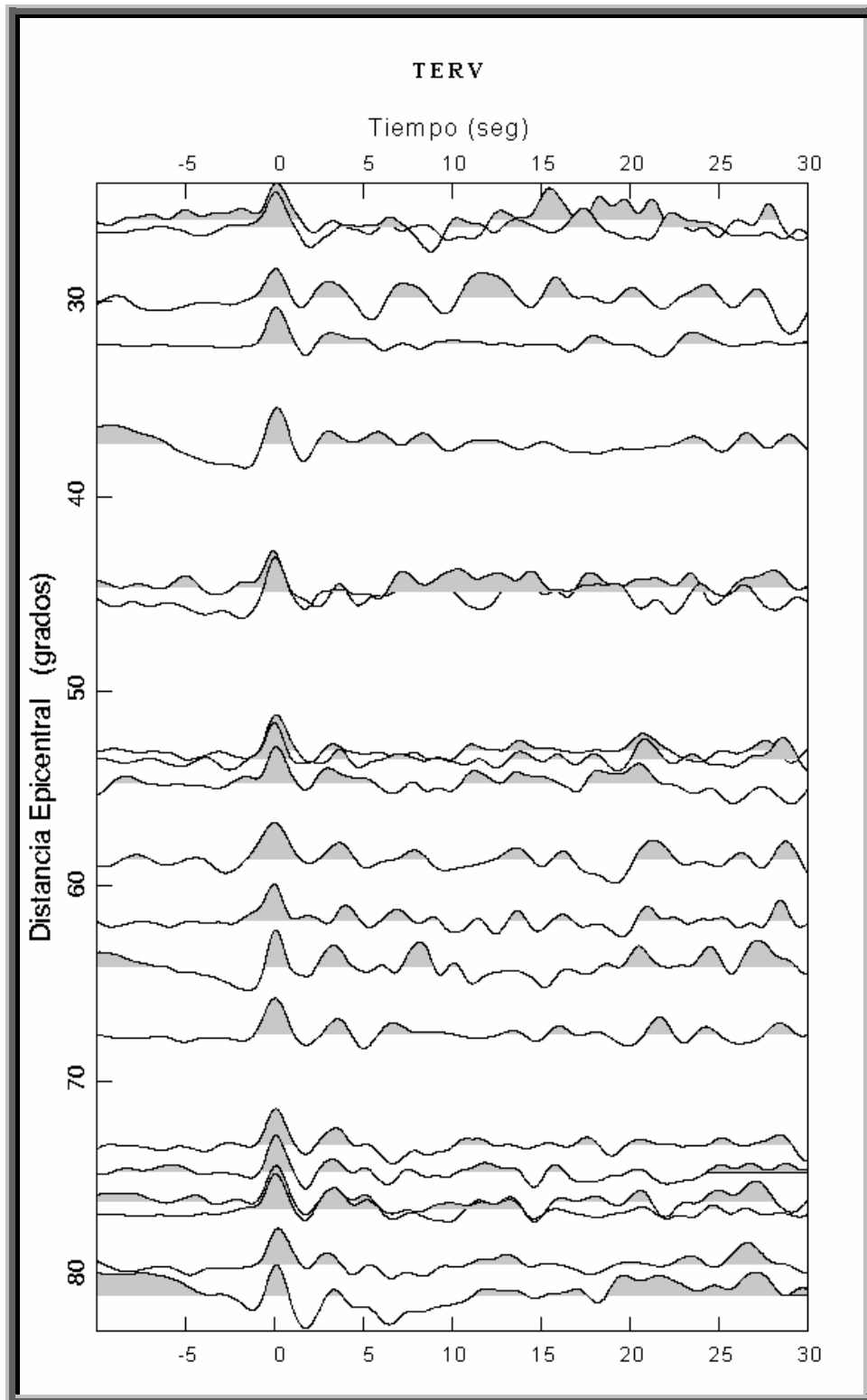


Figura 5.52. Funciones receptoras de la estación TERV, graficadas por distancia epicentral.

5.5 Apilamiento en dominio de profundidad

1.2.3 Apilamiento por retro-azimut

Luego de rotar las funciones RTZ a las coordenadas LQT, se realizó el apilamiento en dominio de profundidad, obteniendo las funciones receptoras resultantes del apilamiento por retro-azimut en cada estación sismológica, graficando las amplitudes en función de la profundidad. Las leyendas verticales indican, por ejemplo *lis150-08.vp*: 150 es el valor (en grados) del retro-azimut promedio del grupo de eventos sísmicos utilizados para el apilamiento correspondiente, y 08 indica la cantidad de eventos sísmicos seleccionados para dicho apilamiento.

5.5.1.1 Estación CURV

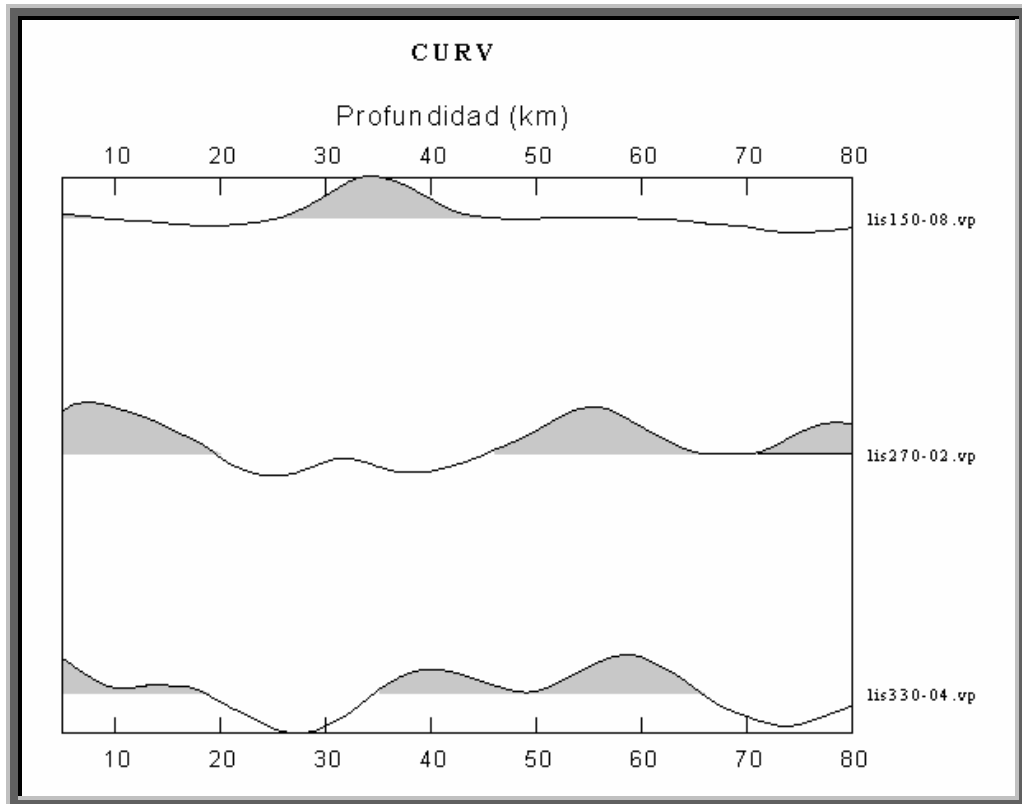


Figura 5.53. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación CURV en los diferentes retro-azimuts.

5.5.1.2 Estación DABV

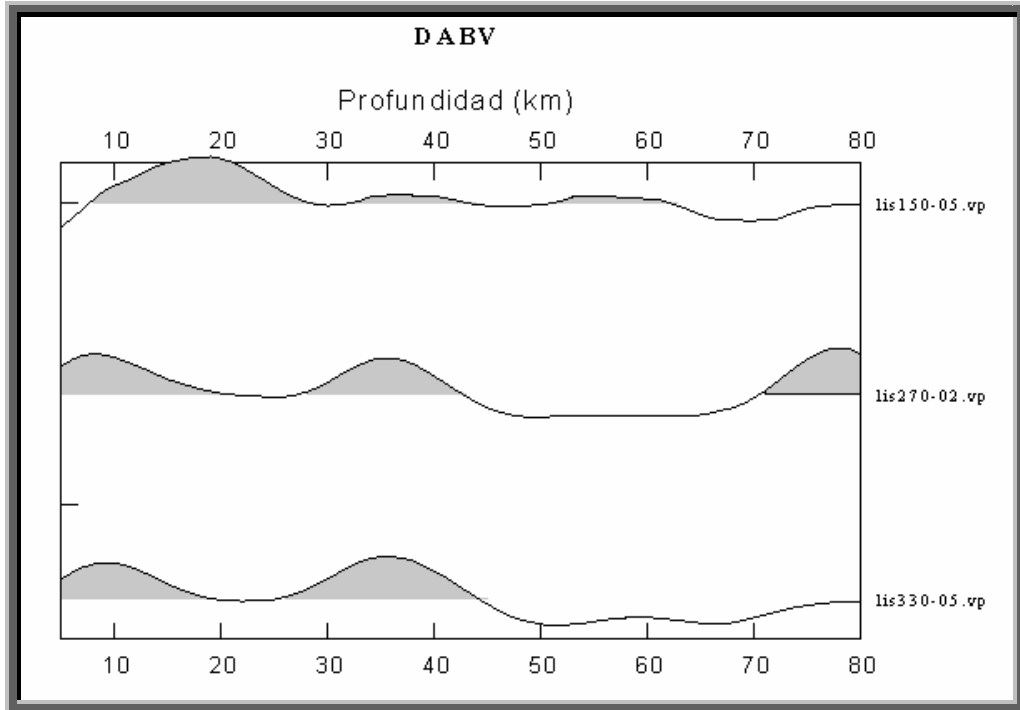


Figura 5.54. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación DABV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.3 Estación IMOV

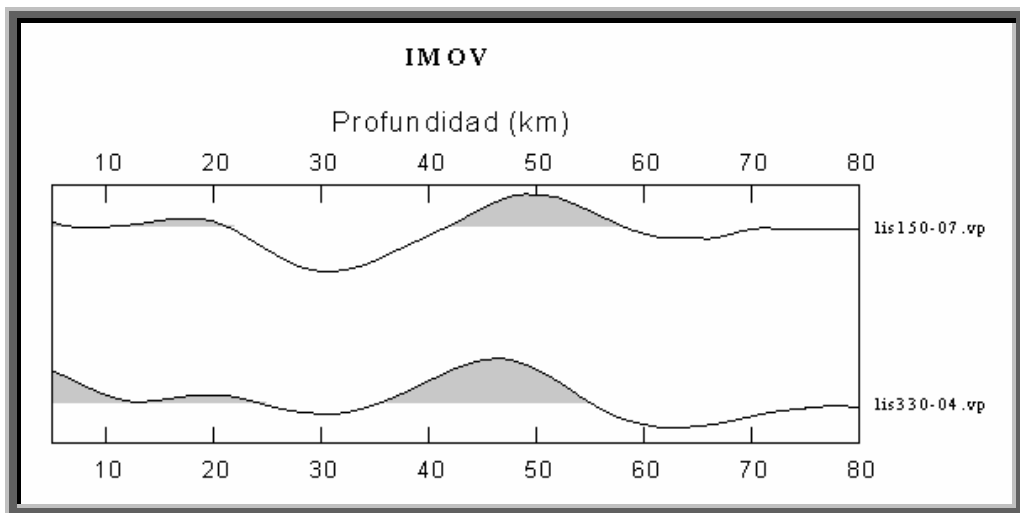


Figura 5.55. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación IMOV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.4 Estación JACV

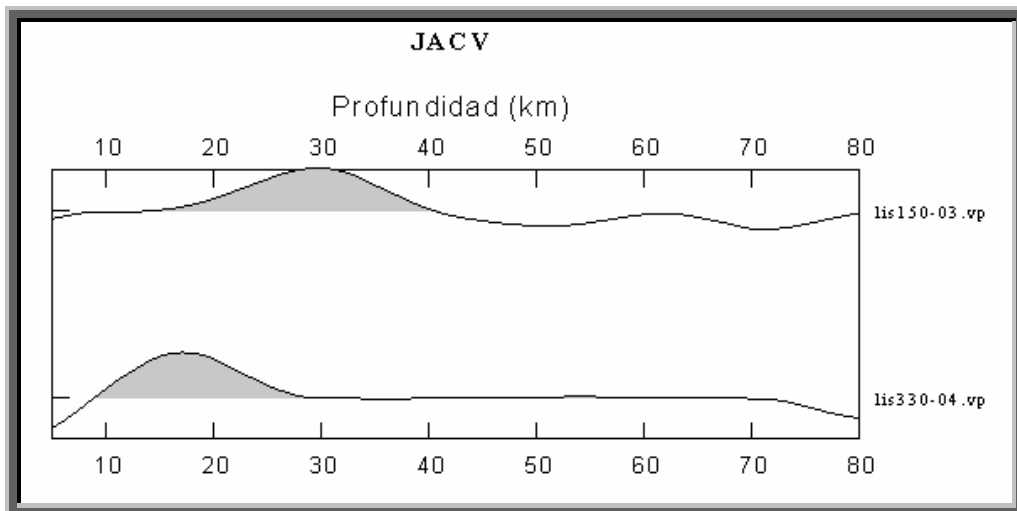


Figura 5.56. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación JACV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.5 Estación MONV

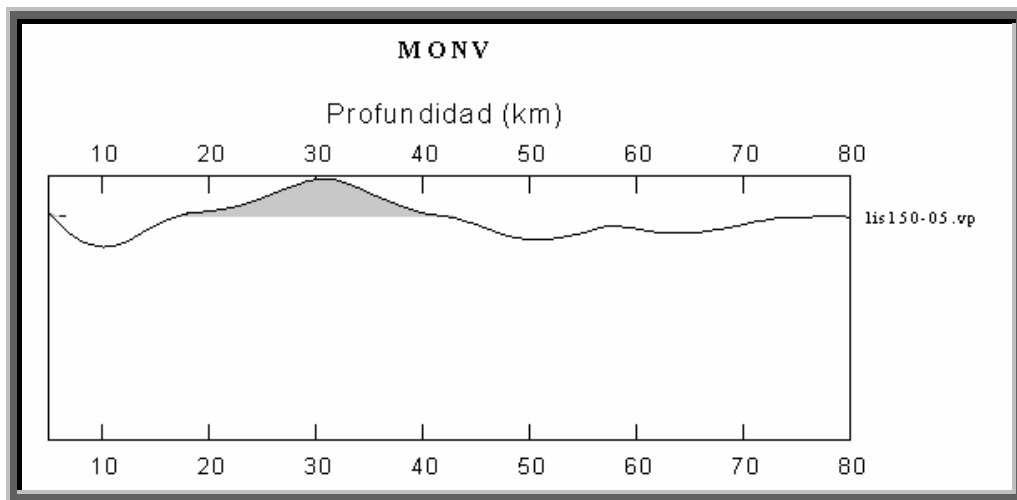


Figura 5.57. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación MONV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.6 Estación QARV

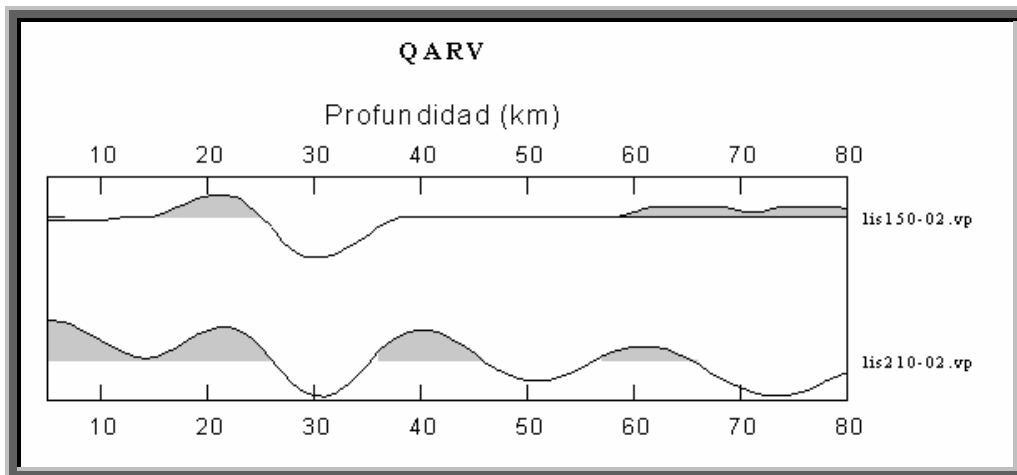


Figura 5.58. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación QARV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.7 Estación SANV

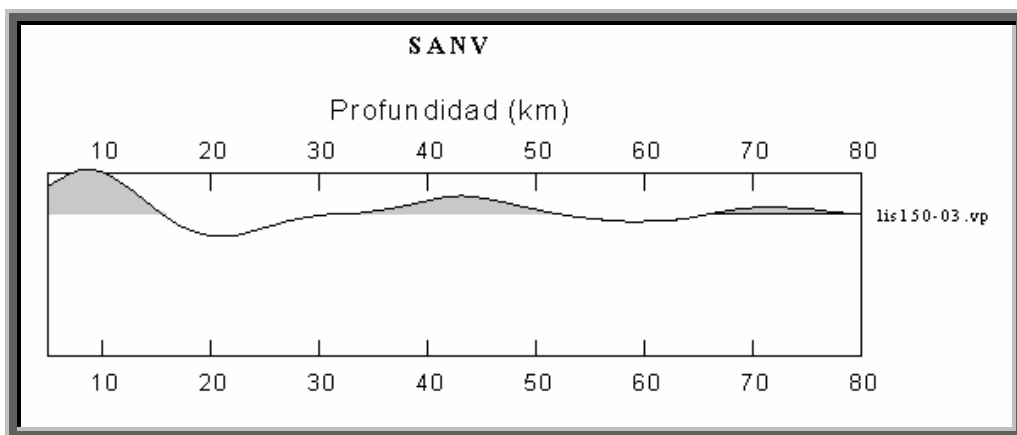


Figura 5.59. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación SANV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.8 Estación SIQV

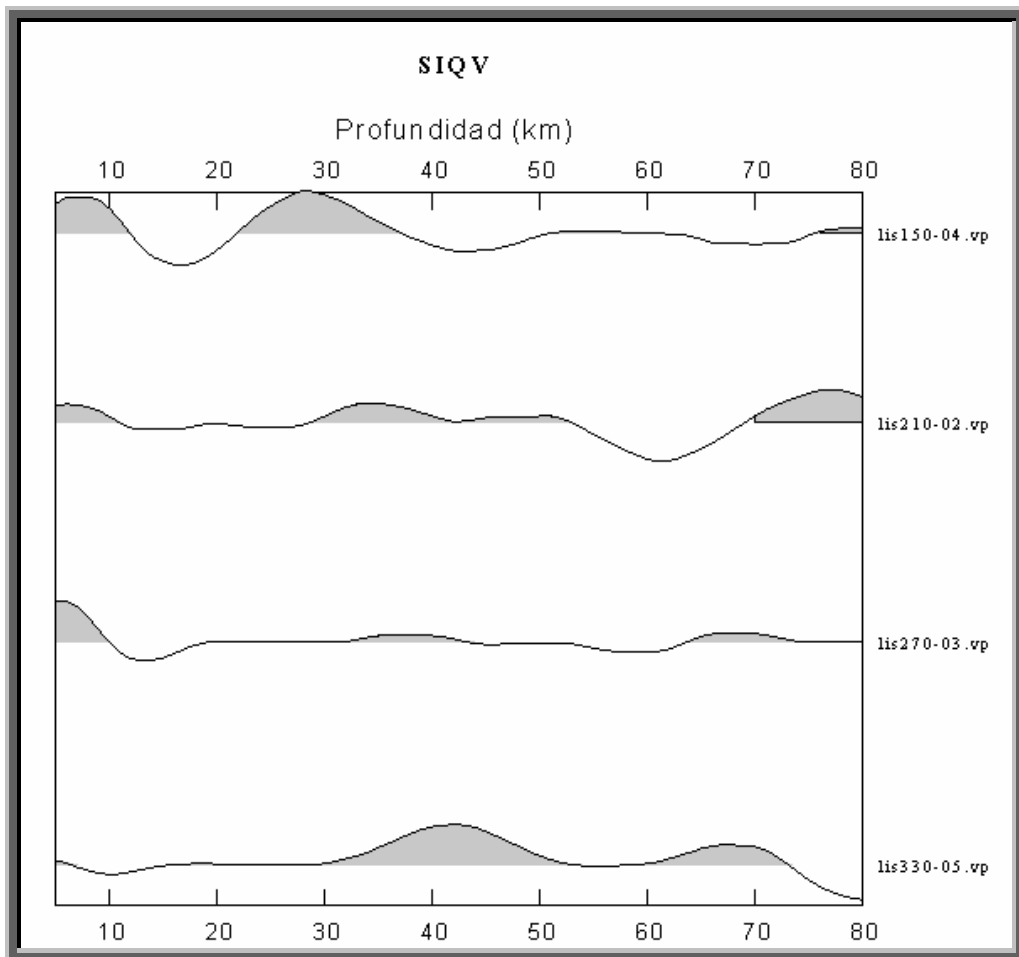


Figura 5.60. Apilamiento en dominio de profundidades de la estación SIQV en los diferentes retro-azimuts

5.5.1.9 Estación TERV

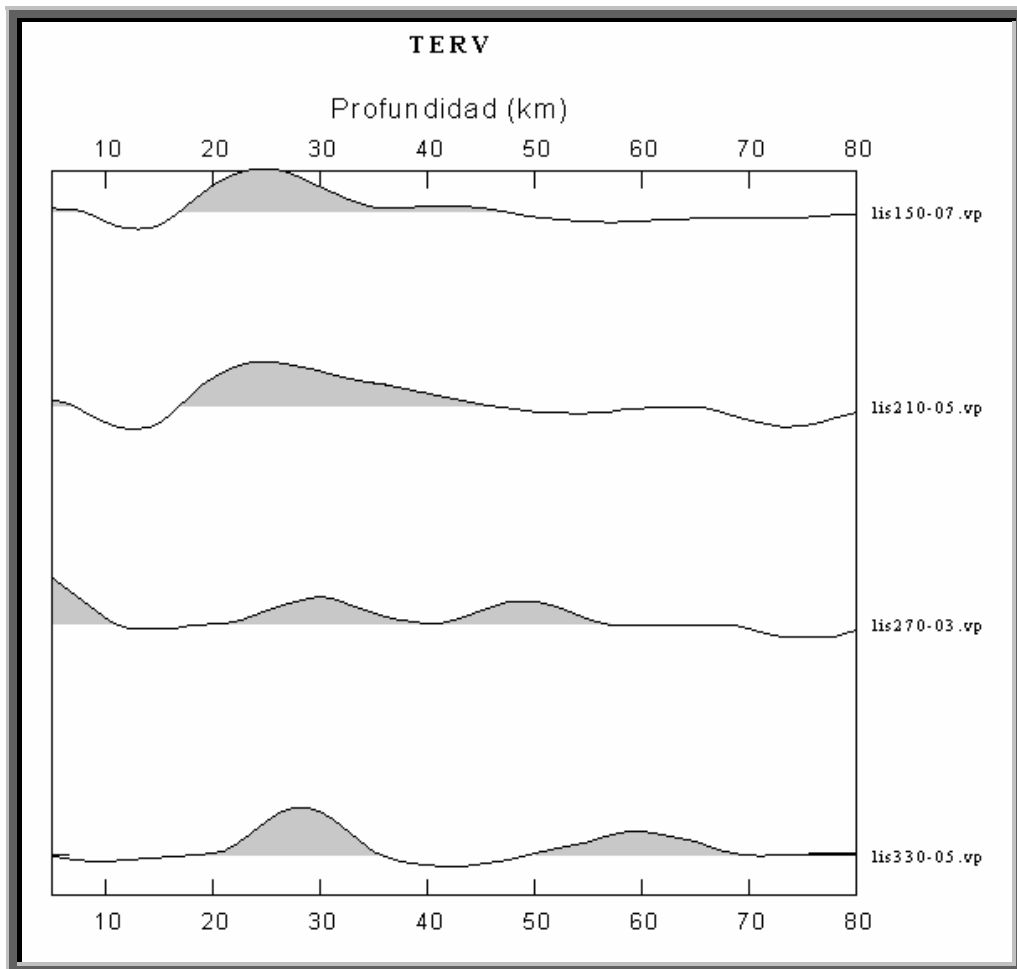


Figura 5.61. Apilamiento en dominio de profundidad de la estación TERV en los diferentes retroazimuts

5.5.2 Apilamiento global

El gráfico mostrado a continuación, se obtuvo a partir del apilamiento de todos los eventos por cada estación, indiferentemente del retro-azimut. Se obtuvieron como resultados, los valores promedios de profundidad por debajo de cada estación sismológica.

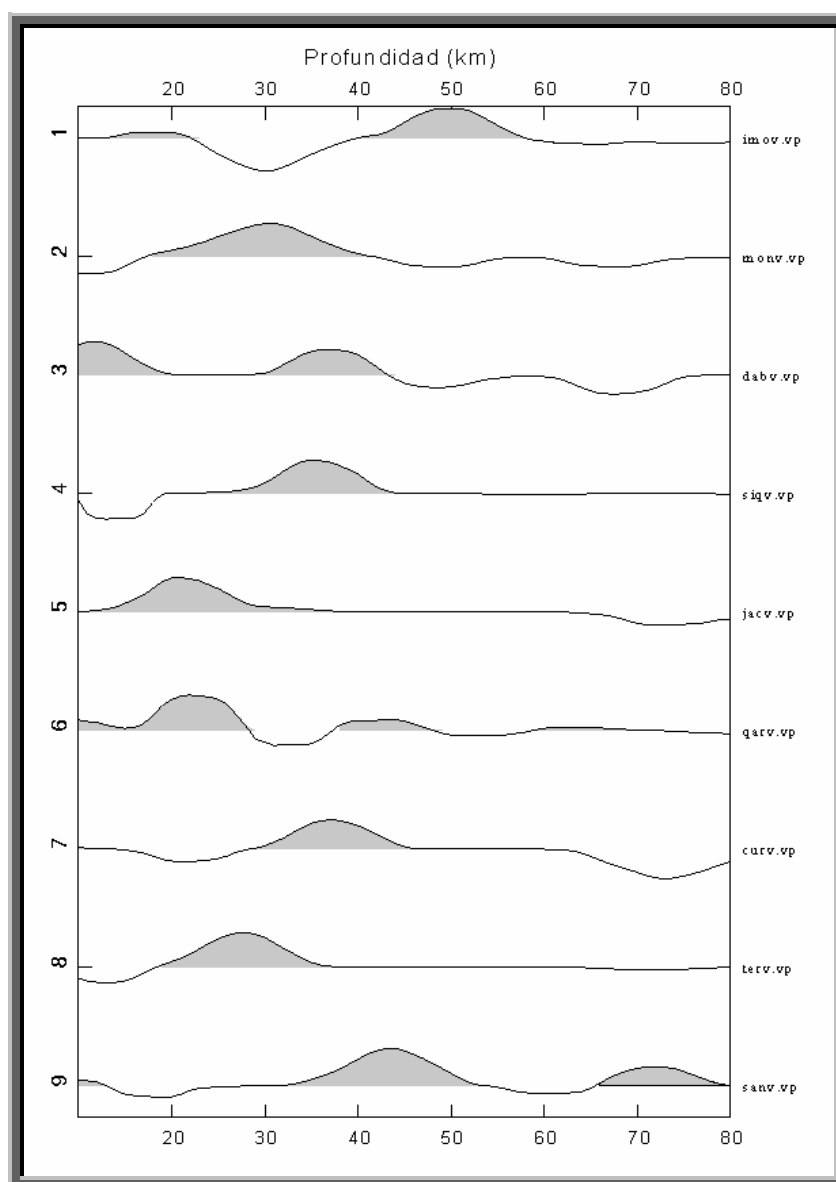


Figura 5.62. Apilamiento global en dominio de profundidad en todas las estaciones.

Relación de V_p/V_s y estimación de la profundidad

A continuación se muestran los gráficos de estimación de profundidades a partir de las relaciones V_p/V_s . Cada gráfico señala las amplitudes normalizadas (escala en colores), utilizando tres tipos de combinaciones de los modos de fases Ps, PpPs y PpSs. Las curvas de amplitud en función de V_p/V_s , indican la cross correlación, en donde las máximas amplitudes señalan los valores de V_p/V_s para cada modo de fase. Es escogido como resultado la combinación de modos que arroje un valor de V_p/V_s similar entre cada modo de fase.

5.6.1 Estación CURV

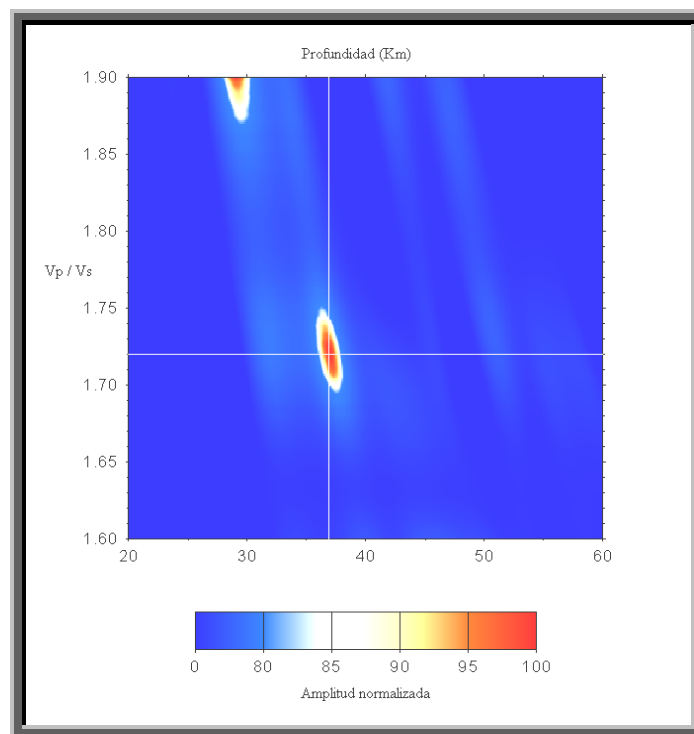


Figura 5.63. Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

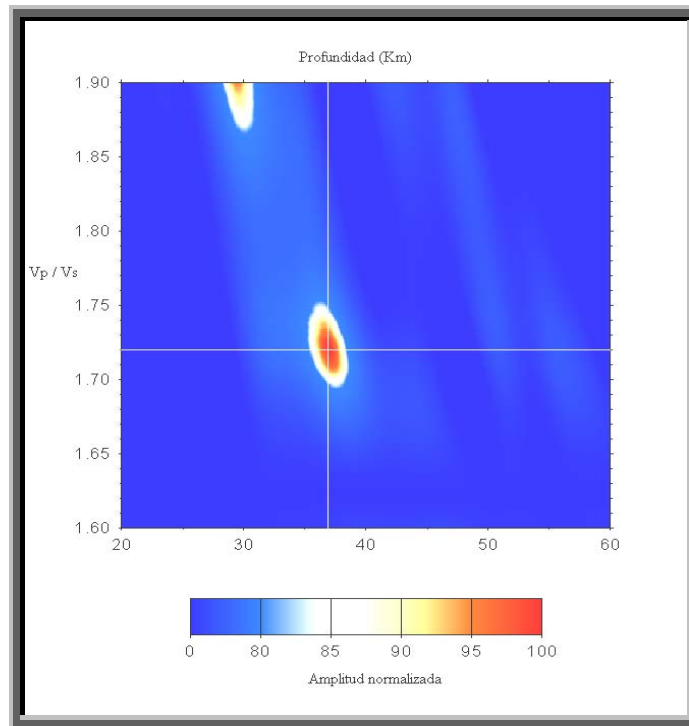


Figura 5.64. Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

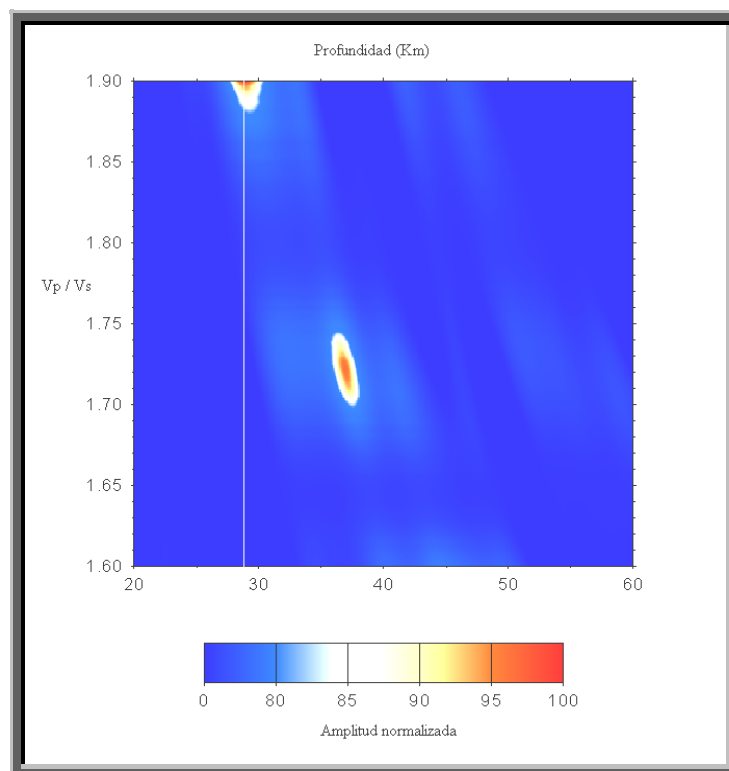


Figura 5.65. Relación de V_p/V_s en la estación CURV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

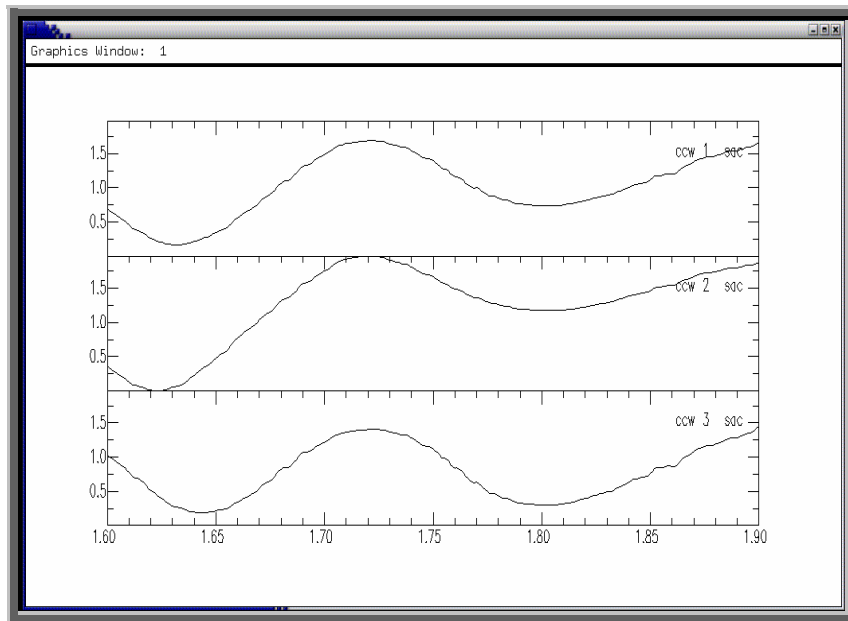


Figura 5.66. Cross-correlación entre los tres modos (Estación CURV).

5.6.2 Estación DABV

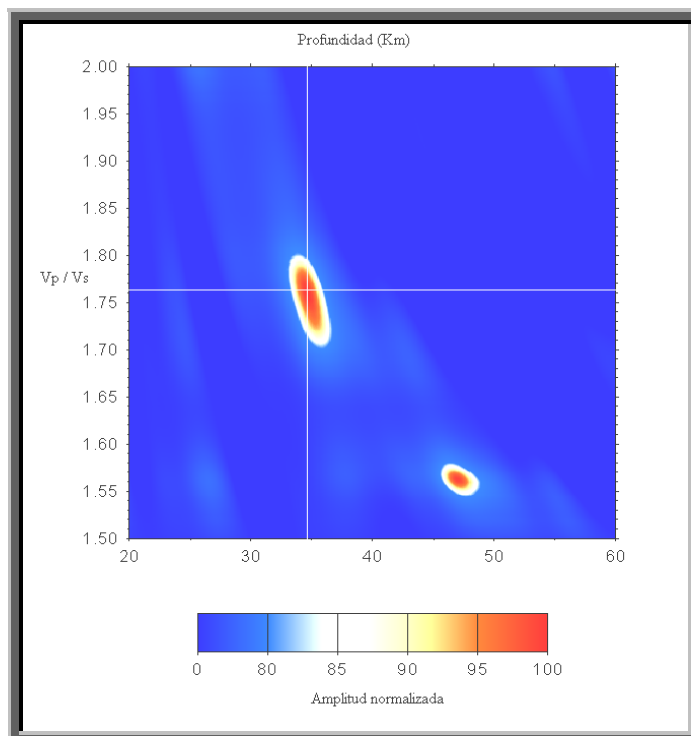


Figura 5.67. Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

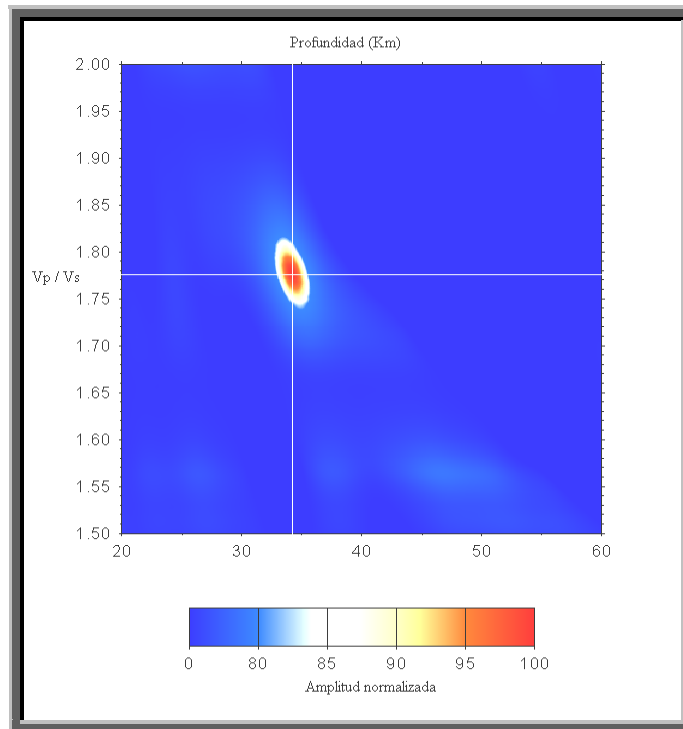


Figura 5.68. Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

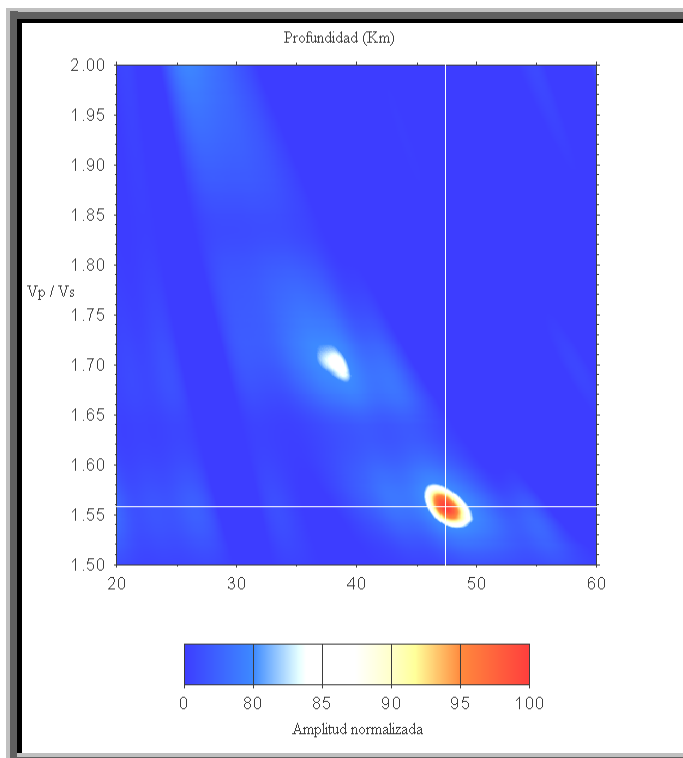


Figura 5.69. Relación de V_p/V_s en la estación DABV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

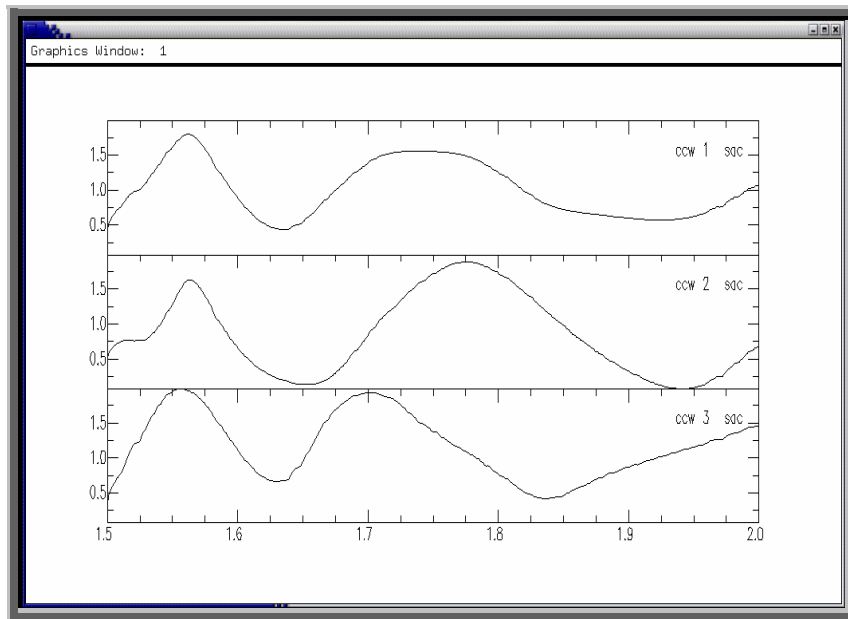


Figura 5.70. Cross-correlación entre los tres modos (Estación DABV).

5.6.3 Estación IMOV

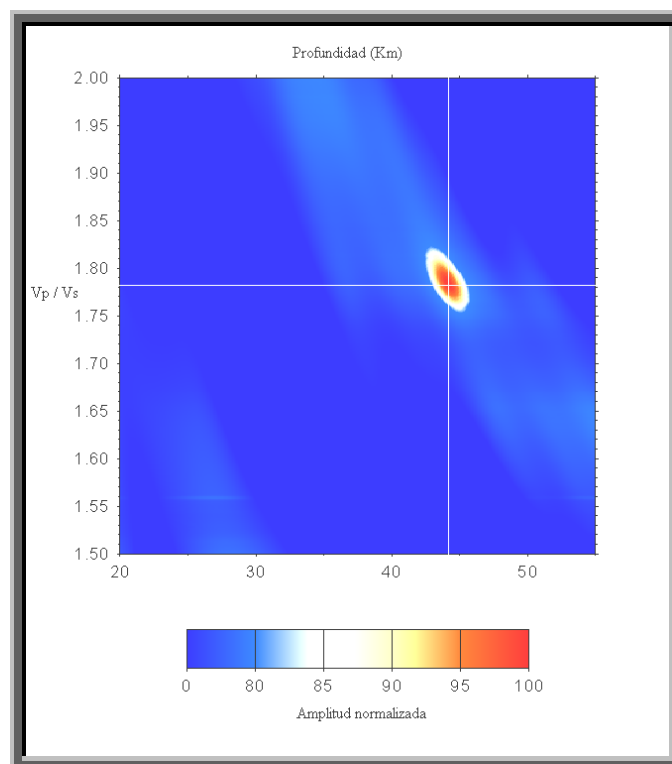


Figura 5.71. Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

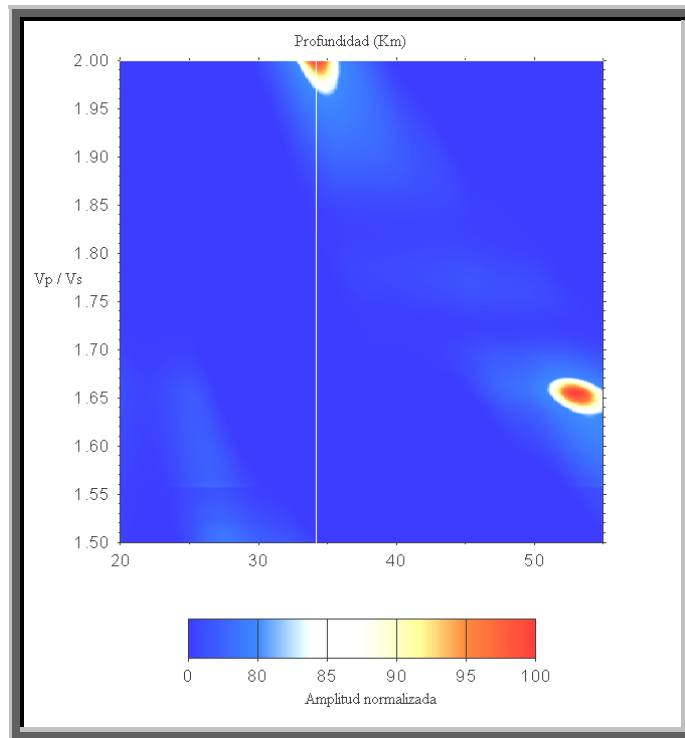


Figura 5.72. Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

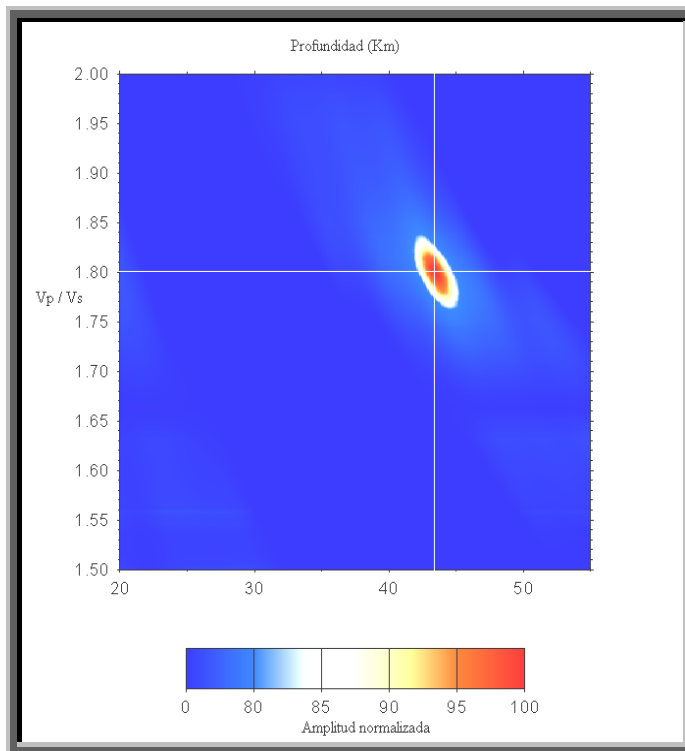


Figura 5.73. Relación de V_p/V_s en la estación IMOV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

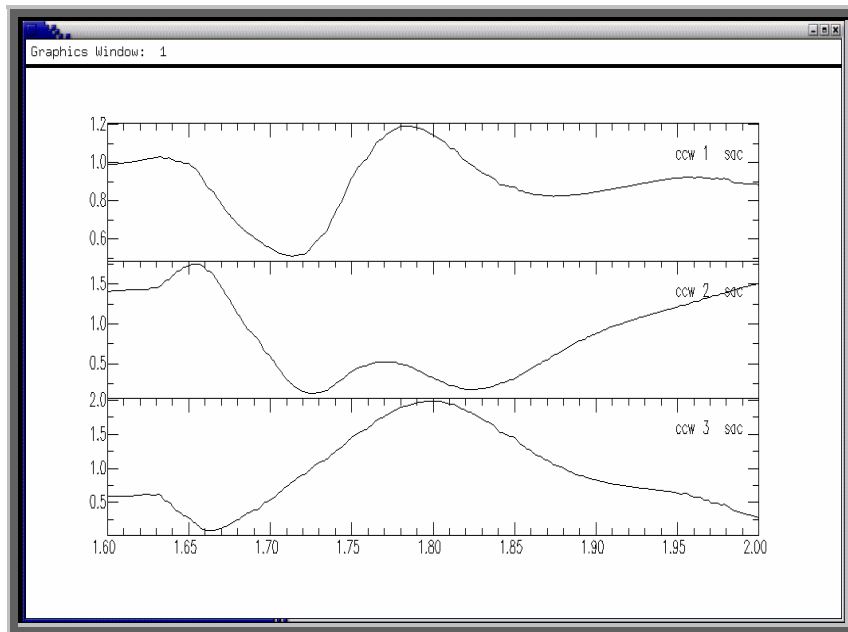


Figura 5.74. Cross-correlación entre los tres modos (Estación MONV).

5.6.4 Estación JACV

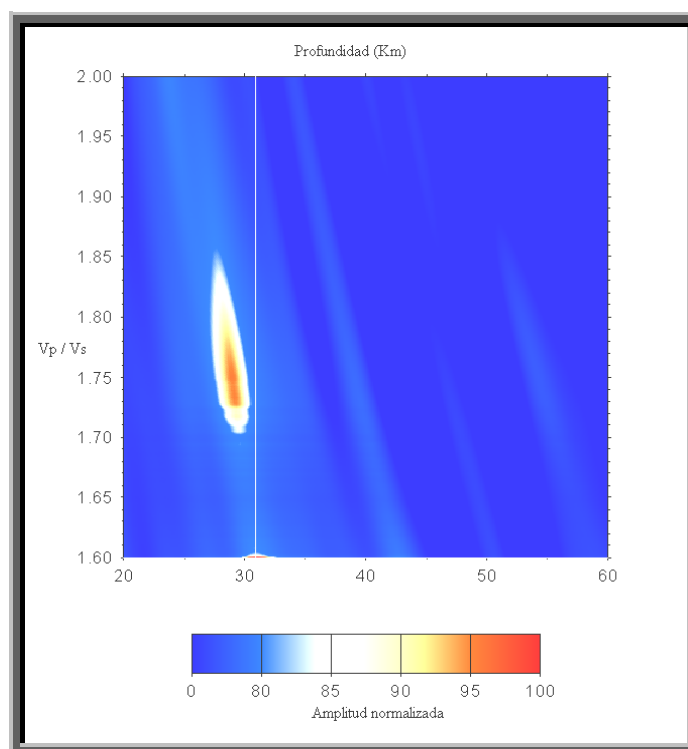


Figura 5.75. Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

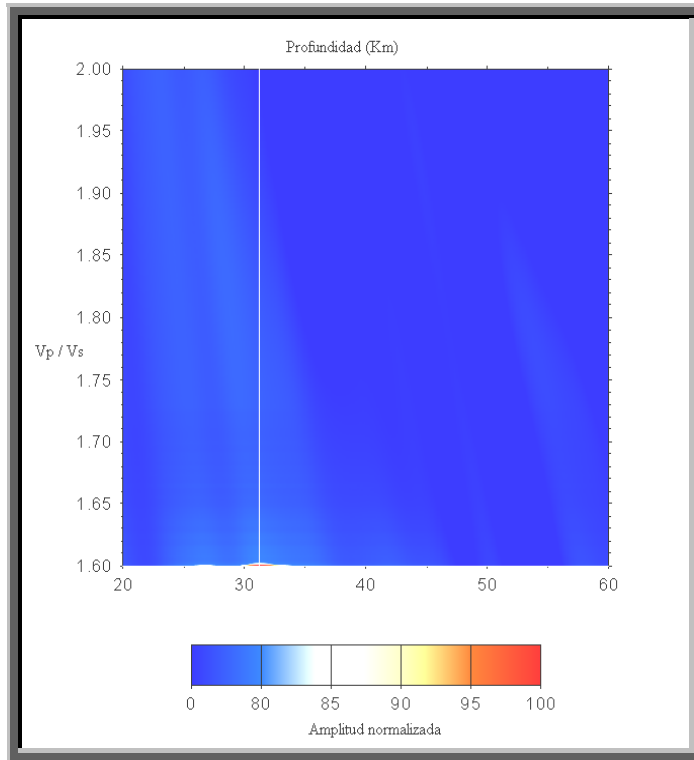


Figura 5.76. Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

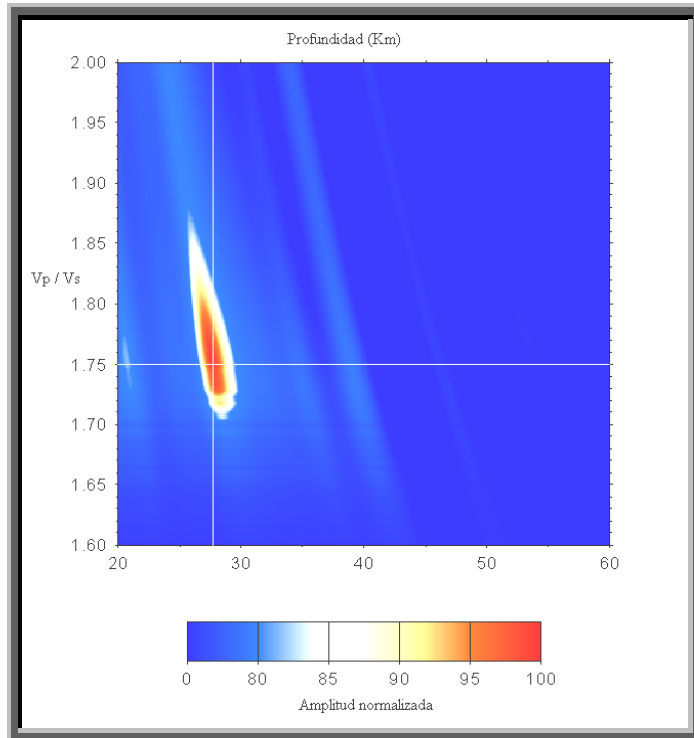


Figura 5.77. Relación de V_p/V_s en la estación JACV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

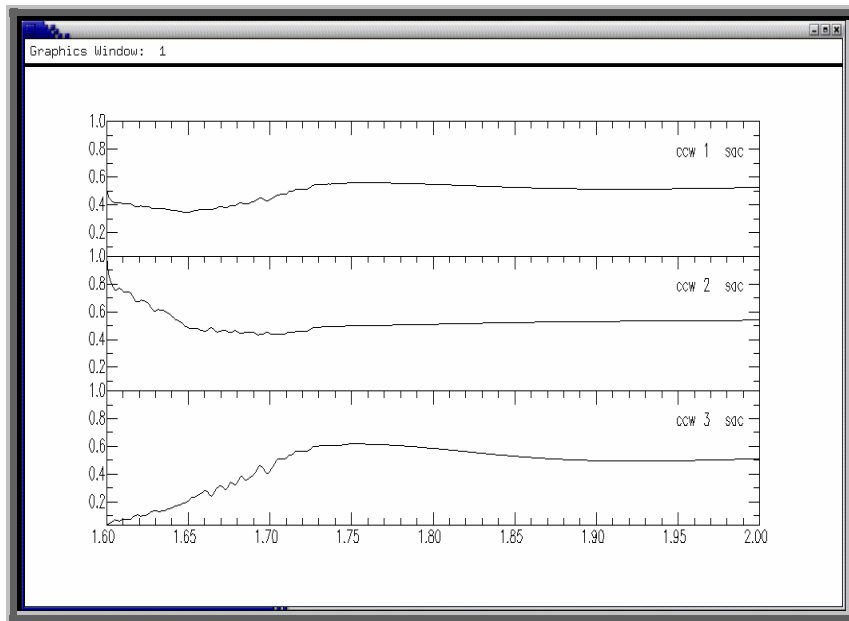


Figura 5.78. Cross-correlación entre los tres modos (Estación JACV).

5.6.5 Estación MONV

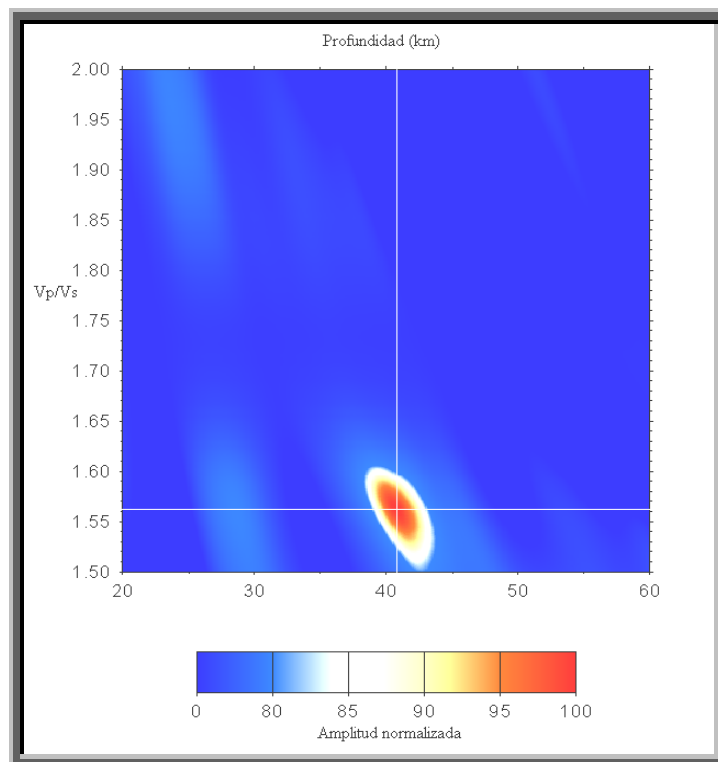


Figura 5.79. Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

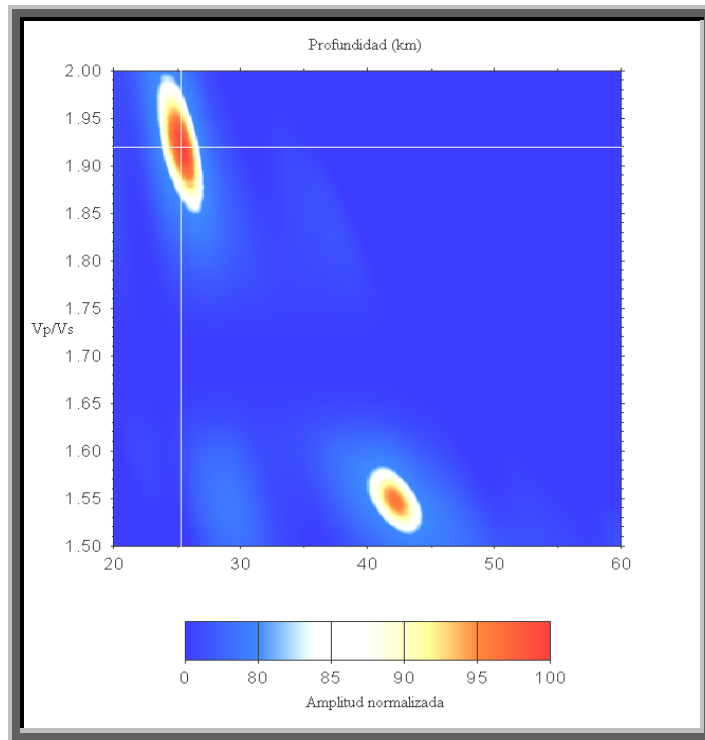


Figura 5.80. Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

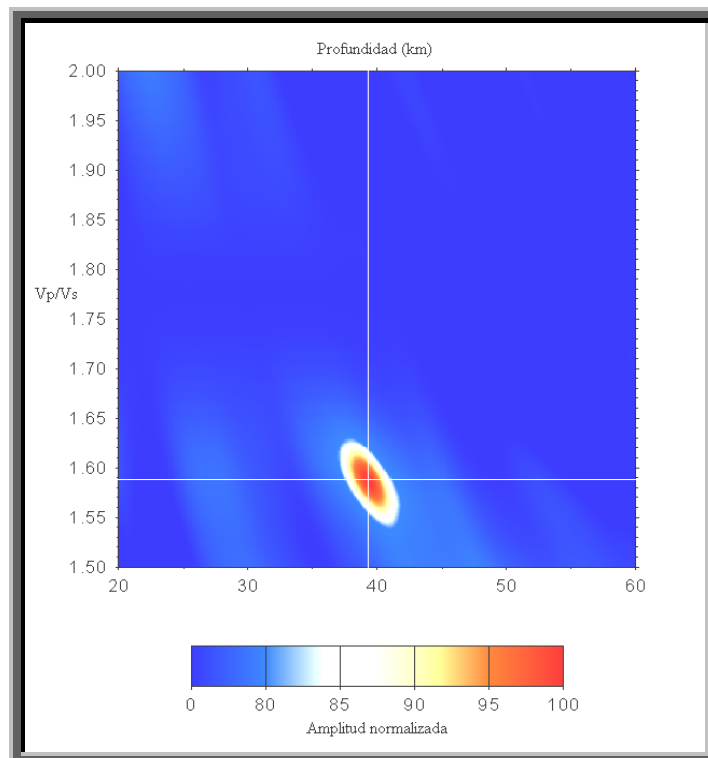


Figura 5.81. Relación de V_p/V_s en la estación MONV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

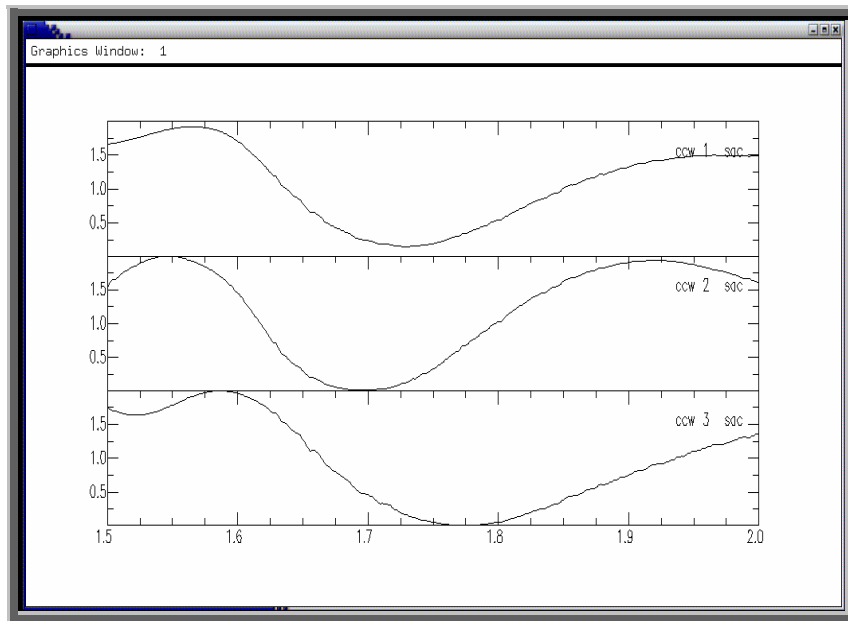


Figura 5.82. Cross-correlación entre los tres modos (Estación MONV).

5.6.6 Estación SANV

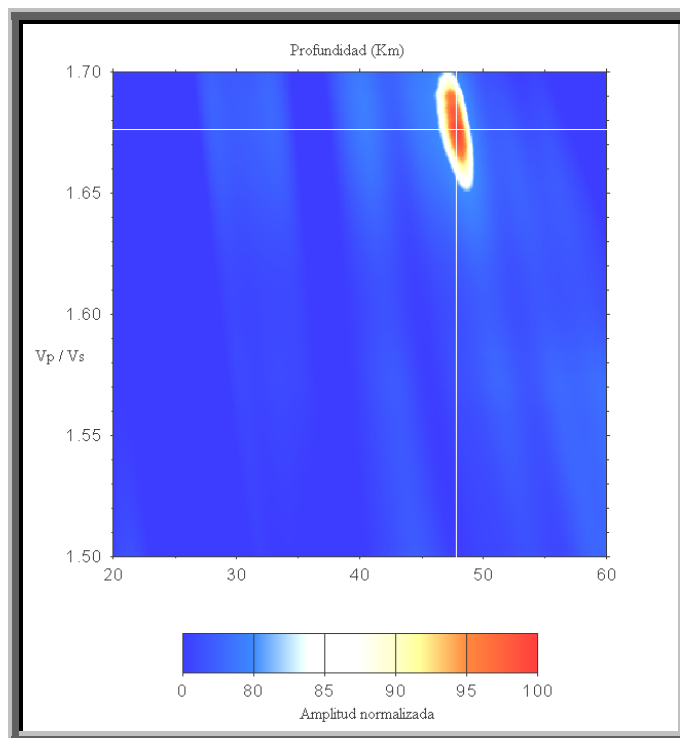


Figura 5.83. Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

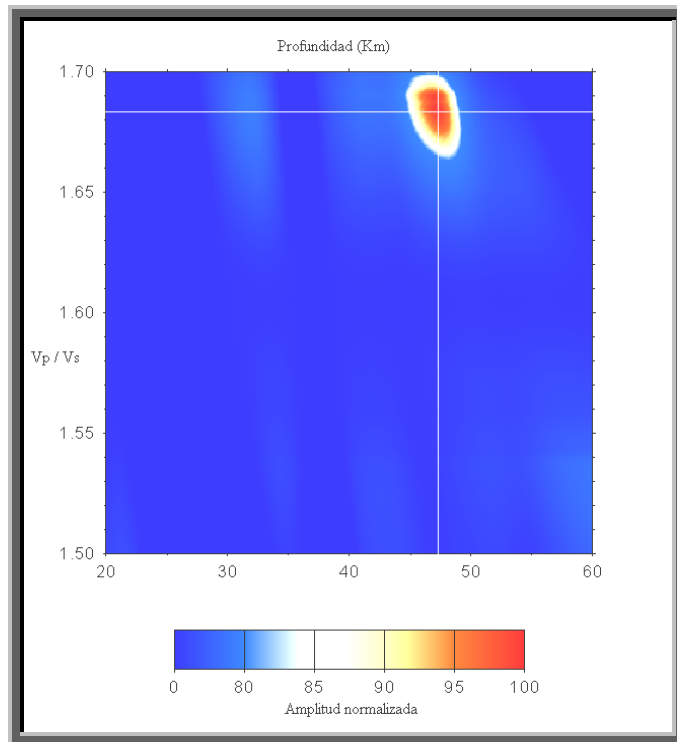


Figura 5.84. Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps y PpSs.

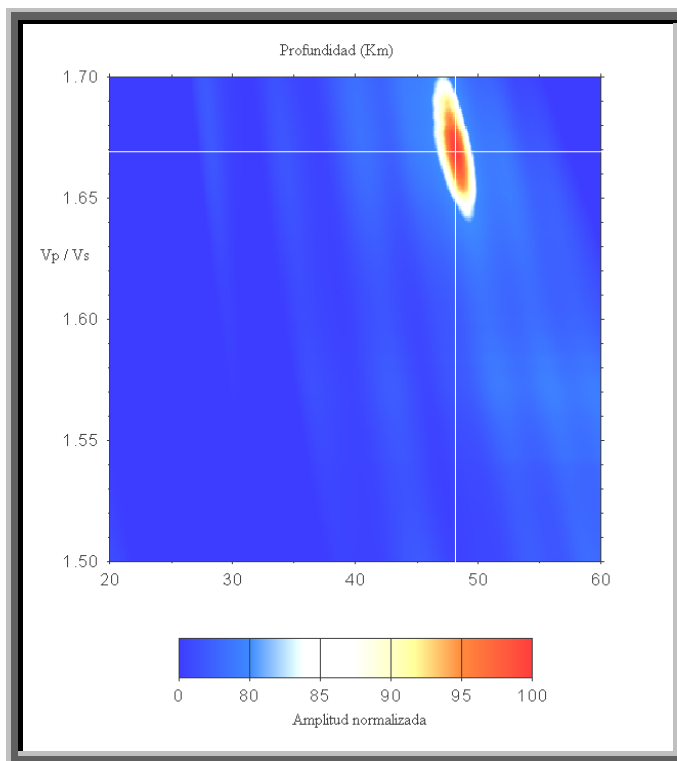


Figura 5.85. Relación de V_p/V_s en la estación SANV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

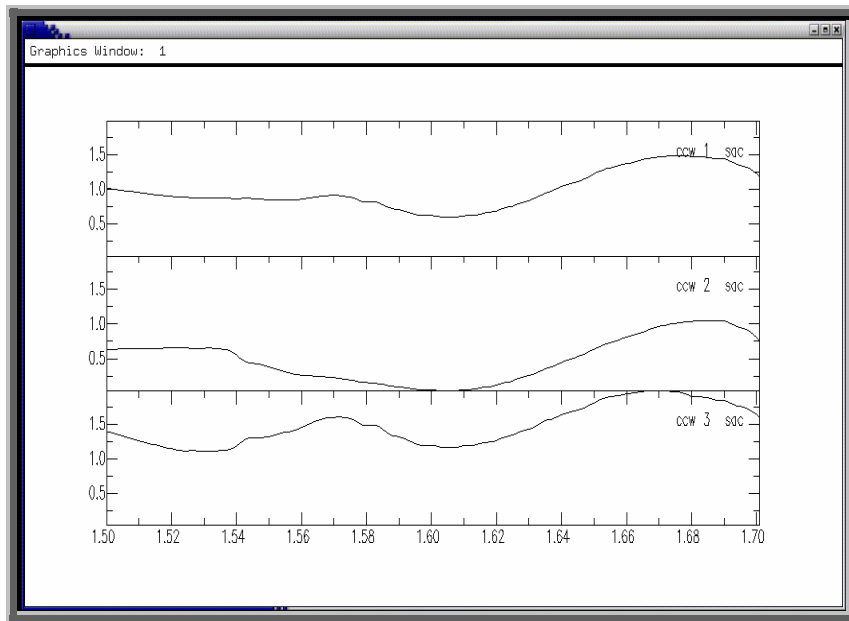


Figura 5.86. Cross-correlación entre los tres modos (Estación SANV).

5.6.7 Estación SIQV

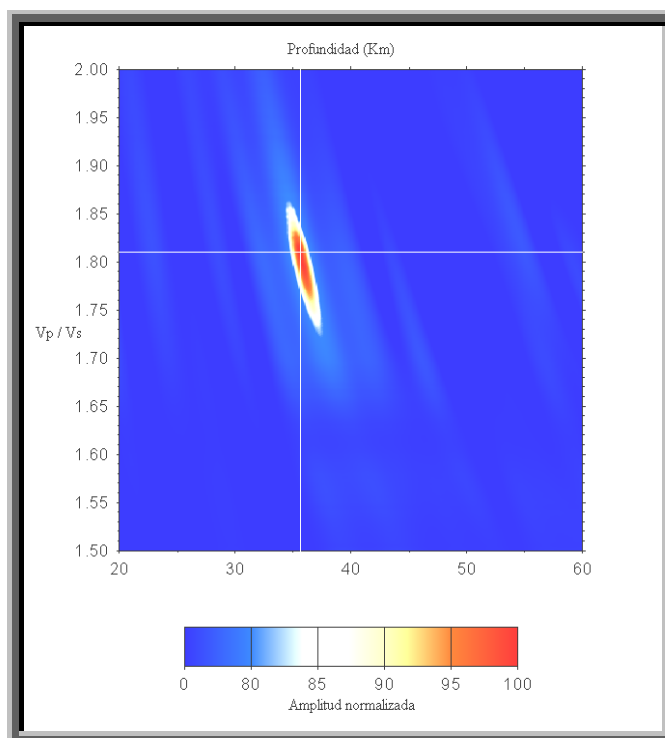


Figura 5.87. Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

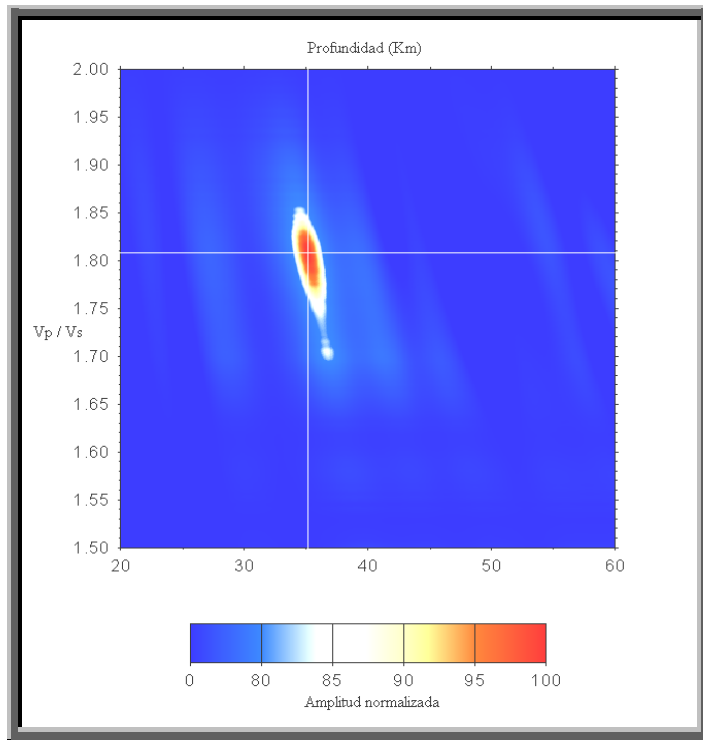


Figura 5.88. Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

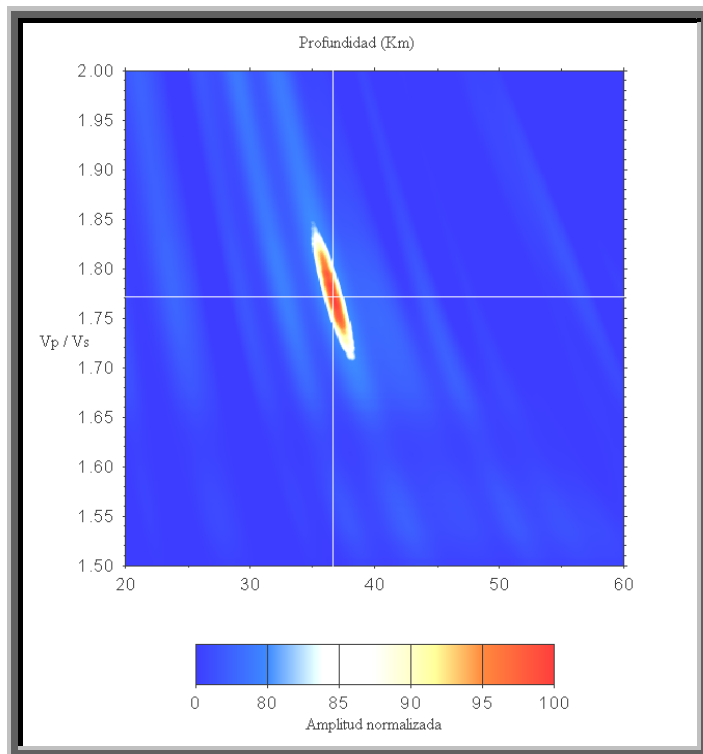


Figura 5.89. Relación de V_p/V_s en la estación SIQV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

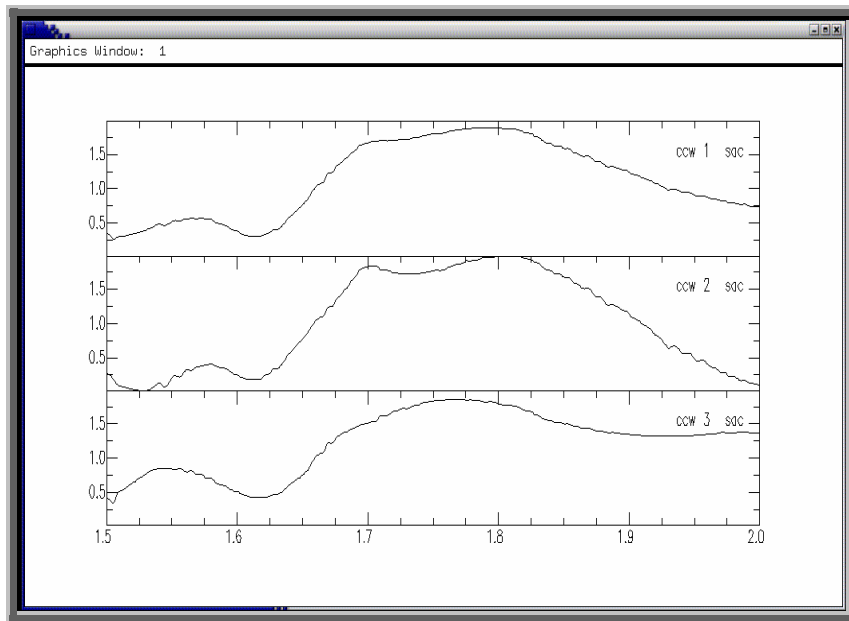


Figura 5.90. Cross-correlación entre los tres modos (Estación SIQV).

5.6.8 Estación TERV

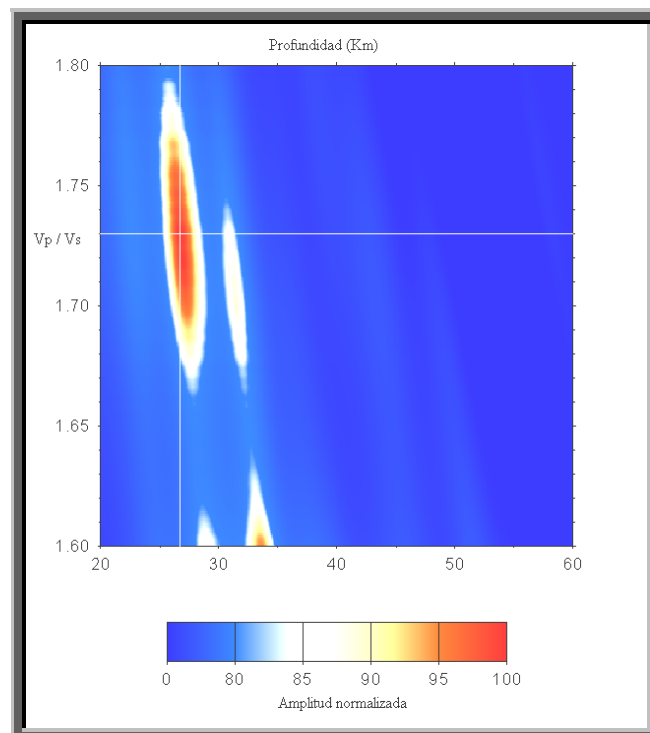


Figura 5.91. Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps, PpPs y PpSs.

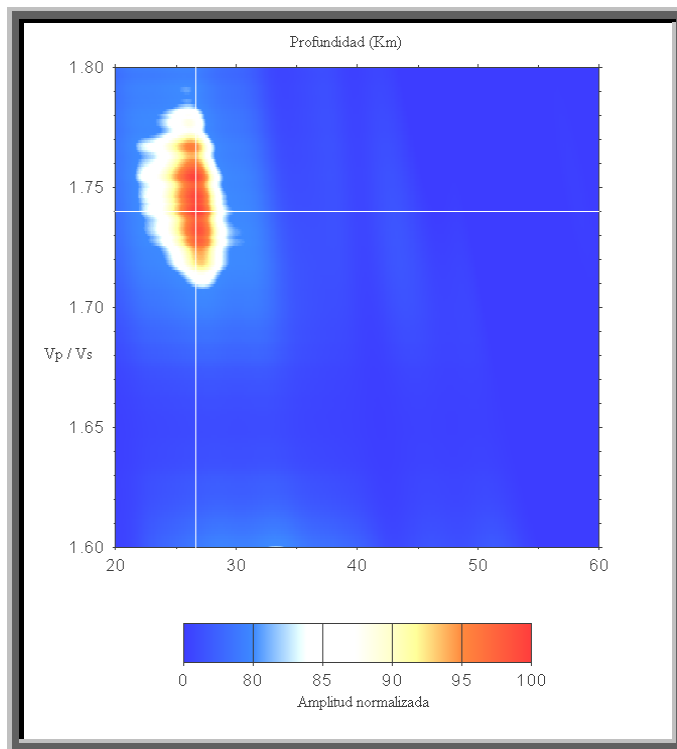


Figura 5.92. Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps y PpS.

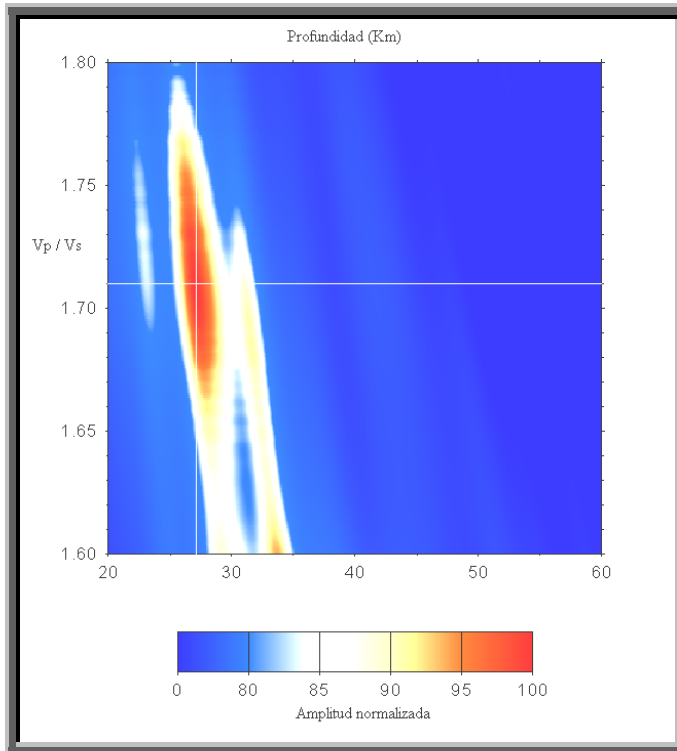


Figura 5.93. Relación de V_p/V_s en la estación TERV. Utilizando los modos Ps y PpPs.

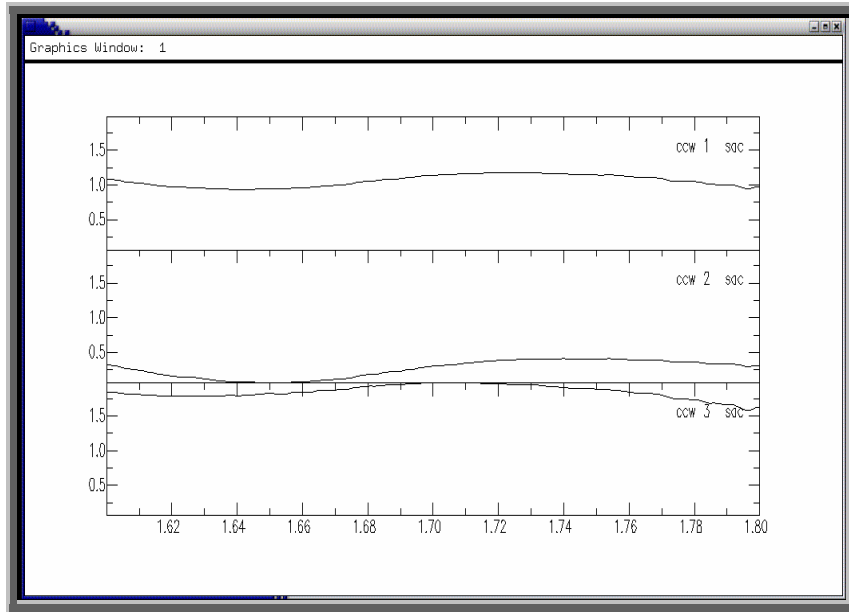


Figura 5.94. Cross-correlación entre los tres modos (Estación TERV).

(La estación QARV, al presentar inconvenientes con los registros sísmológicos, no se pudo utilizar para el cálculo de profundidad con esta metodología).

5.6 Relación de Poisson

A partir en la ecuación 4.2 (Capítulo 4), se obtuvieron los siguientes valores de la relación de Poisson:

Tabla 5.2. Valores de V_p/V_s y de la relación de Poisson, para cada estación sismológica.

ESTACIONES	V_p/V_s	RELACION DE POISSON (σ)
CURV	1,72	0,24468954
DABV	1,765	0,26361853
IMOV	1,8	0,27678571
JACV	1,75	0,25757576
MONV	1,92	0,31387731
SANV	1,68	0,22563652
SIQV	1,77	0,26557738
TERV	1,74	0,25340304

5.7 Mapa de profundidad del Mohorovicic

Utilizando los valores promedios de las profundidades estimadas en cada una de las estaciones sismológicas, se construyó un mapa (figura N° 5.95) representado la topografía del Moho.

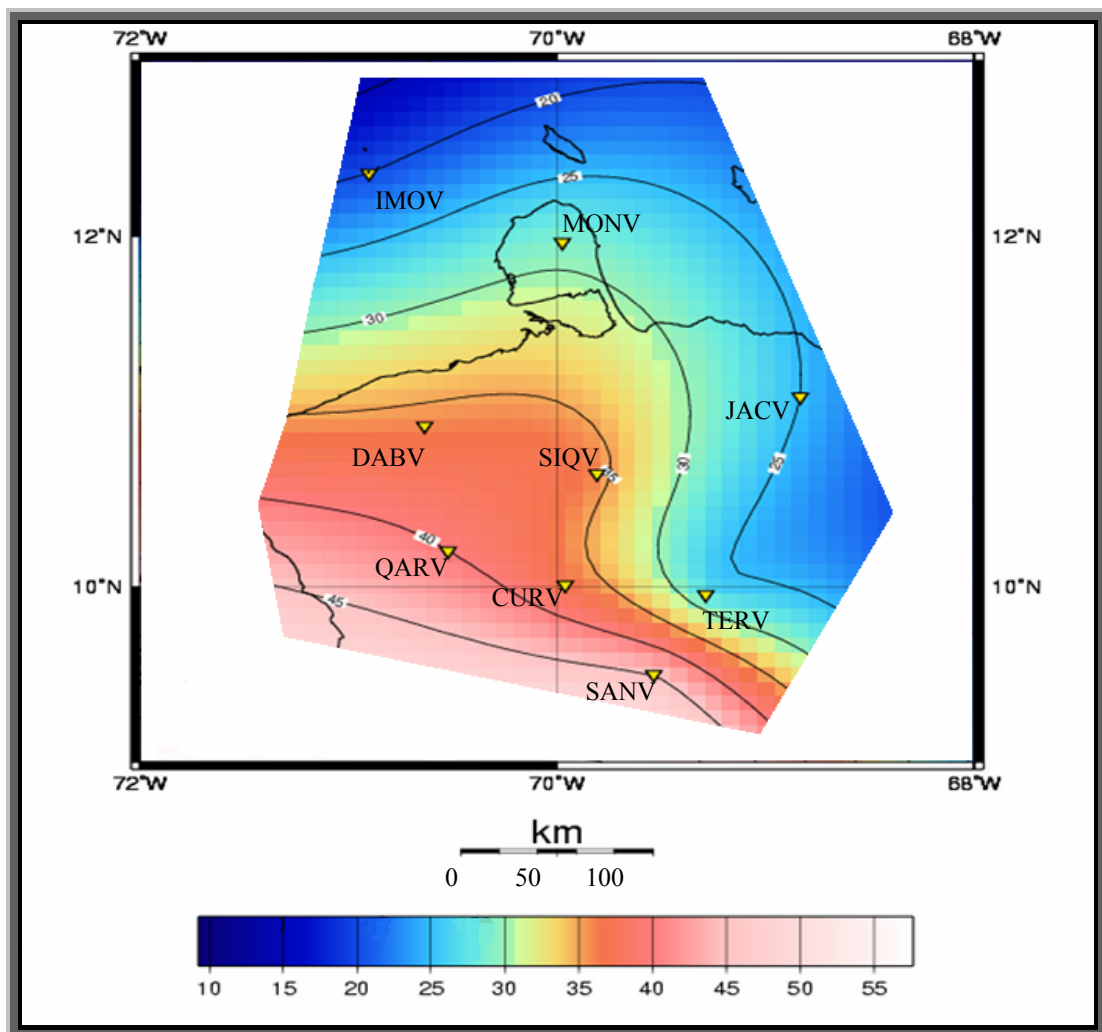


Figura 5.95. Profundidad del Mohorovicic. La escala de colores indica los valores de profundidades en km.

En resumen, los resultados se pueden observar en la siguiente tabla:

Tabla 5.3. Tabla resumen de los valores calculados de las profundidades y de la relación de Poisson en cada una de las estaciones sismológicas.

ESTACIONES	PROFUNDIDADES (km) (Stacking)	PROFUNDIDADES (km) (Vp/Vs)	RELACIÓN DE POISSON (σ)
CURV	37	37	0,24468954
DABV	37	34	0,26361853
IMOV	19-50	43	0,27678571
JACV	22	28	0,25757576
MONV	30	26	0,31387731
QARV	22-42	-	-
SANV	43	47	0,22563652
SIQV	36	37	0,26557738
TERV	27	27	0,25340304

CAPÍTULO 6

ANÁLISIS DE RESULTADOS

En general, las funciones receptoras obtenidas, mostraron muy bien definidas las amplitudes asociadas a la fase Ps, en tiempos de llegadas aproximados a los 5 segundos (figuras 5.35-5.52). Sin embargo, en las estaciones JACV y QARV, no se observan tan claramente, ya que las funciones receptoras obtenidas no presentaron una buena relación señal/ruido (figuras 5.42, 5.45, 5.46; Apéndice D, figuras D.7 y D.12). Por otro lado, es notable la similitud en la forma de las ondas de los eventos sísmicos que provienen de un mismo retro-azimut, permitiendo obtener un buen resultado a la hora de realizar el apilamiento por retro-azimut; siempre y cuando se tenga un buen número de eventos y una buena calidad de las señales en el grupo de eventos para el apilamiento.

Se pudieron observar que las mejores funciones receptoras obtenidas, corresponden a los eventos que provienen del sureste, con retro-azimuts de 150° a 185° aproximadamente. En los gráficos del apilamiento en dominio de profundidad por retro-azimut (figuras 5.53-5.61), pueden observarse una mejor consistencia en los resultados de dicho grupo de eventos (además de ser el grupo con mayor número eventos apilados en la mayoría de las estaciones).

Analizando los resultados por cada estación sismológica, se tiene que:

- 1) En la estación CURV se obtuvieron profundidades de 35 Km y 40 km, para los retro-azimuts de 150° y 330° respectivamente; siendo estos dos grupos, eventos que provienen en sentidos opuestos (dirección N-W y S-E), lo que indica una inclinación de la interfase por debajo de la estación. El apilamiento de eventos con retro-azimut alrededor de 270° , fue realizado sólo con dos eventos, que además no presentaban una buena función receptora en comparación a los demás eventos (figura N°5.35). Por otro lado, observando la figura 5.62, se puede notar el

apilamiento global de la estación CURV indicando una profundidad promedio de 37 km de espesor, valor cercano a los obtenidos por la gravimetría de Quijada (2006) alrededor de los 36 km.

En el cálculo de la profundidad con la relación V_p/V_s , se obtuvieron los tres diferentes gráficos con respuestas muy similares (figuras 5.63- 5.65), con una relación $V_p/V_s= 1.72$, mejor observado en la figura 5.64, indicando una profundidad de 37 km, tal como se obtuvo con el apilamiento en dominio de profundidad. Las gráficas de cross correlación muestran claramente las máximas amplitudes de cada modo de fase asociadas al valor V_p/V_s obtenido. El radio de Poisson obtenido es de 0.24, asociado a rocas de corteza continental con composición félsica (Zandt y Ammon, 1995).

- 2) En la estación DABV se obtuvieron profundidades de 37 km para los retroazimut de 270° y 330° (figura 5.54); sin embargo, para los eventos con retroazimut de aproximadamente 150° , el apilamiento no resultó muy bueno en este caso. Este último presenta un alto valor de amplitud correspondiente a 20 km y levemente se observa otro aumento de amplitud relacionado a los 37 km. Aun así, en el apilamiento global (figura 5.62) puede observarse claramente, al igual que la estación CURV, un aumento de amplitud correspondiente a 37 km de profundidad, valor que sigue siendo consistente con los trabajos anteriormente realizados (*e.g.*, Quijada, 2006) los cuales obtuvieron valores en el orden de los 35 km.

En el cálculo de profundidad con la relación V_p/V_s se observa un mejor cálculo en la figura 5.68, en donde se utilizaron los modos Ps y PpSs, los cuales tienen una mejor cross correlación (Figura 5.70), indicando un valor de $V_p/V_s= 1.765$ y una profundidad igual a 34 Km. Sin embargo, esta profundidad difiere en 3 km al obtenido con el apilamiento, aunque sigue siendo un valor coherente para esta

estación. La relación de Poisson obtenida es de 0.26, valor que puede asociarse a rocas de tipo félsicas a intermedias (Zandt y Ammon, 1995).

- 3) En la estación IMOV se agruparon los eventos con retro-azimut promedio de 150° y 330° (direcciones N-W y S-E), y en ambos apilamientos se obtuvieron respuestas muy similares (figura 5.55), obteniendo como resultado valores de profundidades de 19-20 km y de 48-50 km. Este resultado también se observa en el gráfico del apilamiento global para esta estación (figura N° 5.62). Tomando en cuenta que, según la gravimetría de Quijada (2006), la Isla Los Mojes presenta un espesor de corteza aproximado de 20 km, y según la tomografía sísmica de Van der Hilst (1990) se confirma la presencia de una losa que subduce bajo el norte de Colombia y noroeste de Venezuela, es posible que se esté observando en las funciones receptoras valores de profundidades correspondientes a la corteza transicional a los 19 Km y al tope de la losa a los 50 Km. Según Van der Hilst y Mann (1994), la losa presenta una dirección de subducción de 150° (con respecto al norte) y un buzamiento de 17° , mostrando una continuidad superficial en el cinturón de deformación del Caribe. Si se realizan las estimaciones utilizando el valor de profundidad de 50 km encontrado, y sabiendo que la distancia aproximada desde el cinturón de deformación del Caribe hasta la estación IMOV es de 150 km, el ángulo de buzamiento de la subducción daría aproximadamente 18° , muy similar al valor obtenido por Van der Hilst.

En el cálculo de profundidades y V_p/V_s , se obtuvo una mejor respuesta utilizando los modos Ps y PpPs (figura 5.73), donde se observa un valor de $V_p/V_s = 1.8$ correspondiendo a un valor 43 km de profundidad, siendo un espesor muy relativo debido a los valores obtenidos por el apilamiento en dominio de profundidad. La relación de Poisson calculada es de 0.276, la cual puede correlacionarse con rocas de composiciones intermedias a máficas (Zandt y Ammon, 1995) asociadas a la corteza oceánica.

4) En la estación JACV se obtuvieron los apilamientos asociados a los retro-azimut promedios de 150° y 330° , con profundidades correspondientes a 18 km y 30 km respectivamente (figura 5.56). A pesar de que esta disminución cortical de la zona es observada en los trabajos realizados por Rodríguez y Sousa (2003), Bezada (2005) y Quijada (2006), la variación que indica una disminución en el espesor de la corteza en dirección N-W es bastante alta. Además, en el apilamiento global (figura 5.62) se observa claramente un promedio de profundidad a los 22 km. Tomando en cuenta el poco número de eventos utilizados en esta estación, y la no muy buena calidad de sus registros, es posible que la estimación de la profundidad no sea tan exacta.

En relación a los valores de V_p/V_s y Profundidad, se observa una mejor respuesta en la cross correlación entre los modo Ps y PpPs (figura 5.78), dando valores de $V_p/V_s = 1.75$ y una profundidad de 28 km (figura 5.77). Este valor de profundidad es mucho más cercano a los obtenidos en estudios corticales anteriores. La relación de Poisson calculada es de 0.25, asociado a rocas de composición félsica (Zandt y Ammon, 1995).

5) En la estación MONV sólo pudieron agruparse los eventos con retro-azimut promedio de 150° (figura 5.57), debido a los pocos eventos registrados por la estación. Aun así, se obtuvo una muy clara respuesta correspondiente a 30 km de espesor, el cual es un valor cercano a los valores obtenidos por Rodríguez y Sousa (2003), Bezada (2005) y Quijada (2006).

Con la relación V_p/V_s se obtuvo una profundidad de 26 km (figura 5.80) donde se observa una mejor cross correlación entre los modos Ps y PpSs (Figura 5.82) con un valor $V_p/V_s = 1.92$. el calculo de la relación de Poisson da un valor de 0.31 asociado a rocas de composición máfica relacionadas con corteza oceánica (Zandt y Ammon, 1995).

- 6) En la estación QARV se obtuvieron muy escasos registros de buena calidad, debido a que la mayoría de los registros de esta estación eran sumamente ruidosos. Los registros que se pudieron utilizar en el apilamiento no arrojaron una función receptora confiable. Tomando como resultado el apilamiento para retro-azimut 210° , se observan dos profundidades de 22 km y de 40 km asociadas a los valores altos de amplitudes (figura 5.58). Tomando en cuenta los valores de profundidad mencionados por Guédez (2003), en la interpretación de una línea sísmica cercana a QARV, realizada en proyecto COLM, los valores de profundidad se encuentran al rededor de 42 km, lo que permite pensar que el segundo pico de amplitud en la función receptora, sea realmente el correspondiente al espesor de la corteza.
- 7) En la estación SANV se obtuvo un valor de 43 km de espesor observado en una única agrupación de eventos por retro-azimut (figura 5.59), debido a los pocos registros que esta estación presentaba, ya que empezó a operar a partir del 2005. Este altamente posible que a nivel de esta estación haya un engrosamiento, debido a que se encuentra ubicada en el límite norte de la Cordillera Andina.

En el cálculo de la profundidad con la relación V_p/V_s , se obtuvo un espesor de 47 km (figura 5.84) un poco mayor al obtenido por el apilamiento en dominio de profundidad, posiblemente sobreestimado debido al bajo número de registros en esta estación. El valor de V_p/V_s es de 1.68, igualmente observado en la cross correlación de los modos Ps y PpSs (figura 5.86). El valor de la relación de Poisson calculado es de 0.22, asociado a rocas con alto contenido félsico (Zandt y Ammon, 1995).

- 8) En la estación SIQV se obtuvieron cuatro grupos de apilamientos con retro-azimuts promedios de 150° , 210° , 270° y 330° , observando variaciones en los espesores de la corteza de 28 km, 35 km, 38 km y 42km respectivamente (figura 5.60). es notable que los espesores de 35km y 38 km son correlacionables con los

resultados obtenidos en las estaciones CURV y QARV, las cuales se encuentran al suroeste de la estación SIQV. Esta variación de profundidades indica la inclinación existente en la topografía del Moho. Lamentablemente no se obtuvieron resultados de eventos provenientes del noreste, lo cual hubiese sido útil para relacionar el resultado con el adelgazamiento observado en la estación JACV. En el apilamiento global (figura 5.62), se observa una profundidad promedio de 36 km, lo cual es un valor bastante cercano a los resultados observados por Bezada (2005) y Quijada (2006).

En el cálculo de V_p/V_s y de la profundidad, se obtiene un valor de 37 km y $V_p/V_s = 1.77$ (figura N°5.89), con una mejor cross correlación entre Ps y PpPs (figura 5.90), obteniendo una profundidad es prácticamente igual a la obtenida en el apilamiento global en dominio de profundidad. El valor de la relación de Poisson es de 0.265, asociado a rocas de tipo félsicas a intermedias (Zandt y Ammon, 1995).

- 9) En la estación TERV se obtuvieron funciones receptoras con polaridad invertida, además de notar que las funciones radiales correspondían a las tangenciales (pues no se observaban las amplitudes de Ps ni de los múltiples) y que las tangenciales correspondían a las radiales (donde se observaron claramente las amplitudes de la Ps) (Apéndice D, figuras D.18 - D.22). Esto se debe a que la estación sismológica fue instalada con las componentes N y E invertidas. Por tal razón, las señales utilizadas fueron las correspondientes a las componentes tangenciales. Una vez realizado el apilamiento en dominio de profundidad, se obtuvieron valores de profundidad de 25 km a 30 km para los grupos de apilamientos con retro-azimuts promedios de 150°, 210°, 270° y 330° (figura 5.61). Estas profundidades indican un adelgazamiento cortical que no se observa en los estudios corticales previos de la zona. Estos valores se obtuvieron a partir de una buena cantidad de señales y con una muy buena calidad en el registro, lo cual permite pensar que posiblemente el adelgazamiento realmente exista por

debajo de esta estación. Quizás este adelgazamiento este relacionado con los esfuerzos distensivos y compresivos de la cuenca de tracción de Cabudare, aunque en verdad no es muy clara la razón geológica de dicho adelgazamiento, tomando en cuenta que la estación se ubica en el límite norte de la Cordillera Andina en donde los espesores esperados estarían en el orden de los 40 km.

Para el cálculo de V_p/V_s y de la profundidad, se encontró una mejor cross correlación entre los modos Ps y PpSs (figura 5.94), obteniendo una relación $V_p/V_s=1.74$ y una profundidad de 27 km, confirmando así, los valores de profundidad obtenidos con el apilamiento en dominio de profundidad. La relación de Poisson obtenida fue de 0.25 que corresponde a rocas de composición félsica (Zandt y Ammon, 1995).

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Mediante el desarrollo de programas y macros en SAC para el cálculo de funciones receptoras, fueron implementadas con éxito las metodologías propuestas por Ammon *et al.* (1997) y Niu (1993-2007).

De las 9 estaciones (TERV, IMOV, QARV, JACV, CURV, MONV, SIQV y SANV) analizadas en este trabajo, 8 de ellas presentaron registros con una buena relación señal/ruido, siendo posible obtener la FR correspondiente y las posteriores estimaciones de espesores cortical, V_p/V_s y relación de Poisson. Sólo en el caso de la estación QARV, no se pudo obtener resultados coherentes.

Los espesores corticales en la región noroccidental de Venezuela (Falcón, Lara, Portuguesa y la Isla los Monjes) obtenidos utilizando la metodología de funciones receptoras, varía en de un rango de 20 a 45 km, con una tendencia a disminuir en dirección noreste. Estos resultados concuerdan en gran parte con los espesores obtenidos a partir de estudios gravimétricos y con sísmica de refracción profunda, realizados previamente en la región.

Sólo la estación sísmológica Terv, con una profundidad promedio de 27 km, presenta adelgazamiento cortical en comparación a trabajos previos que estiman una profundidad de 35 km aproximadamente.

Basado en la tomografía sísmica de Van der Hilst (1990), se interpreta una subducción asociada al cinturón de deformación del Caribe, la cual se extiende por debajo de Falcón. Las estaciones sísmológicas analizadas ubicadas en Falcón, no mostraron ninguna evidencia de dicha subducción. Sin embargo, para la estación IMOV ubicada en la Isla los Monjes se interpretó la presencia de la losa de la subducción a 50 Km de profundidad, indicando un buzamiento de 18° de inclinación.

Con respecto a la relación de Poisson, se observa una disminución del valor a medida que avanzamos hacia el sur, lo que es bastante coherente, ya que las rocas van teniendo mayor contenido félsico. Además, los valores de $\sigma = 0.25$ y 0.26 están relacionados a corteza de edades cenozoicas – mezozoicas (Zandt y Ammon, 1995), tal como es el caso de esta zona. Particularmente, en la Isla los Monjes (IMOV) y en Monte Cano (MONV), los altos valores de σ se deben al contenido máfico y ultramáfico de las rocas allí presentes, asociadas a la corteza oceánica.

Tomando en cuenta que este trabajo, junto con un trabajo que se está llevando en paralelo por el Dr. Niu, de la Universidad de Rice (perteneciente a BOLIVAR & GEODINOS Working Groups), son los primeros trabajos realizados con la metodología de *funciones receptoras* para estudios de espesor cortical en Venezuela, es recomendable darle continuación a dicha metodología, e inclusive realizar pruebas con ciertos cambios metodológicos; como por ejemplo, la aplicación de inversión sísmica para estimación de espesores, o combinar esta metodología junto con otra que permita disminuir el grado de incertidumbre; como por ejemplo las curvas de dispersión.

Por otro lado, es importante realizar una revisión e la estación QARV, ya que los registros son demasiado ruidosos y no permiten realizar un buen análisis.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Akinci A., R.B. Herrmann y C.J. Ammon. (1999). **Shallow crustal structure in the Central Conterminous United States from teleseismic receiver functions.** Saint Louis University, Department of Earth and Atmospheric Sciences.
- Ammon, C.J., G.E. Randall and G. Zandt. (1990). **On the Nonuniqueness of Receiver Function Inversions**, J. Geophys. Res. 95, 15303-15318.
- Ammon, C.J. (1991). **The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms**, Bull. Seismol. Soc. Am. 81, 2504-2510.
- Ammon C.J. y G. Zandt. (1993). **The receiver structure beneath the southern Mojave Block.** Bull. Seism. Soc. Am., 83, 737-755.
- Ammon C. J. (1997). **Receiver function analisis.** Publicado por Penn State, Earthquake Seismology. [en línea]:
<<http://eqseis.geosc.psu.edu/~cammon/HTML/RftnDocs/rftn01.html>>.
[Consulta: 2006 y mayo 2007].
- Anderson D.L. (1967). **Phase changes in the upper mantle**, Science, 157, 1165-1173.
- Anderson D.L. (1970). **Petrology of the mantle.** Mineral. Soc. Am. Spec. Pap. 03, 85-93.
- Aubouin J. (1975). **Réflexion sur les bordures pacifiques, l'exemple des cordillères américaines.** C. R. Acad. Sci. Ser. 2, 280D:2633-2636.
- Aubouin J., M. Baltuck, R.J. Arnett, J. Bourgois, M. Filewicz, R. Helm, K.A. Kvenvolden, B. Lienert, T. Mc Donald, K. Mc Dougall, Y. Ogawa, E. Taylor y B. Winsborough. (1982). **Leg 84 of the Deep Sea Drilling Project, subduction without accretion, Middle America Trench off Guatemala.** Nature 297, 458-460.
- Audemard Fe. (1991). **Tectonics of western Venezuela.** Tesis Ph.D., Rice University, Houston, Texas.
- Audemard Fr. (1993). **Néotectonique, sismotectonique et aléa sísmique du nord-ouest du Venezuela (système de failles d'Oca-Ancón).** Tesis doctoral, Universidad de Montpellier II. 369 p.

- Audemard Fr. (1995a). **Evolution geodynamique de la façade nord sud-américaine : Nouveaux apports de l'histoire géologique du bassin de Falcón, Vénézuéla.** XIV Caribbean Geological Conference, Port of Spain Trinidad.
- Audemard Fr. (1995b). **La cuenca terciaria de Falcón, Venezuela noroccidental: Síntesis estratigráfica, génesis e inversión tectónica.** IX Congreso Latinoamericano de Geología, Caracas.
- Audemard Fr. (1997). **Tectónica Activa de la Región Septentrional de la Cuenca Invertida de Falcón, Venezuela Occidental.** Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología. Tomo I, p.93-100.
- Audemard Fr. y C. Giraldo. (1997). **Desplazamientos dextrales a lo largo de la frontera meridional de la placa Caribe, Venezuela septentrional.** Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano, Sociedad Venezolana de Geología. Tomo I, p. 101-108.
- Audemard Fr. (1998). **Evolution Géodynamique de la Façade Nord Sud-américaine: Nouveaux apports de l'Histoire Géologique du Bassin de Falcón, Vénézuéla.** Memorias de la 3era Conferencia Geológica de la sociedad Geológica de Trinidad y Tobago y la XIV Conferencia Geológica del Caribe. Trinidad-1995, V. 2. Sociedad Geológica de Trinidad y Tobago, San Fernando, T&T, p. 327– 340.
- Audemard Fr., H. Rendón y G. Romero. (1999). **Sismicidad, Geotectónica y campo de esfuerzo del norte de Venezuela.** FUNVISIS.
- Audemard Fr. (2001). **Quaternary tectonics and present stress tensor of the inverted northern Falcón Basin, Northwestern Venezuela.** Journal of Structural Geology 23, 431– 453.
- Audemard Fr. (2003). **Geomorphic and Geologic Evidence of Ongoing Uplift and Deformation in the Mérida Andes, Venezuela.** Quaternary International, 101-102, 43-65 p.
- Audemard Fr., G. Romero, H. Rendón y V. Cano. (2005). **Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions.** Earth-Science Reviews. 69, 181–233.
- Aki K. y P.G. Richards. (1980). **Quantitative seismology, theory and methods.** Edit. W. H. Freeman and Company, New York, U.S.A. p. 130-152.
- Ball M.M., C.G.A. Harrison y P.R. Supko. (1969). **Atlantic opening and the origin of the Caribbean.** Nature 223, 167–168.

- Bell J. (1972). **Geotectonic evolution of the southern Caribbean area**. Memoria de la Geol. Soc. Am. 132, 369–386.
- Beets D. J., W. Maresch, G. T. Klaver, A. Mottana, R. Bocchio, F. Beunk y H. Monen. (1984). **Magmatic rock series and high-pressure metamorphism and constraints on the tectonic history of the Southern Caribbean**. En: W. E. Bonini, R. B. Hargraves y R. Shagam (Eds.) **The Caribbean South America plate boundary and regional tectonics**. Geol. Soc. America, Memoir 162, p. 95-130.
- Bellizzia A., Martín C., Pérez H. y Graterol M. (1973). **Reconocimiento geológico del Archipiélago de Los Monjes**. Segundo congreso latinoamericano de geología; Caracas, Venezuela. Boletín de Geología Publicación Especial, (7), Tomo II, p. 509-522.
- Bellizzia A. y D. Rodríguez. (1976). **Geología del estado Yaracuy**. Bol. Geol., Caracas, Public. esp. 5, 6: 3317-3417.
- Bellizzia A. y G. Dengo. (1990). **The Caribbean mountain system, northern South America**. En: Dengo, G. y Case, J.E. (eds.), **The geology of North America, Vol. H, The Caribbean Region**. Geol Soc. Am., Boulder, Colorado, 167-175.
- Beltrán C. (comp.). (1993). **Mapa Neotectónico de Venezuela**. Escala 1: 2,000,000. FUNVISIS.
- Benz H. M. y J. E. Vidale. (1993). **Sharpness of upper-mantle discontinuities determined from high-frequency reflections**, Nature, 365, 147-150.
- Bezada M. (2005). **Modelado bidimensional de la corteza en la zona de colisión Caribe-Suramérica, Región Occidental de Venezuela (Estados Lara y Falcón)**. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. 175 p.
- Bird D.E., S.A. Hall, J.F. Casey y P.S. Millegan. (1993). **Interpretation of magnetic anomalies over the Grenada Basin**. Tectonics, 12, 1267-1279.
- Bort F., P. Egea y C. Rubio. (s/f). **Galería de imágenes, Proyecto Biosfera**. Publicado por el Ministerio de Educación y Ciencia (España). [en línea]: <<http://recursos.cnice.mec.es/biosfera/>>. [Consulta: enero 2007].
- Boesi T. y D. Goddard. (1991). **A new geologic model related to the distribution of hydrocarbon source rocks in the Falcón basin, northwestern Venezuela**. En Biddle K. T.(ed.), **Active Margin Basins**. Mem. AAPG 52, Tulsa, OK, p. 303-319.

- Bouysse P. (1988). **Opening of the Granada back-arc Basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene.** *Tectonophysics*, 149, 121-143.
- Burdick L.J. y D.V. Helmberger. (1974). **Time functions appropriate for deep earthquakes.** *Bull. Seis. Soc. Am.* V. 64; no. 5; p. 1419-1427.
- Burdick L.J. y C.A. Langston. (1977). **Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-waveforms.** *Bull. Seism. Soc. Am.* 67, 677–691.
- Burke K., P.J. Fox y A.M.C. Sengor. (1978). **Buoyant ocean floor and the evolution of the Caribbean.** *J. Geophys. Res.* 83, 3949–3954.
- Burke K. (1988). **Tectonic evolution of the Caribbean.** *Ann. Rev. Earth & Planetary Sci.* 201-230.
- Castejón B., C. Márquez y M. Urbáez. (1986). **Modelo de corteza en la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.** Tesis de Grado, Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 208 p.
- Castrillo J.T. (1997). **Structuration neogene du flanc nor-ouest des Andes vénézuéliennes entre Torondoy et Valera.** *Doc. Univ. Pau et des Pays de l'Adour.* 247p.
- Christensen U.R. (1995). **Effects of phase transitions on mantle convection,** *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23, 65-87.
- Clayton R.W. y R.A. Wiggins. (1976). **Source shape estimation and deconvolution of teleseismic body waves.** *Geophys. J.R. Astron. Soc.*, 47, 151--177, 1976.
- Cruz V. (2000). **Inversión global con algoritmos genéticos y cristalización simulada, aplicada a funciones de receptor: Modelos estructurales de velocidades para la corteza en la República mexicana.** Tesis de Grado, Inédito. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. 215 p.
- Cruz V. (2001). **Análisis cuantitativo de formas de onda en el volcán Popocatepetl.** Tesis de Maestría, Inédito. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F. 49 p.
- Dahl-Jensen T., I. Woelbern, T. Bach, W. Hanka, T. B. Larsen, S. Gregersen, K. Mosegaard, R. Kind y F. Horn. (2001). **Crustal Thickness of the Greenland Craton From Receiver Function Analysis.** *Eos Trans. AGU*, 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S12D-0646.

- Deng J. y L.R. Sykes. (1995). **Determination of Euler pole for contemporary relative motion of Caribbean and North American plates using slip vectors of interplate earthquakes.** *Tectonics* 14, 39-53.
- Díaz de Gamero M. L. (1977). **Estratigrafía y micropaleontología del Oligoceno y Mioceno inferior del centro de la cuenca de Falcón, Venezuela.** *GEOS*, 22: 2-50.
- Díaz de Gamero M. L. (1985). **Estratigrafía de Falcón Nororiental.** VI Congreso Geológico Venezolano. Caracas, V. 1, 454-502.
- Dickinson W.R. y P.J Coney. (1980). **Plate Tectonics Constraints on the Origin of the Gulf de Mexico.** En la Ed. R. II. Pilger Jr., **The origin of the Gulf of Mexico and the Early Opening of the Central North Atlantic Ocean.** Proceedings of a Symposium at L.S.U. Baton Rouge.
- Donnelly T.W. (1985). **Mesozoic and Cenozoic Plate Evolution of the Caribbean Region.** En *The Great American Biotic Interchange*, editado por F.G. Stehli y S.D. Webb. New York, Plenum Press, pp. 89-121.
- Donnelly T. (1994). **The Caribbean Sea Floor, en Caribbean Geology: An Introduction.** U.W.I Publisher Association, Kingston.
- Du Z. y G. R. Foulger. (1999). **The crustal structure beneath the northwest fjords, Iceland, from receiver functions and surface waves.** *J. Geophys. Int.* 139, 419-432.
- Du Z., L.P. Vinnik y G.R. Foulger. (2006). **Evidence from P-to-S mantle converted waves for a flat “660-Km” discontinuity beneath Iceland.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 241, 271-280.
- Duncan R.A. y R.B. Hargraves. (1984). **Plate tectonic evolution of the Caribbean region in the mantle reference frame.** *Geological Society of America Memoir*, 162, 81-93.
- Ecker C. (1997). **Source parameters from near regional earthquake data recorded at Garm, Tadjikistan.** Stanford Exploration Project.
- Feo-Codecido, G., 1962. **Contribución a la geología de Venezuela nor-central.** *Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., Bol. Inform.*, 5(5): 119-142.
- Foulger G. R. y B. R. Julian. (2004). **Variations in Global Transition Zone Thickness.** [en línea]: <<http://www.MantlePlumes.org>>. [Consulta: septiembre 2006].

- Frisch W., M. Meschede y M. Sick. (1992). **Origin of the Central American ophiolites, Evidence from paleomagnetic results.** Geological Society of America Bulletin, 104, 1301-1314.
- FUNVISIS. **Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas.** [en línea]: <<http://www.funvisis.gob.ve>>. [Consulta: 2006-julio 2007]
- Gajardo E., J. Nicolle, B. Castejón, C. Márquez, y M. Urbáez. (1986). **Modelo de corteza de la Costa Oriental del Lago de Maracaibo.** III Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. p.102-111.
- Gallardo C. (1985). **Esquisse sismotectonique de la region centrooccidentale du Venezuela et sa relation avec la geodynamique des CaraRbes.** Tesis PhD, Université de Montpellier II (U.S.T.L.), 276 pp.
- Gallart J., J. Díaz, D. Pedreira, J. Pulgar, C. López, M. Ruiz y J. G. Cortina. (2001). **Alpine crustal thickening and wedging in the Pyrenees and Cantabrian Mountains (N Spain) probed by seismic profiling and teleseismic receiver-funtion analysis.** Eos Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S12D-0639.
- Ghosh N., S. A. Hall y J. F. Casey. (1984). **Seafloor spreading magnetic anomalies in the Venezuelan Basin.** Geological Society of America. Memoria 162. Houston, Texas.
- Ghosh S., P. Pestman, L. Meléndez, I. Trusskowski y E. Zambrano. (1997). **Evolución Tectonoestratigráfica y Sistemas Petrolíferos de la Cuenca de Falcón, Venezuela Noroccidental.** Memorias del VIII Congreso Geológico Venezolano., Soc. Venezolana de Geol. Tomo I, 317-329.
- Giunta G., E. Navarro, L. Beccaluva, S. Bellia, P. Comin-Chiaramonti, P. Dengo, W. Montero, F. Urbani y S. Carnemolla. (1996). **Geología de los márgenes de la Placa del Caribe: generalidades en Guatemala, Costa Rica, La Española y resultados preliminares del análisis de una transversal en la cordillera de la Costa de Venezuela.** Rev. Geol.Amér.Central, 19/20, 7-8.
- Goldstein P. (1999). **SAC Home Page. Seismic Analysis Code.** [en línea]: <<http://www.llnl.gov/sac/>>. [Consulta: septiembre 2005- junio 2007].
- González de Juana C. (1938). **Contribución al Estudio de la Cuenca Sedimentaria Zulia-Falcón.** Caracas, Bol. Geol. y Min., V. 2 (2-4), p. 123-138.

- González de Juana C., J. Iturralde y X. Picard. (1980). **Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas**. Ediciones FONINVES. Caracas, V.1, p.407 y V. 2, p. 624.
- Guédez R. (2003). **Estudio cortical en el área centro – norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción**. Trabajo Especial de Grado, Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 123 p.
- Herrmann R. B., J. Julia-Casas, G. Rix, A. Akinci, P. Bodin y C. J. Ammon. (2002). **Shear- wave velocity estimates for deep soils of the Mississippi embayment from the inversion of teleseismic receiver functions**.
[en línea]: <<http://www.crystal.ucsb.edu/~kbolsen/Rome/rome.html>>.
[Consulta: noviembre 2005].
- Hunter V. F. (1972). **A middle Eocene flysch from east Falcón, Venezuela**. VI Conf. Geol. del Caribe, Porlamar, Estado Nueva Esparta, p. 126-130.
- IRIS. **Incorporate research institutions for seismology**.
[en línea]: <<http://www.iris.edu>>. Patrocinado por la National Science Foundation (NSF). [Consulta: noviembre 2006].
- Iturralde-Vinent M. (2004). **Principales Modelos Tectónicos del Caribe**.
[en línea]: <<http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/modpt.htm>>.
[Consulta: enero 2005].
- Iturralde-Vinent M. y L. Edgard. (2004). **Caribbean Plate Tectonics**. International Geoscience Programme. Final report of IGCP Project N° 433, 2000-2004.
- James K. (2003). **A simple synthesis of Caribbean Geology**. Conferencia Internacional AAPG. Barcelona, España.
[en línea]: <http://www.ig.utexas.edu/CaribPlate/reports/barcelona_2003.htm>.
[Consulta: marzo 2006].
- James K. (2004). **A Simple Synthesis of Caribbean Geology**. Search and Discovery Article #30026.
- James, K. (2005a). **A simple synthesis of Caribbean geology: Transactions, 16th Caribbean Geological Conference**. Barbados, Caribbean J. of Earth Sciences, v. 39, 71-84.
- James, K. (2005b). [en línea]:
<<http://www.redciencia.cu/cdorigen/arca/paper/keith.pdf>>. Combinación de dos trabajos (1) **Argumentos a favor y en contra del origen alóctono del Caribe**

y (2) un modelo del origen *in situ* del Caribe (página 36). Publicados en la Revista Geológica Acta, y reproducidos aquí con el permiso del autor. [Consulta: diciembre 2005].

- Jones C. H. y R. A. Phinney. (1998). **Seismic structure of the lithosphere from teleseismic converted arrivals observed at small arrays in the southern Sierra Nevada and vicinity**, California. J. Geophys. Res. 103, 10065-10090.
- Jordan T. (1975). **The present-day motions of the Caribbean plate**. J. Geophys. Res. 80, 4433– 4439.
- Julian B. R. (2004). Seismology: **The hunt for plumes**. [en línea]: <<http://www.MantlePlumes.org>>. [Consulta: febrero 2006].
- Kawakatsu H. y F. Niu. (1994). **Seismic evidence for a 920-km discontinuity in the mantle**. Nature. 371, 301-305.
- Kennett B. L. N. y E. R. Engdahl. (1991). **Travel times for global earthquake location and phase identification**, Geophys. J. Int. 122, 429–465.
- Kerr A.C., M.A. Iturralde Vinent, A.D. Saunders, T.L. Babbs y J. Tarney. (1999). **A new plate tectonic model of the Caribbean: Implications from a geochemical reconnaissance of Cuban Mesozoic volcanic rocks**. Geol. Soc. Am. Bull., 111(11): 1581-1599
- Kind R., G.L. Kosarev y N.V. Peterson. (1995). **Receiver functions at the stations of the German Regional Seismic Network (GRSN)**. Geophys. J. Int., 121, 191-202.
- Klitgord K. y H. Schouten. (1986). **Plate kinematics of the central Atlantic**. En: Tucholke B.E. y P.R. Vogt (Eds.), **The Western Atlantic Region (The Geology of North America**. vol. M). Geol. Soc. Am., Boulder, CO, pp. 351–378.
- Kumar M., D. Ramesh, J. Saul, D. Sarkar y R. Kind. (2001). **Crust and uppermantle structure of the Arabian shield from receiver function analysis**. Eos Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S12D-0630.
- Kumar P., R. Kind, W. Hanka, K. Wylegalla, Ch. Reigber, X. Yuan, I. Woelbern , P. Schwintzer, K. Fleming, T. Dahl-Jensen, T.B. Larsen, J. Schweitzer, K. Priestley, O. Gudmundsson y D. Wolf. (2005). **The lithosphere–asthenosphere boundary in the North-West Atlantic region**. Earth Planet. Sci. Lett., 236, 249– 257.

- Ladd J. W. (1976). **Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics**. Geol. Soc. Ana. Bull., 87, 969-976.
- Langston C. (1979). **Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves**, J. Geophys. Res., 84, 4749-4762.
- Levander A., M. Schmitz, BOLIVAR & Geodinos Working Groups. (2006). **Bolivar & Geodinos: Investigating Island Arc Accretion Along The Southeastern Caribbean Plate Boundary**. Geol. Soc. Am., Backbone of the Americas: Speciality Mtg No. 2: 60.
- Levander A., Schmitz M., Avé Lallemant H.G., Zelt C.A., Sawyer D.S., Magnani M.B., Mann P., Christeson G., Wright J., Pavlis D., Pindell J. (2006). **Evolution of the Southern Caribbean Plate Boundary**. EOS, Vol. 87, nr. 9, pp. 97, 100.
- Levi E. (1977). **Elementos de mecánica del medio continuo**. Tercera edición. Edit. Limusa, México.
- Leroy S., B.M. Delepinay, A. Mauffret y M. Pubellier. (1996). **Structural and tectonic evolution of the eastern Cayman Trough (Caribbean sea) from seismic reflection data**. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 80(2), 222-247.
- Ligorria J.P. y C.J. Ammon. (1999). **Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation**. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1395-1400.
- Luque B., F. Ballesteros, L. Lara, A. Márquez, M. González y A. Agea. (2001-2006). **Curso de Astrobiología: Cap. 7- Impactos, Volcanes y Continentes a la Deriva**. Adler Planetarium & Astronomy Museum.
[en línea]: <<http://www.adlerplanetarium.org/astronomy/astrobiologia>>.
[Consulta: octubre 2005]
- MacDonald, W.D. (1990). **Survey of Caribbean paleomagnetism**. En Dengo G. y J.E. Case, (Eds.), **The Caribbean Region**. Geol. Soc. Am., Geol. of North Am. Ser., H: 405-432.
- Macellari, C.E. (1995). **Cenozoic Sedimentation and Tectonics of the Southwestern Caribbean Pull-Apart Basin, Venezuela and Colombia**. En Tankard A. J., R. Suarez y H.J. Welsink, **Petroleum Basins of South America: Memorias AAPG 62**, p.757-780.
- Malfait B.T. y Dinkelman M.G. (1972). **Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate**. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 251-272.

- Maresch W. V. (1974). **Plate tectonics origin of the Caribbean Mountains system of northern South America: discussion and proposal.** Geol. Soc. Amer., Bull., 85(5): 669-682.
- Manrique M. O. (2003). **Estimación del espesor de a corteza continental en el centro y sur de Perú a partir de fases PmP.** Compendio de Trabajos de investigación. CNDG – Biblioteca, Instituto Geofísico del Perú. V. 4, 53-64.
- Mauffret A. y S. Leroy. (1997). **Seismic stratigraphy and structure of the Caribbean igneous province.** Tectonophysics, V. 283 pp. 61-104.
- Mejía J. A. (2004). **Evaluación local de la distribución vertical de la velocidad de onda S en el occidente de Colombia: dos casos de prueba.** Universidad del Valle. Observatorio Sismológico del Sur Occidente (OSSO) - Corporación OSSO, Colombia.
- Melbourne, Tim y D. V. Helmberger. (1998). **Fine Structure of the 410 km Discontinuity,** J. Geophys. Res., 103 (B5), 10,091-10,102.
- Meschede M. y W. Frisch. (1998). **A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate.** Tectonophysics 296, 269–291.
- Midzi V. (2005). **The Receiver Structure Beneath the Kuwait National Seismic Network.** Mesf cyber Journal of Earth Science, 3, 01-21.
- Muessing K. (1984). **Paleomagnetic data on the basic igneous intrusions of the Central Falcón Basin, Venezuela.** The Caribbean-South American plate boundary and regional tectonics ; Mem. Geol. Soc. Am., 162, pp 231-238.
- Muirhead K.J. (1968). **Eliminating false alarms when detecting seismic events automatically.** Nature, 217, 533– 534.
- Nava A. (1998). **La Ciencia para todos: Ciencias de la Tierra, Terremotos.** Tercera edición. Fondo de Cultura económica, S. A. de C. V. México, D. F.
- Niu F. y H. Kawakatsu. (1997). **Depth variation of the mid-mantle seismic discontinuity.** Geophys. Res. Lett., V. 24, No. 4, 429-432.
- Niu F. y H. Kawakatsu. (1998). **Determination of the absolute depths of the mantle transition zone discontinuities beneath China: Effect of stagnant slabs on transition zone discontinuities.** Earth Planets Space, 50, 965–975.

- Niu F., H. Inoue, D. Suetsugu y K Kanjo. (2000). **Seismic evidence for a thinner mantle transition zone beneath the South Pacific Superswell.** *Geophys. Res.*, V. 27, No.13, 1981-1984.
- Niu F. y D. E. James. (2002). **Fine structure of the lowermost crust beneath the Kaapvaal craton and its implications for crustal formation and evolution.** *Earth Planet Sci. Lett.*, 200, 121-130.
- Niu F., S. C. Solomon, P. G. Silver, D. Suetsugu, H. Inoue. (2002). **Mantle transition-zone structure beneath the South Pacific Superswell and evidence for a mantle plume underlying the Society hotspot.** *Earth Planet Sci. Lett.*, 198, 371-380.
- Niu F., H. Kawakatsu y Y. Fukao. (2003). **Seismic evidence for a chemical heterogeneity in the midmantle: A strong and slightly dipping seismic reflector beneath the Mariana subduction zone.** *J. Geophys. Res.*, V. 108, No. B9, 2419, doi:10.1029/2002JB002384.
- Niu F., A Levander, C. M. Cooper, C. A. Lee, A. Lenardic y D. E. James. (2004). **Seismic Constraints on the depth and composition of the mantle keel beneath the Kaapvaal craton.** *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 337– 346.
- Niu F., A. Levander, S. Ham y M. Obayashi. (2005). **Mapping the subducting Pacific slab beneath southwest Japan with Hi-net receiver functions.** *Earth Planet Sci. Lett.*, 239, 9 –17.
- Niu F. (2007). Comunicación Personal.
- Owens T.J., G. Zandt y S.R. Taylor. (1984). **Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms.** *J. Geophys. Res.*, 89, 7783-7795, 1984.
- Phinney R. A. (1964). **Structure of the Earth's crust from spectral behaviour of long-period body waves,** *J. Geophys. Res.*, 69, 2997-3017.
- Pindell J., S. Cand, W. III Pitman, D. Rowley, J. Dewey, J. Labrecque y W. Haxby. (1988). **A plate kinematic framework for models of Caribbean evolution.** *Tectonophysics*, 155, 121-138.
- Pindell J. y S. Barrett. (1990). **Geological evolution of the Caribbean region: A plate tectonic perspective.** *The geology of North America, Vol H, The Caribbean Region*, p. 405-431.

- Pindell J. y Dewey, J.F. (1982). **Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico-Caribbean region.** *Tectonics*, v.1, 179–212.
- Pindell J.L. y J. Erickson. (1995). **Aspects of the Stratigraphy and Petroleum Geology of the Serranía del Interior, Eastern Venezuelan Basin.** A field trip and short course. Ined. 143 p.
- Pindell J. y L. Kennan. (2001). **Kinematic Evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean.** Gulf Coast Association of Geological Societies Conference.
- Priestley K., J. Cipar, A. Egorkin, y N. Pavlenkova. (1994). **Upper-mantle velocity structure beneath the Siberian platform,** *Geophys. J. Int.*, 118, 369-378.
- Pumpin V. F. (1978). **The structural Setting of Northwest Venezuela.** Maraven, S.A., Caracas. 18 p.
- Quijada M. (2006). **Inversión gravimétrica 3D en el noroccidente de Venezuela y zonas costa afuera.** Trabajo Especial de Grado, Inédito. Universidad Simón Bolívar, Caracas. 213 p.
- Reading A.M., B.L.N. Kennett y M. Sambridge. (2003). **Receiver Function Studies.** The Australian National University, Research School of Earth Sciences, Earth Physics - Seismology: annual report.
- Renz H. (1955). **Some Upper Cretaceous and Lower Tertiary foraminífera from Aragua and Guárico, Venezuela.** *Rev., Micropaleontology*, 1: 52-71.
- Rivas J., J.L. Nicolle y E. Fajardo. (1988). **Sismogramas sintéticos del modelo de corteza terrestre de la costa oriental del Lago de Maracaibo.** IV Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas, Memorias, 269-276.
- Rodríguez J., y J. C. Sousa. (2003). **Estudio geológico-estructural y geofísico de la sección Cabo San Román-Barquisimeto. Estados Lara y Falcón.** Trabajo Especial de Grado, Inédito. Universidad Central de Venezuela, Caracas. 297 p.
- Rosencrantz E. y J.G. Sclater. (1986). **Depth and age in the Cayman Trough.** *Earth Planet Sci. Lett.*, 79, 133-144.
- Rosencrantz E., M.I. Ross y J.G. Sclater. (1988). **Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies.** *J. Geophys. Res.*, 93, 2141-2157.
- Rosencrantz E. (1990). **Structure and tectonics of the Yucatan basin, Caribbean Sea, as determined from seismic reflection studies.** *Tectonics*, 9, 1037-1059.

- Rost S. (2000). **A study of the Earth's upper mantle discontinuities in the Pacific using a short-period array**. Doktorarbeit zur Promotion zum Dr. rer. nat. PhD. Thesis, Universität Göttingen. Publicado por Duerkohl und Radicke, Göttingen.
- Sawamoto H. (1977). **Orthorhombic perovskite (Mg,Fe)SiO³ and constitution of the lower mantle, in: High pressure research**, Editado por M.H. Manghnani y S. Akimoto, Academic Press, New York, 219-244.
- Silver E.A., J.E. Case y E.J. MacGillary. (1975). **Geophysical study of the Venezuelan borderland**. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 2 13-226.
- Singer A. y F.A. Audemard. (1997). **Aportes de Funvisis al desarrollo de la geología de fallas activas y de la paleosismología para los estudios de amenaza y riesgo sísmico**. Publicación Especial Academia de las Ciencias Naturales, Matemáticas y Físicas 33, 25– 38.
- Soulas, J. P. (1986). **Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas**. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 1985, V. 10, pp. 6639–6656.
- Speed R.C. y Westbrook G.K. (1984). **Lesser Antilles Arc System and Adjacent Terranes: Ocean Margin Drilling Program, Atlas 10. Scale 1:200000**. Regional Atlas Series. Marine Science International. Woods Hole, MA, EEUU.
- Stephan J.F. (1977). **El Contacto Cadena Caribe-Andes Merideños entre Carora y El Tocuyo, Edo. Lara: Observaciones sobre el Estilo y la Edad de las Deformaciones Cenozoicas en el Occidente Venezolano**. Memoria, V Congreso Geológico Venezolano, Caracas, Tomo 2. p. 789-816.
- Stephan J.F. (1982). **Evolution géodinamique du domaine Caraïbe, Andes et chaine Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla)**. Tesis PhD, París, 512 pp.
- Stephan J. F. (1985). **Andes et chaine Caribe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela); évolution géodynamique**. Geodynamique des Caraïbes, París, 1: 505-531.
- Stephan J.F., R. Blanchet y B. Mercier de Lepinay. (1986). **Northern and southern Caribbean festoon (Panama, Colombian-Venezuela and Hispaniola-Puerto Rico), interpreted as pseudosubdivisions induced by the east-west shortening of the peri-Caribbean continental frame**. En: C. Wezel-Forese (Editor), **The origin of Arcs**. Developments in Geotectonics. Elsevier, Amsterdam, 401-422.

- Stixrude L., R.J. Hemley, Y. Fei y H.K. Mao. (1992). **Thermoelasticity of silicate perovskite and magnesiowüstite and stratification of the Earth's mantle**, Science, 257, 1099-1101.
- Sykes L.R., McCann W.R., Kafka A.L. (1982). **Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier cenozoic movements**. J. Geophys. Res. 87, 10656-10676.
- Tomlinson J. P., P. Denton, P. K. Maguire y R. Evans. (2001). **Crustal Structure of the British Isles: A Receiver Function Perspective**. Eos Trans. AGU, 82(47), Fall Meet. Suppl., Abstract S12D-0645.
- USGS-NEIC. **U. S. Geological Survey: National Earthquake Information Center**. [en línea]: <<http://www.usgs.gov/>>. [Consulta: octubre y noviembre 2006-junio 2007].
- Van der Hilst R. (1990). **Tomography with P, PP and pP delay-time data and the three-dimensional mantle structure below the Caribbean region: Geologica Utraiectina**. V. 67, 250 p.
- Van der Hilst R. y P. Mann. (1994). **Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America**. Geology: v. 22, No. 5, 451–454.
- Vanacore E., F. Niu y H. Kawakatsu. (2006). **Observations of the mid-mantle discontinuity beneath Indonesia from S to P converted waveforms**. Geophys. Res. Lett., V. 33, L04302, doi:10.1029/2005GL025106.
- Vinnik L., F. Niu y H. Kawakatsu. (1998). **Broadband converted phases from midmantle discontinuities**. Earth Planets Space, 50, 987–997.
- Wadge G. y K Burke. (1983). **Neogene Caribbean plate rotation and associated Central American tectonic evolution**. Tectonics 2 (6), 633– 643.
- Weber J., T. Dixon, C. DeMets, W. Ambeh, P. Jansma, G. Mattioli, R. Bilham, J. Saleh y O. Perez. (2001). **A GPS Estimate of the Relative Motion between the Caribbean and South American Plates, and Geologic Implications for Trinidad and Venezuela**. Geology, 29, 75-78.
- WEC_VENEZUELA_97- Evaluación de pozos. Publicado por Schlumberger. [en línea]: <http://www.gc.usb.ve/GeoPetroleo/WEC_VENEZUELA_97>. [Consulta: octubre 2005].

- Wheeler C. B. (1963). **Oligocene and lower Miocene Stratigraphy of western and northeastern Falcón Basin, Venezuela.** Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 47(1): 35-68.
- Zandt G. y C. Ammon. (1995). **Continental crust composition constrained by measurements of crustal Poisson's ratio.** Nature, 374, 152-154.
- Zhu L. y H. Kanamori. (2000). **Moho depth variation in southern California from teleseismic receiver functions.** J. Geophys. Res., 105-B2, 2969-2980.

APÉNDICES

APÉNDICE A

**Catálogo de eventos sísmicos ocurridos durante diciembre 2003 y diciembre 2005.
Con distancias epicentrales de hasta 85° con respecto a la zona de estudio.
Magnitudes mayores a 5.5.**



NEIC: Earthquake Search Results

U. S. G E O L O G I C A L S U R V E Y

E A R T H Q U A K E D A T A B A S E

FILE CREATED: Sun Sep 23 23:30:45 2007
 Circle Search Earthquakes= 260
 Circle Center Point Latitude: 10.000N Longitude: 67.000W
 Radius: 9435.000 km
 Catalog Used: PDE
 Date Range: Year: 2003 - 2005 Month: 12/Day: 01 Month: 12/Day: 31
 Magnitude Range: 5.5 - 10.0
 Depth Range: 0 - 700
 Data Selection: Historical & Preliminary Data

CAT	YEAR	MO	DA	ORIG TIME	LAT	LONG	DEP	MAGNITUDE	IEFM	DTSVNWG	DIST
									NFPO		km
									TFS		
PDE	2003	12	10	122551.54	-27.96	-71.32	33	5.80	MwGS	4F M	4218
PDE	2003	12	19	225751.35	-3.77	-102.64	10	5.60	MwHRV	.. M	4226
PDE	2003	12	21	074045.83	-0.77	-20.60	10	6.60	MwHRV	.. M	5266
PDE	2003	12	22	191556	35.71	-121.10	7	6.60	MwHRV	8CFM	6137
PDE	2003	12	23	055837.19	-0.70	-20.33	10	5.80	MwGS	.. M	5293
PDE	2003	12	23	140204.13	40.13	-29.69	10	5.60	MwHRV	.. M	4961
PDE	2003	12	25	071111.59	8.42	-82.82	33	6.50	MwGS	.CFM	1744
PDE	2004	01	01	233150.05	17.49	-101.30	29	6.10	MwHRV	.DFM	3789
PDE	2004	01	01	235801.55	17.42	-101.32	28	5.80	Ms GS	.F M	3789
PDE	2004	01	07	104238.69	8.39	-82.69	36	5.50	MwGS	.F M	1730
PDE	2004	01	10	072544.06	-30.88	-71.66	55	5.70	MwGS	5F M	4543
PDE	2004	01	13	212857.76	16.11	-96.94	28	5.50	mb GS	.F M	3307
PDE	2004	01	16	180755.66	7.64	-37.70	10	6.20	MwGS	..FM	3226
PDE	2004	01	18	140704.04	-47.04	-11.28	10	5.60	MwGS	.. M	8367
PDE	2004	01	20	081158.69	58.24	-151.22	30	5.50	MwHRV	4F M	8726
PDE	2004	01	23	050030.60	-23.05	-69.89	71	5.90	MwGS	6F M	3662
PDE	2004	01	24	130145.70	52.12	-30.18	10	5.90	MwGS	..FM	5726
PDE	2004	01	27	095052.17	56.81	-156.76	75	5.60	MwGS	3F M	9065
PDE	2004	01	27	160037.78	-17.84	-71.07	56	5.80	MwGS	5F M	3105

PDE	2004	01	29	012515.68	-35.42	-104.67	10	5.50	MwHRV	..	M	6388
PDE	2004	01	29	035252.30	-50.21	-114.78	10	6.10	MwGS	..	M	8106
PDE	2004	01	31	073259.06	-13.52	-111.40	10	5.50	MwHRV	..	M	5541
PDE	2004	02	04	051844.82	-26.13	-63.46	558	5.80	MwHRV	..	M	4008
PDE	2004	02	04	115947.69	8.36	-82.88	29	6.10	MwGS	.CFM		1751
PDE	2004	02	07	234058.87	13.44	-44.83	10	5.50	mb GS	..	M	2441
PDE	2004	02	09	012440.63	24.90	-112.39	10	5.50	MwGS	..	M	5060
PDE	2004	02	10	203351.26	59.37	-152.03	65	5.60	mb GS	5F	M	8771
PDE	2004	02	18	105919.38	23.64	-108.82	10	5.90	MwHRV	.F	M	4678
PDE	2004	02	21	023442.70	-58.42	-14.96	10	6.60	MwGS	..	M	8899
PDE	2004	02	23	173121.10	47.27	6.27	17	5.50	MLLDG	.D	7931
PDE	2004	02	24	022746.23	35.14	-4.00	0	6.40	Ms GS	9CFM	M	6919
PDE	2004	02	25	115312.11	13.98	-92.19	31	5.50	MDSNET	..	M	2771
PDE	2004	02	25	182223.65	13.99	-92.14	35	5.90	MwGS	..	M	2767
PDE	2004	02	27	061433.13	-34.12	-112.52	10	5.70	MwGS	..	M	6839
PDE	2004	02	28	052354.42	-18.73	-12.56	11	5.70	mb GS	..	M	6756
PDE	2004	03	01	003558.05	37.14	22.12	9	5.60	MwGS	.D	MS	9261
PDE	2004	03	02	034722.40	11.61	-86.77	28	6.20	MwHRV	.FFM		2164
PDE	2004	03	08	233911.34	10.48	-43.92	10	6.00	MwGS	..	M	2524
PDE	2004	03	17	032107.91	-21.12	-65.59	289	6.10	MwGS	.FFM		3439
PDE	2004	03	17	052100.80	34.59	23.33	24	6.10	MwGS	.FFM		9408
PDE	2004	03	17	164945.56	-32.01	-66.70	31	5.50	mb GS	5F	M	4640
PDE	2004	03	22	042258.45	-22.94	-64.36	16	5.80	MwGS	5FFM		3648
PDE	2004	03	31	032323.31	-25.18	-67.54	129	5.50	MwHRV	3F	M	3885
PDE	2004	04	03	095713.13	-29.99	-71.99	34	5.50	mb GS	4F	M	4448
PDE	2004	04	07	202310.70	8.90	-84.13	12	5.50	MwHRV	.F	M	1881
PDE	2004	04	08	045750.48	-36.26	-97.83	10	6.40	MwHRV	..	M	6044
PDE	2004	04	08	102257.71	-55.68	-27.87	35	5.60	mb GS	..	M	8122
PDE	2004	04	14	230739.94	71.07	-7.75	12	6.00	MwGS	.F	M	7876
PDE	2004	04	15	213919.24	-30.14	-67.43	29	5.60	mb GS	5F	M	4433
PDE	2004	04	19	081411.42	3.61	-32.23	10	5.60	MwGS	..FM		3897
PDE	2004	04	24	230022.51	-28.99	-112.29	10	5.80	MwHRV	..	M	6489
PDE	2004	04	24	231910.96	-29.10	-112.36	10	5.60	MwHRV	..	M	6501
PDE	2004	04	28	040859.90	12.15	-87.43	62	5.60	MwHRV	3F	M	2240
PDE	2004	04	29	005721.08	10.81	-86.00	10	6.20	MwGS	.FFM		2078
PDE	2004	05	03	043650.04	-37.69	-73.41	21	6.60	MwGS	6DFM		5313
PDE	2004	05	03	051240.10	14.46	-90.73	124	5.70	MwHRV	.F	M	2622
PDE	2004	05	05	045752.63	-58.18	-11.39	10	5.90	MwHRV	..	M	9052
PDE	2004	05	05	133943.86	38.51	14.81	228	5.50	MwGS	..	M	8608
PDE	2004	05	05	205940.70	-57.19	-25.41	53	5.50	MwHRV	..	M	8349
PDE	2004	05	07	095031.63	-57.91	-25.53	71	5.50	MwHRV	..	M	8403
PDE	2004	05	11	235854.41	12.70	-44.49	10	5.50	MwGS	..	M	2470
PDE	2004	05	15	193037.46	14.17	-93.08	10	5.50	MwHRV	..	M	2869
PDE	2004	05	27	151137.51	-14.20	-14.43	10	5.50	MwHRV	..	M	6379
PDE	2004	05	30	164357.65	-17.24	-70.55	108	5.50	MwHRV	4F	M	3032
PDE	2004	06	08	085552.74	17.51	-83.46	10	5.90	MwGS	..	M	1959
PDE	2004	06	10	085954.20	11.45	-87.65	10	5.90	MwHRV	2F	M	2260
PDE	2004	06	14	225421.32	16.34	-97.85	10	5.90	MwGS	5FFM		3407
PDE	2004	06	15	111631.50	-38.85	-73.15	37	6.10	MwGS	6DFM		5437
PDE	2004	06	17	011601.38	-21.25	-68.37	115	5.70	MwGS	4F	M	3452
PDE	2004	06	20	013735.62	5.35	-82.55	10	5.80	MwGS	..	M	1787
PDE	2004	06	28	094947	54.80	-134.25	20	6.80	Ms GS	6FFM		7647
PDE	2004	06	29	070130.90	10.74	-87.04	9	6.30	MwHRV	2F	M	2192
PDE	2004	07	01	092044.14	54.13	-35.26	10	5.60	MwHRV	..	M	5641

PDE	2004	07	08	173338.70	-25.08	-116.17	10	5.70	MwGS	..	M	6583
PDE	2004	07	08	195433.84	-25.06	-115.96	10	6.00	MwGS	..	M	6564
PDE	2004	07	11	234612.56	-20.25	-126.93	12	6.10	mb GS	..	FM	7352
PDE	2004	07	12	130407.16	46.30	13.64	7	5.70	MLSTR	.C	MS	8488
PDE	2004	07	15	120652.40	49.69	-126.86	18	5.90	MwGS	.F	M	7011
PDE	2004	07	19	080149.46	49.62	-126.97	23	6.40	MwGS	.FFM		7017
PDE	2004	07	30	121433.11	-57.26	-25.80	61	5.50	MwGS	..	M	8339
PDE	2004	08	01	194447.56	-13.39	-112.21	10	5.80	MwHRV	..	M	5614
PDE	2004	08	07	114912.58	17.20	-95.22	100	5.90	MwGS	.F	M	3146
PDE	2004	08	15	034117.55	-6.24	-107.15	10	5.60	MwGS	..	M	4792
PDE	2004	08	18	090310.12	16.43	-94.94	62	5.90	MwGS	.FFM		3102
PDE	2004	08	23	005714.01	-25.01	-13.72	10	5.50	MwGS	..	M	6944
PDE	2004	08	27	004354.54	-27.42	-70.81	30	5.90	MwGS	6FFM		4152
PDE	2004	08	28	134125.60	-35.17	-70.53	5	6.50	MwGS	6FFM		5005
PDE	2004	09	06	124259.39	-55.37	-28.98	10	6.90	MwGS	..	M	8051
PDE	2004	09	06	141719.38	-55.26	-28.78	10	5.80	MwHRV	..	M	8050
PDE	2004	09	06	144100.58	-55.37	-28.89	10	5.70	MwHRV	..	M	8054
PDE	2004	09	06	211736.30	-55.22	-29.19	10	5.60	MwHRV	..	M	8029
PDE	2004	09	06	211829.96	-55.36	-28.93	10	5.60	MwHRV	..	M	8052
PDE	2004	09	07	115306.11	-28.57	-65.84	22	6.40	MwGS	6CFM		4262
PDE	2004	09	07	123356.24	-34.01	-72.19	16	5.70	mb GS	4F	M	4892
PDE	2004	09	08	154023.64	-52.16	-4.97	10	5.60	MwHRV	..	M	9050
PDE	2004	09	09	163321.74	17.76	-81.55	25	6.00	MwGS	..	FM	1787
PDE	2004	09	11	215238.30	-57.98	-25.34	63	6.10	MwGS	..	M	8416
PDE	2004	09	16	144851.84	-17.28	-72.49	28	5.50	mb GS	2F	M	3071
PDE	2004	09	18	070748.43	23.11	-67.61	10	5.70	mb GS	..	FM	1449
PDE	2004	09	18	230217.98	38.00	-118.68	5	5.50	MwBRK	4F	M	5996
PDE	2004	09	22	205000.17	-55.10	-28.42	10	5.50	MwHRV	..	M	8051
PDE	2004	09	24	103453.54	0.46	-26.40	10	5.90	MwHRV	..	M	4608
PDE	2004	09	24	144311.37	28.57	-112.72	10	5.90	MwGS	.FFM		5179
PDE	2004	09	27	225824.60	-32.69	-71.74	32	5.50	MwHRV	5F	M	4742
PDE	2004	09	28	171524.24	35.82	-120.36	8	6.00	MwHRV	6D	M	6075
PDE	2004	09	28	213218.67	-15.69	-74.53	27	5.80	MwHRV	3F	M	2954
PDE	2004	09	29	020058.33	-58.72	-25.46	50	5.50	MwHRV	..	M	8473
PDE	2004	10	01	080101.34	11.99	-86.52	87	5.60	MwHRV	.D	M	2140
PDE	2004	10	05	040229.54	5.48	-82.69	10	5.50	MwGS	..	M	1797
PDE	2004	10	08	152839.23	-56.53	-26.87	101	5.80	MwHRV	..	M	8235
PDE	2004	10	09	212653.69	11.42	-86.67	35	7.00	Ms GS	4FFM		2152
PDE	2004	10	09	233821.58	-60.74	-50.88	10	5.90	MwHRV	..	M	7961
PDE	2004	10	25	205951.42	0.85	-28.99	10	5.60	MwHRV	..	M	4319
PDE	2004	10	26	204810.58	-57.07	-24.83	10	6.00	MwGS	..	M	8363
PDE	2004	10	26	225307.86	-57.07	-24.68	10	6.40	MwGS	..	M	8370
PDE	2004	10	26	232521.39	-56.98	-24.64	10	5.70	Ms GS	..	M	8364
PDE	2004	11	02	100212.82	49.28	-128.77	10	6.70	MwGS	.FFM		7132
PDE	2004	11	07	024141.08	-55.50	-29.05	38	5.80	MwGS	..	M	8059
PDE	2004	11	12	063616.76	-26.70	-63.32	568	6.10	MwGS	..	FM	4072
PDE	2004	11	12	195624.99	8.43	-102.95	10	5.60	MwGS	..	M	3946
PDE	2004	11	12	201314.54	8.28	-103.00	10	5.60	MwHRV	..	M	3953
PDE	2004	11	13	073318.23	-26.75	-63.36	573	5.80	MwHRV	..	M	4077
PDE	2004	11	15	090656.56	4.70	-77.51	15	7.20	MwGS	.CFM	V	1297
PDE	2004	11	20	080722.08	9.60	-84.17	16	6.40	MwGS	7CFM	S	1880
PDE	2004	11	20	220145.66	13.38	-90.06	40	6.30	MwHRV	4F	M	2536
PDE	2004	11	21	114107.76	15.68	-61.71	14	6.30	mb GS	.CFM		849
PDE	2004	11	21	185302.66	15.72	-61.76	10	5.50	mb GS	..	M	849

PDE	2004	11	23	022616.35	40.32	20.63	15	5.50	MwHRV	4F M	9091
PDE	2004	11	24	225940.05	45.63	10.56	17	5.50	MLFBB	.C M	8248
PDE	2004	11	28	023513.41	-26.52	-113.83	10	6.60	MwHRV	.. M	6465
PDE	2004	11	30	182530.51	-56.00	-24.36	10	5.50	mb GS	.. M	8297
PDE	2004	12	02	191634.66	10.49	-61.48	49	5.80	MwHRV	5D M	606
PDE	2004	12	05	015237.20	48.12	8.08	10	5.50	MLZAMG	5D M	8074
PDE	2004	12	08	060355.59	-30.84	-71.22	44	5.80	MwGS	5FFM	4533
PDE	2004	12	13	152341.01	13.39	-89.37	62	6.00	MwHRV	5F M	2462
PDE	2004	12	14	232013.36	18.96	-81.41	10	6.80	MwGS	6FFM	1837
PDE	2004	12	18	175723.12	-16.20	-73.93	27	5.80	MwHRV	4F M	2990
PDE	2004	12	19	082348.25	9.38	-78.82	58	5.50	mb GS	.F M	1296
PDE	2004	12	20	035843.06	-15.27	-75.17	25	5.50	MwHRV	4F M	2930
PDE	2004	12	22	210339.39	-55.94	-125.00	10	6.10	MwHRV	.. M	9034
PDE	2005	01	06	000221.11	19.57	-109.11	10	5.70	MwGS	.. M	4635
PDE	2005	01	06	000409.64	19.64	-109.11	10	5.50	MwHRV	.. M	4635
PDE	2005	01	08	184503.82	-55.30	-27.96	10	6.00	MwGS	.. M	8087
PDE	2005	01	12	084003.65	-0.88	-21.19	10	6.80	MwGS	..FFM	5205
PDE	2005	01	18	065903.74	57.05	-33.81	10	5.70	MwGS	.. M	5943
PDE	2005	01	21	134514.06	-1.13	-80.83	10	6.00	MwGS	4F M	1962
PDE	2005	01	24	061152.30	-2.33	-80.65	28	5.60	MwHRV	.. M	2032
PDE	2005	01	24	232326.12	-1.36	-80.79	16	6.10	MwGS	.D MS	1974
PDE	2005	01	24	232650.32	-1.40	-80.91	10	5.80	MwHRV	.. M	1987
PDE	2005	01	28	092618.83	-1.18	-81.50	10	6.10	MwGS	.F M	2023
PDE	2005	01	28	154645.27	-1.09	-81.16	10	6.20	MwGS	3FFM	1987
PDE	2005	01	29	210109.04	-1.63	-15.52	10	5.50	MwHRV	.. M	5837
PDE	2005	01	30	070649.20	-0.79	-81.07	28	5.70	MwHRV	.. M	1959
PDE	2005	01	31	010533.56	37.53	20.16	31	5.70	MwGS	.F M	9084
PDE	2005	01	31	135637.55	-56.08	-27.40	109	5.60	MwHRV	.. M	8175
PDE	2005	02	10	023214.62	5.27	-82.63	10	5.70	MwGS	.. M	1798
PDE	2005	02	11	210023.05	60.10	-139.34	15	5.50	MwGS	4F M	8067
PDE	2005	02	14	180559.32	15.77	-61.74	11	5.80	MwGS	.FFM	854
PDE	2005	02	16	202752.49	-36.32	-16.56	10	6.60	MwHRV	..FM	7346
PDE	2005	02	17	011916.59	-56.13	-27.42	102	5.60	MwHRV	.. M	8179
PDE	2005	02	17	204257.64	-1.77	-81.05	10	5.50	MwHRV	.F M	2025
PDE	2005	02	22	191549.91	25.67	-109.97	10	5.60	MwGS	.F M	4839
PDE	2005	02	24	045550.86	-20.89	-113.68	10	5.70	MwGS	.. M	6132
PDE	2005	02	28	010559.30	18.76	-104.59	10	5.60	MwHRV	4F M	4153
PDE	2005	02	28	012454.69	-34.92	-107.86	10	5.90	MwHRV	.. M	6564
PDE	2005	03	01	235701.55	-24.96	-112.12	10	5.60	MwGS	.. M	6228
PDE	2005	03	07	071723.48	11.37	-85.94	85	5.60	MwGS	5F M	2073
PDE	2005	03	10	002826.36	85.25	92.89	10	5.50	MwHRV	.. M	9396
PDE	2005	03	10	133748.78	12.93	-88.42	68	5.70	MDSNET	4F M	2354
PDE	2005	03	14	124344.48	-28.56	-66.00	23	5.60	MDSJA	5F M	4260
PDE	2005	03	15	001521.11	11.24	-86.07	30	5.80	MwGS	.F M	2087
PDE	2005	03	17	133737.11	15.14	-91.38	197	6.10	MwGS	4FFM	2703
PDE	2005	03	21	122354.09	-24.98	-63.47	579	6.90	MwGS	4FFM	3881
PDE	2005	03	21	124312.36	-24.73	-63.51	570	6.40	MwHRV	4F M	3853
PDE	2005	03	23	135917.02	-55.47	-1.54	10	5.80	MwGS	.. M	9419
PDE	2005	04	02	125236.59	78.61	6.10	10	6.10	MwGS	.. M	8549
PDE	2005	04	09	151627.89	56.17	-154.52	14	6.00	MwGS	2FFM	8933
PDE	2005	04	11	111101.11	8.66	-103.56	10	5.50	MwHRV	.. M	4010
PDE	2005	04	11	145407.03	-7.29	-77.89	129	6.10	mb GS	4FFM	2257
PDE	2005	04	12	024026.54	14.08	-91.16	92	5.60	MDSNET	4D M	2663
PDE	2005	04	13	092527.60	-33.14	-72.85	30	5.60	mb GS	3F M	4806

PDE	2005	04	16	121831.72	-54.99	-132.10	10	5.90	MwGS	.. M	9375
PDE	2005	04	16	224116.04	-17.65	-69.66	118	5.80	MwHRV	4F M	3065
PDE	2005	04	26	040547.30	19.69	-109.28	10	5.60	MwGS	.. M	4654
PDE	2005	05	03	191139.77	-14.92	-74.62	31	5.90	MwGS	5FFM	2876
PDE	2005	05	05	191221.41	5.71	-82.85	18	6.50	MwHRV	..FM	1807
PDE	2005	05	05	234153.17	5.08	-82.41	10	5.90	MwGS	..FM	1781
PDE	2005	05	08	170735.77	20.35	-109.19	10	5.90	MwGS	.. M	4654
PDE	2005	05	18	091053.65	-56.41	-26.86	102	6.00	MwGS	.. M	8225
PDE	2005	05	19	011229.57	60.02	-152.69	95	5.50	MwGS	4F M	8807
PDE	2005	05	21	051135.39	-3.29	-80.99	39	6.30	MwGS	4DFM	2132
PDE	2005	06	02	105601.65	-24.22	-67.00	196	6.10	MwGS	3FFM	3778
PDE	2005	06	05	082850.90	23.67	-108.37	10	5.60	MwGS	.. M	4633
PDE	2005	06	08	133717.37	-35.90	-102.91	10	5.60	MwGS	.. M	6315
PDE	2005	06	09	140049.90	51.55	-131.12	10	5.80	MwHRV	.. M	7358
PDE	2005	06	12	022748.35	-55.24	-123.84	10	5.60	MwHRV	.. M	8931
PDE	2005	06	12	192624.80	-56.29	-27.08	94	6.00	MwGS	.. M	8207
PDE	2005	06	13	224433.90	-19.99	-69.20	115	7.80	MwGS	7CFMS	3319
PDE	2005	06	15	025054.19	41.29	-125.95	16	7.20	MwHRV	4FFM	.T.....	6694
PDE	2005	06	15	195224.82	-44.87	-80.56	10	6.40	MwGS	.. M	6218
PDE	2005	06	17	062142.59	40.77	-126.57	12	6.60	Ms GS	3FFM	6732
PDE	2005	06	19	020106.54	-23.95	-111.98	10	5.70	MwGS	.. M	6156
PDE	2005	06	21	051118.22	-19.99	-68.81	105	5.50	MwGS	5F M	3316
PDE	2005	06	21	104329.31	-36.15	-100.96	10	5.80	MwGS	.. M	6216
PDE	2005	06	23	124438.88	-29.26	-112.51	10	5.50	MwHRV	.. M	6524
PDE	2005	06	27	113545.60	18.78	-107.30	20	6.20	MwGS	..FM	4435
PDE	2005	06	30	212636	8.45	-82.87	37	5.90	MwHRV	5D M	1749
PDE	2005	07	02	021643.70	11.24	-86.17	27	6.60	MwHRV	4FFM	2098
PDE	2005	07	02	041104.08	11.41	-86.25	40	5.80	MwHRV	.F M	2107
PDE	2005	07	06	062232.52	-35.79	-102.81	10	5.90	MwHRV	.. M	6299
PDE	2005	07	06	082441.95	69.00	-16.64	10	5.60	MwGS	.. M	7468
PDE	2005	07	10	044631.24	-36.31	-97.26	10	6.10	MwGS	.. M	6018
PDE	2005	07	10	131012.16	42.39	19.81	4	5.50	MLCSEM	.D M	9000
PDE	2005	07	11	120135.23	-23.82	-111.68	10	6.00	mb GS	..FM	6122
PDE	2005	07	13	120613.34	-17.85	-70.11	79	5.90	MwGS	4FFM	3092
PDE	2005	07	23	200905.43	12.08	-85.97	167	5.60	MwGS	.F M	2081
PDE	2005	07	25	160207.57	71.11	-7.43	10	5.50	mb GS	.F M	7889
PDE	2005	07	25	194516.07	-56.03	-27.76	84	5.60	MwHRV	.. M	8156
PDE	2005	07	26	040837.16	45.37	-112.61	12	5.70	mb GS	6DFM	5839
PDE	2005	07	26	141136.39	-15.35	-72.96	110	5.90	MwGS	4FFM	2873
PDE	2005	08	03	110315.13	11.25	-85.54	14	6.50	Ms GS	4FFM	2029
PDE	2005	08	04	102712.45	-26.63	-114.50	10	5.90	mb GS	.. M	6528
PDE	2005	08	04	121120.57	-59.77	-25.89	45	5.70	mb GS	.. M	8544
PDE	2005	08	06	040232.96	85.26	97.16	10	5.50	MwHRV	.. M	9407
PDE	2005	08	14	023940.37	-19.78	-68.98	113	5.80	MwGS	5FFMS	3294
PDE	2005	08	14	025159.61	16.21	-98.14	18	5.80	MDUNM	3F M	3436
PDE	2005	08	20	050526.12	1.33	-85.21	25	5.50	MwHRV	.. M	2227
PDE	2005	08	21	094950.08	-4.00	-104.03	10	5.80	MwHRV	.. M	4379
PDE	2005	08	24	170745.78	10.08	-103.55	10	5.70	MwGS	.. M	3997
PDE	2005	08	27	183820.94	6.82	-82.43	10	6.10	MwGS	.FFM	1732
PDE	2005	08	31	012448.58	-59.36	-27.10	10	5.50	MwHRV	.. M	8464
PDE	2005	09	03	123822.01	-49.93	-8.95	10	5.70	MwHRV	.. M	8684
PDE	2005	09	03	202124.98	-43.00	-82.86	10	5.60	MwHRV	.. M	6077
PDE	2005	09	09	012015.14	-55.65	-27.10	10	5.70	MwHRV	.. M	8151
PDE	2005	09	09	112606.64	-31.68	-69.14	112	5.80	mb GS	5F	4609

PDE	2005	09	09	195521.84	-56.04	-27.91	142	5.70	mb GS	..	M	8151
PDE	2005	09	18	061401.17	3.92	-82.64	10	5.60	MwGS	..	M	1850
PDE	2005	09	23	134830.46	16.13	-87.47	23	5.90	mb GS	6FFM	2316	
PDE	2005	09	26	015537.67	-5.68	-76.40	115	7.50	MwGS	6CFM	2018	
PDE	2005	10	01	215409.34	-23.61	-63.63	547	5.60	MwGS	..	M	3729
PDE	2005	10	07	174301.63	13.30	-89.35	49	5.70	MwGS	5F	M	2458
PDE	2005	10	17	192302.21	-17.77	-69.49	123	5.70	MwGS	4F	M	3078
PDE	2005	10	17	215922.77	11.68	-85.85	162	5.70	MwGS	.F	M	2065
PDE	2005	10	18	152600.26	37.62	20.92	14	5.70	MwHRV	7F	M	9149
PDE	2005	10	23	044916.14	-21.80	-68.42	117	5.50	MwHRV	3F	M	3514
PDE	2005	10	28	223058.24	11.07	-62.04	64	5.50	MwCAR	4F	M	554
PDE	2005	10	29	063858.25	-8.56	-79.84	31	5.50	MwHRV	..	M	2492
PDE	2005	11	07	221101.74	-56.08	-27.35	113	5.50	MwGS	..	M	8177
PDE	2005	11	09	113313.19	-1.02	-76.94	248	5.90	MwGS	.F	M	1640
PDE	2005	11	11	145850.01	-55.70	-27.06	28	5.90	MwGS	..	M	8157
PDE	2005	11	17	192654.49	-22.36	-67.89	147	6.80	MwGS	6FFM	3574	
PDE	2005	11	22	132123.31	-60.73	-25.32	13	5.50	mb GS	..	M	8644
PDE	2005	11	28	163321.84	-29.31	-70.96	48	5.60	Ms GS	5F	M	4362
PDE	2005	11	30	054143.03	-9.67	-79.68	23	5.50	MwHRV	..	M	2584
PDE	2005	12	11	044231.08	15.30	-45.86	10	5.60	MwGS	..	M	2364
PDE	2005	12	11	062635.03	15.27	-45.83	10	5.70	MwGS	..	M	2366
PDE	2005	12	16	102458.88	12.25	-89.52	34	5.70	MwHRV	2F	M	2467
PDE	2005	12	21	143238.91	6.64	-82.75	7	6.00	MwGS	.FFM	1771	
PDE	2005	12	23	214728	-1.39	-77.52	192	6.10	MwGS	4FFM	1712	
PDE	2005	12	30	182643.90	7.53	-82.27	10	6.10	MwGS	3F	M	1698

USGS National Earthquake Information Center

[USGS Privacy Statement](#) | [Disclaimer](#)



APÉNDICE B

Tablas de información de los eventos seleccionados por cada estación sismológica.

Estación: CURV

Nº de eventos: 30

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	105,9	307,3747	52,89
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	92,0963	327,5402	76,95
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	305,304	154,1536	81,35
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	264,393	55,90076	64,67
20040403_095713,13	-29,99	-71,99	34	5,5	3,11415	182,7427	39,82
20040415_213919,24	-30,14	-67,43	29	5,6	356,119	176,5874	39,99
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	281,591	96,97224	37,97
20040507_095031,63	-57,91	-25,53	71	5,5	314,898	157,4221	76,73
20040628_094947,00	54,8	-134,25	20	6,8	105,636	325,5212	67,15
20040711_234612,56	-20,25	-126,93	12	6,1	67,2096	241,5024	63,6
20040719_080149,46	49,62	-126,97	23	6,4	109,658	321,5537	61,31
20040807_114912,58	17,2	-95,22	100	5,9	102,95	288,9567	25,55
20040818_090310,12	16,43	94,94	62	5,9	101,568	287,3407	25,13
20040827_004354,54	-27,42	-70,81	30	5,9	1,3743	181,2403	37,22
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	0,78628	180,654	44,94
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	317,666	157,0271	73,58
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	314,729	157,398	76,86
20040916_144851,84	-17,28	-72,49	28	5,5	5,44555	185,2818	27,23
20040924_144311,37	28,57	-112,72	10	5,9	106,021	300,8673	44,09
20041008_152839,23	-56,53	-26,87	101	5,8	315,903	156,9544	75,24
20041102_100212,82	49,28	-128,77	10	6,7	107,911	320,7514	62,32
20041112_063616,76	-26,7	-63,32	568	6,1	349,104	170,1148	37,06
20041208_060355,59	-30,84	-71,22	44	5,8	1,90873	181,6667	40,64
20050321_122354,09	-24,98	-63,47	579	6,9	348,905	169,7873	35,35

20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	316,054	156,8699	74,99
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	358,486	178,5547	29,82
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	105,861	312,6149	58,08
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	55,326	229,8782	52,85
20050713_120613,34	-17,85	-70,11	79	5,9	0,31358	180,3032	27,68
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	356,164	176,3938	32,2

Estación: DABV

Nº de eventos: 26

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	105,498	307,0074	51,81666
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	92,17284	327,4363	75,83345
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	305,0994	154,003	82,45375
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	265,6316	56,30849	64,72115
20040317_032107,91	-21,12	-65,59	289	6,1	350,6692	171,1336	32,22403
20040507_095031,63	-57,91	-25,53	71	5,5	314,6266	157,2405	77,82414
20040628_094947,00	54,8	-134,25	20	6,8	105,6737	325,4145	66,03321
20040719_080149,46	49,62	-126,97	23	6,4	109,6086	321,4077	60,19165
20040807_114912,58	17,2	-95,22	100	5,9	101,4147	287,4448	24,63265
20040818_090310,12	16,43	94,94	62	5,9	99,9464	285,7456	24,23299
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	359,8477	179,873	45,84263
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	317,3986	156,8322	74,67587
20041008_152839,23	-56,53	-26,87	101	5,8	315,6394	156,7678	76,33326
20041009_233821,58	-60,74	-50,88	10	5,9	339,7061	170,0077	73,12997
20041026_225307,86	-57,07	-24,68	10	6,4	313,7047	156,2954	77,57163
20041102_100212,82	49,28	-128,77	10	6,7	107,8445	320,5979	61,19609
20041112_063616,76	-26,7	-63,32	568	6,1	348,2963	169,3528	38,07112
20041113_073318,23	-26,75	-63,36	573	5,8	348,3731	169,4265	38,10547
20041128_023513,41	-26,52	-113,83	10	6,6	54,09834	227,6411	56,09374
20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	315,7912	156,6825	76,08354

20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	357,2345	177,3517	30,74689
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	105,6034	312,3545	56,98324
20050617_062142,59	40,77	-126,57	12	6,6	104,7945	311,6122	57,30067
20050710_044631,24	-36,31	-97,26	10	6,1	33,31739	206,8551	53,26222
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	53,92402	228,9103	52,93051
20051023_044916,14	-21,8	-68,42	117	5,5	355,9602	176,1776	32,58872

Estación: IMOV
Nº de eventos: 26

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	104,2279	306,1595	50,75634
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	91,60275	32,7237	74,49077
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	305,4937	153,9966	83,8513
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	267,112	56,89398	64,15283
20040317_032107,91	-21,12	-65,59	289	6,1	350,6028	171,0244	33,67495
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	285,0775	99,51608	39,21894
20040507_095031,63	-57,91	-25,53	71	5,5	314,9447	157,2505	79,24162
20040628_094947,00	54,8	-134,25	20	6,8	105,0141	325,0862	64,71148
20040711_234612,56	-20,25	-126,93	12	6,1	64,4386	240,0957	63,9271
20040719_080149,46	49,62	-126,97	23	6,4	108,806	320,9476	58,91583
20040818_090310,12	16,43	94,94	62	5,9	96,69228	282,7177	23,62906
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	359,4981	179,5792	47,27162
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	317,731	156,8627	76,09115
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	314,777	157,2265	79,3634
20040916_144851,84	-17,28	-72,49	28	5,5	3,148687	183,0787	29,49007
20040924_144311,37	28,57	-112,72	10	5,9	103,7397	299,0201	42,12645
20041026_225307,86	-57,07	-24,68	10	6,4	314,0469	156,3116	78,9838
20041102_100212,82	49,28	-128,77	10	6,7	107,0295	320,144	59,93015
20041112_063616,76	-26,7	-63,32	568	6,1	348,3093	169,3096	39,52246
20041128_023513,41	-26,52	-113,83	10	6,6	52,62922	226,7764	56,87239

20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	316,1255	156,7055	77,49795
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	356,8707	176,9881	32,18578
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	104,5399	311,7127	55,83358
20050617_062142,59	40,77	-126,57	12	6,6	103,7172	310,9679	56,16261
20050710_044631,24	-36,31	-97,26	10	6,1	32,23915	206,1656	54,42352
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	354,8052	175,0779	34,58903

Estación: JACV

Nº de eventos: 27

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	103,9988	306,4359	53,13707
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	90,54728	327,3914	76,64849
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	306,7803	154,5745	81,83358
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	264,6896	56,23638	63,15873
20040317_032107,91	-21,12	-65,59	289	6,1	354,0026	174,2965	32,16199
20040415_213919,24	-30,14	-67,43	29	5,6	357,8991	178,146	41,00767
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	283,5769	98,75282	37,01825
20040827_004354,54	-27,42	-70,81	30	5,9	3,120485	182,8256	38,3249
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	2,306141	181,9246	46,03406
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	319,1582	157,6469	74,14225
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	316,1963	157,9296	77,42231
20040924_144311,37	28,57	-112,72	10	5,9	103,9021	299,5559	44,51141
20041008_152839,23	-56,53	-26,87	101	5,8	317,3848	157,5299	75,79695
20041026_204810,58	-57,07	-24,83	10	6	315,575	157,0751	76,96052
20041026_225307,86	-57,07	-24,68	10	6,4	315,4364	157,018	77,0208
20041102_100212,82	49,28	-128,77	10	6,7	106,1782	320,1496	62,19853
20041112_063616,76	-26,7	-63,32	568	6,1	351,1748	171,9628	37,94537
20041113_073318,23	-26,75	-63,36	573	5,8	351,2496	172,0338	37,98196
20041128_023513,41	-26,52	-113,83	10	6,6	55,363	228,6753	57,52109
20041130_182530,51	-56	-24,36	10	5,5	314,9629	156,1139	76,38551

20041208_060355,59	-30,84	-71,22	44	5,8	3,522666	183,0863	41,74824
20050518_091053,65	-56,41	-26,86	102	6	317,3601	157,4466	75,71326
20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	317,5377	157,4523	75,54482
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	0,6938729	180,6648	30,87996
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	104,0541	311,8658	58,18614
20050617_062142,59	40,77	-126,57	12	6,6	103,2691	311,1436	58,52018
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	358,3024	178,3986	33,21131

Estación: MONV

Nº de eventos: 10

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	103,9534	306,1827	51,72858
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	91,03358	327,2837	75,32088
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	306,1429	154,2654	83,0929
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	266,1825	56,67973	63,61016
20040317_032107,91	-21,12	-65,59	289	6,1	352,1361	172,4994	33,14745
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	284,6847	99,40463	38,25424
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	0,7434943	180,6224	46,87218
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	318,4354	157,2314	75,36652
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	315,4769	157,5549	78,64288
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	358,5614	178,6174	31,75007

Estación: QARV

Nº de eventos: 21

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	106,1311	307,417	52,33519
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	281,7901	97,03038	38,54308
20040916_144851,84	-17,28	-72,49	28	5,5	4,208377	184,0844	27,3783

20040924_144311,37	28,57	-112,72	10	5,9	106,1932	300,8936	43,5169
20040927_225824,60	-32,69	-71,74	32	5,5	1,771513	181,5175	42,66841
20041008_152839,23	-56,53	-26,87	101	5,8	315,4551	156,7437	75,63589
20041009_233821,58	-60,74	-50,88	10	5,9	339,6913	170,0239	72,41019
20050518_091053,65	-56,41	-26,86	102	6	315,4295	156,6574	75,55497
20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	315,6056	156,6573	75,38644
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	357,3904	177,5068	30,0313
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	106,1376	312,664	57,54565
20050621_051118,22	-19,99	-68,81	105	5,5	356,6243	176,7749	30,04847
20050710_044631,24	-36,31	-97,26	10	6,1	33,84601	207,194	52,67895
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	54,69125	229,3954	52,54917
20050713_120613,34	-17,85	-70,11	79	5,9	359,1276	179,1558	27,87723
20050725_160207,57	71,11	-7,43	10	5,5	247,4845	17,79636	71,84819
20050726_040837,16	45,37	-112,61	12	5,7	120,8404	322,0559	50,22112
20050814_023940,37	-19,78	-68,98	113	5,8	356,9452	177,0777	29,83571
20051001_215409,34	-23,61	-63,63	547	5,7	347,8939	168,7303	34,2767
20051023_044916,14	-21,8	-68,42	117	5,5	356,0802	176,2996	31,87165
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	355,1561	175,4441	32,42655

Estación: SANV
Nº de eventos: 7

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	316,2461	156,9923	74,3596
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	359,3157	179,3476	29,30414
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	105,9673	312,7419	58,73552
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	56,15242	230,4488	52,84225
20050713_120613,34	-17,85	-70,11	79	5,9	1,236454	181,1938	27,17946
20050725_160207,57	71,11	-7,43	10	5,5	246,2866	17,59465	72,22008
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	356,8992	177,0895	31,664

Estación: SIQV
 Nº de eventos: 24

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	105,1529	306,9499	52,63001
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	91,61669	327,4573	76,50005
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	305,719	154,2416	81,85445
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	264,8802	56,13851	64,19547
20040317_032107,91	-21,12	-65,59	289	6,1	352,1154	172,5135	31,83972
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	282,6425	97,82864	37,90203
20040628_094947,00	54,8	-134,25	20	6,8	105,1109	325,3429	66,71886
20040711_234612,56	-20,25	-126,93	12	6,1	66,67162	241,2923	64,03094
20040719_080149,46	49,62	-126,97	23	6,4	109,0732	321,2985	60,91181
20040807_114912,58	17,2	-95,22	100	5,9	101,4465	287,6276	25,49043
20040818_090310,12	16,43	94,94	62	5,9	100,0386	285,9834	25,09001
20040827_004354,54	-27,42	-70,81	30	5,9	1,597352	181,4444	37,85456
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	0,987022	180,8226	45,57627
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	318,0664	157,1659	74,10813
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	315,1205	157,5126	77,38242
20041102_100212,82	49,28	-128,77	10	6,7	107,3259	320,5049	61,92271
20041112_063616,76	-26,7	-63,32	568	6,1	349,5244	170,4763	37,66148
20041128_023513,41	-26,52	-113,83	10	6,6	54,99549	228,2928	56,5166
20041208_060355,59	-30,84	-71,22	44	5,8	2,109055	181,8453	41,2725
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	358,8149	178,8662	30,44886
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	105,1909	312,2862	57,76766
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	54,84462	229,6165	53,37016
20050903_123822,01	-49,93	-8,95	10	5,7	299,4131	145,0622	80,25264
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	356,5144	176,7169	32,81746

Estación: TERV
 Nº de eventos: 34

Fecha	Latitud (grados)	Longitud (grados)	Profundidad (Km)	Magnitud	Azimut (grados)	Retro-azimut (grados)	Dist Epicentral. (grados)
20031222_191556,00	35,71	-121,1	7	6,6	105,4505	307,2215	53,45298
20040120_081158,69	58,24	-151,22	30	5,5	91,55087	327,5351	77,35428
20040221_023442,70	-58,42	-14,96	10	6,6	305,8857	154,3591	81,01382
20040224_022746,23	35,14	-4	0	6,4	263,9297	55,81706	64,15401
20040419_081411,42	3,61	-32,23	10	5,6	281,6372	97,12489	37,304
20040628_094947,00	54,8	-134,25	20	6,8	105,0755	325,4219	67,57488
20040711_234612,56	-20,25	-126,93	12	6,1	67,61388	241,7967	64,15522
20040719_080149,46	49,62	-126,97	23	6,4	109,1048	321,4063	61,768
20040807_114912,58	17,2	-95,22	100	5,9	102,5744	288,7354	26,19199
20040818_090310,12	16,43	94,94	62	5,9	101,2289	287,151	25,77745
20040827_004354,54	-27,42	-70,81	30	5,9	2,475547	182,2336	37,1854
20040828_134125,60	-35,17	-70,53	5	6,5	1,728571	181,4374	44,90054
20040906_124259,39	-55,37	-28,98	10	6,9	318,2829	157,3193	73,27708
20040911_215238,30	-57,98	-25,34	63	6,1	315,3388	157,6545	76,55263
20040924_144311,37	28,57	-112,72	10	5,9	105,6009	300,6834	44,68917
20041008_152839,23	-56,53	-26,87	101	5,8	316,5149	157,228	74,93331
20041026_225307,86	-57,07	-24,68	10	6,4	314,5634	156,7335	76,16458
20041208_060355,59	-30,84	-71,22	44	5,8	2,931756	182,5594	40,60674
20050518_091053,65	-56,41	-26,86	102	6	316,4885	157,143	74,85085
20050612_192624,80	-56,29	-27,08	94	6	316,6655	157,1462	74,68236
20050613_224433,90	-19,99	-69,2	115	7,8	359,8224	179,8304	29,75707
20050615_025054,19	41,29	-125,95	16	7,2	105,3802	312,4786	58,60906
20050621_051118,22	-19,99	-68,81	105	5,5	359,0483	179,0914	29,7587
20050621_104329,31	-36,15	-100,96	10	5,8	39,31969	211,3695	54,71759
20050710_044631,24	-36,31	-97,26	10	6,1	35,34201	208,3126	53,02854
20050711_120135,23	-23,82	-111,68	10	6	55,91072	230,3456	53,322
20050713_120613,34	-17,85	-70,11	79	5,9	1,746793	181,6889	27,64023
20050725_160207,57	71,11	-7,43	10	5,5	246,1841	17,60491	71,71214
20050814_023940,37	-19,78	-68,98	113	5,8	359,3878	179,4148	29,55256

20050903_123822,01	-49,93	-8,95	10	5,7	299,442	145,16	79,39648
20051001_215409,34	-23,61	-63,63	547	5,7	349,9558	170,654	33,81672
20051017_192302,21	-17,77	-69,49	123	5,8	0,4248167	180,4109	27,55738
20051023_044916,14	-21,8	-68,42	117	5,5	358,3731	178,4653	31,57029
20051117_192656,43	-22,32	-67,89	162	6,9	357,4054	177,5613	32,10671

APÉNDICE C

Macro elaborado en SAC, para la preparación de los sismogramas.

Tomado Ammon, 1997.

Modificado por Claudia Quinteros, 2007.

```
sc mkdir trash
sc mkdir goodones
qdp off
ygrid on
do file wild *HHZ.D.SAC
  setbb vert $file
  setbb east '( CHANGE 'HHZ.D.SAC' 'HHE.D.SAC' %vert )'
  setbb north '( CHANGE 'HHZ.D.SAC' 'HHN.D.SAC' %vert )'
  r %vert %east %north
  cut 0 500
  r %vert
  rmean
  rtr
  ppk bell of
  w over
  r %vert %east %north
  bp cor 0.02 2 n 2 p 2
  synch
  ppk bell of
  cut off
  wh
  setbb t0 &1,t0
  ch t0 %t0
  w over
  cut A -60 +90
  r %vert %east %north
  rmean
  rtr
  taper w 0.2
  w over
  pl
  setbb resp (REPLY "Enter t to trash the file")
  if %resp eq "t" then
    sc mv %vert trash
    sc mv %east trash
    sc mv %north trash
  else
    sc mv %vert goodones
    sc mv %east goodones
    sc mv %north goodones
  endif
  cut off
enddo
```

APÉNDICE D

Apilamiento lineal simple de las estaciones sismológicas

Estación DABV

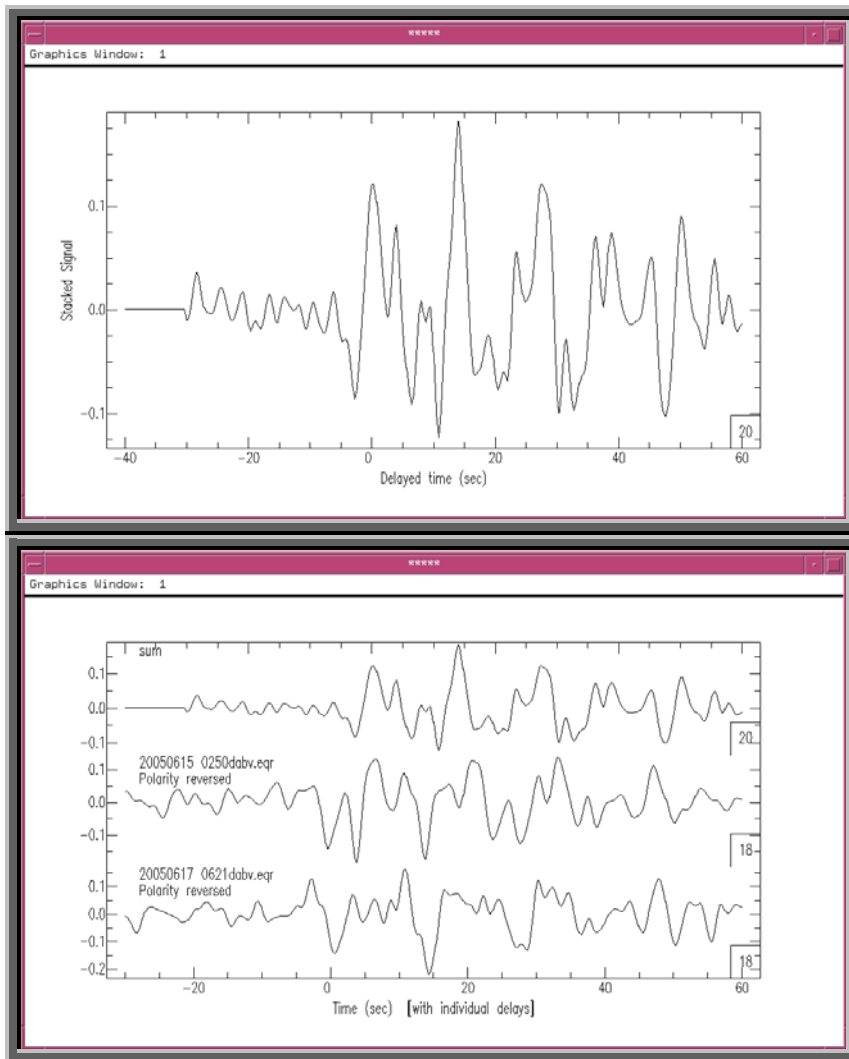


Figura D.1. Estación DABV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 307° - 312° .

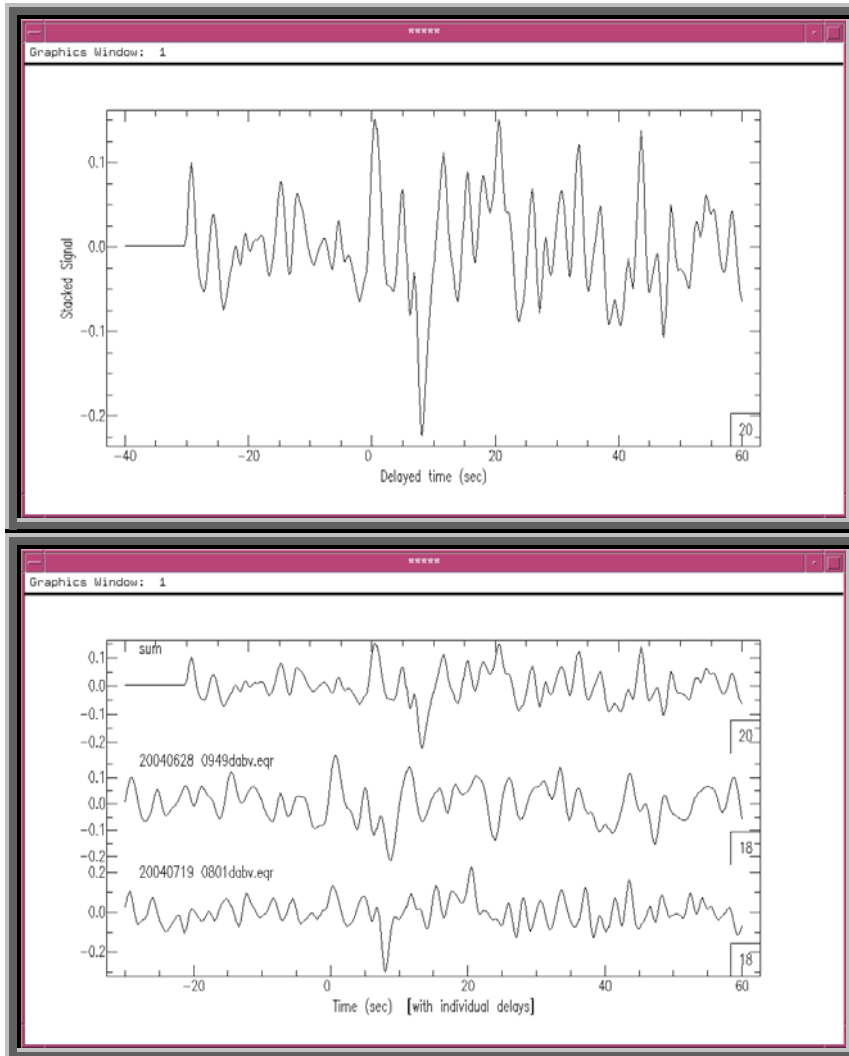


Figura D.2. Estación DABV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 320°-327°.

Estación IMOV

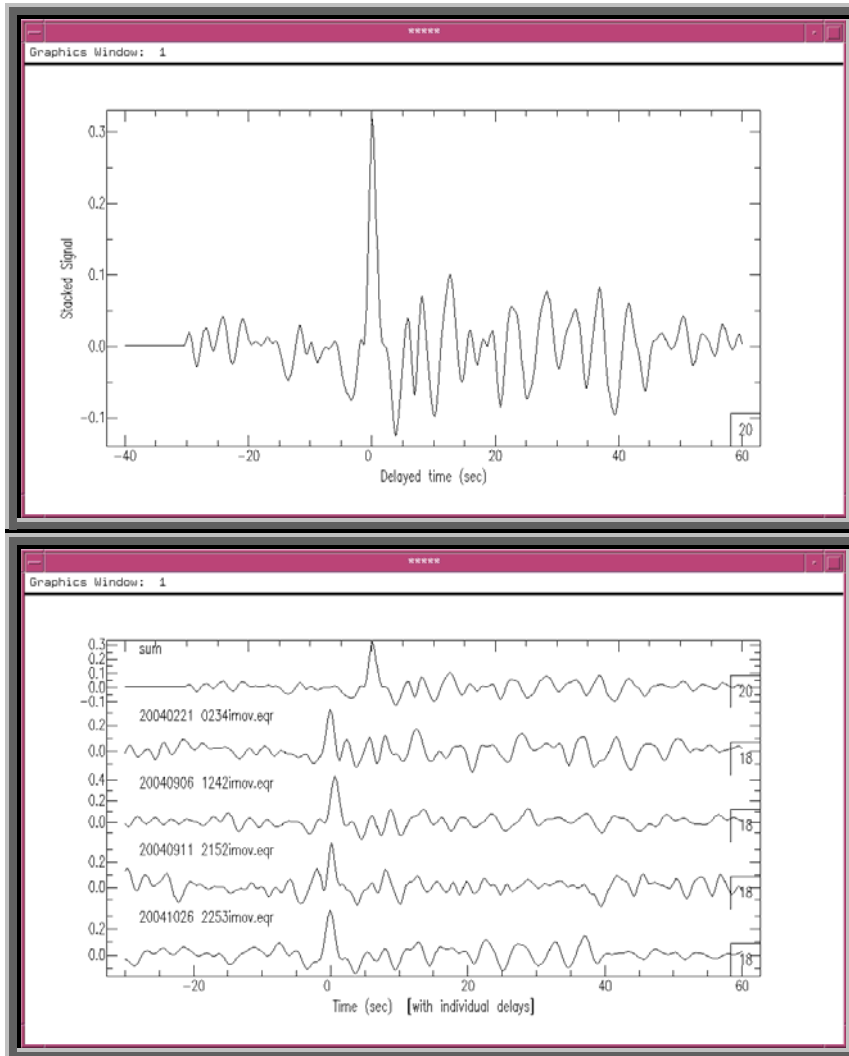


Figura D.3. Estación IMOV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 153°-157°.

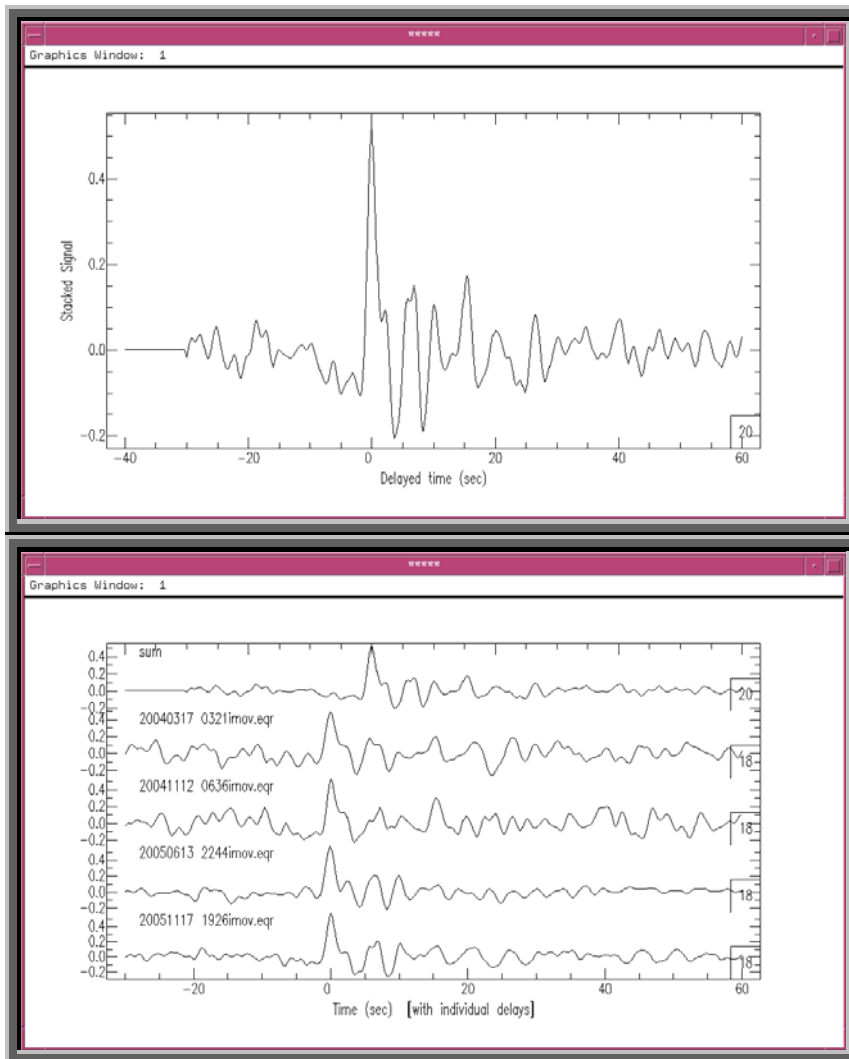


Figura D.4. Estación IMOV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 169°-176°.

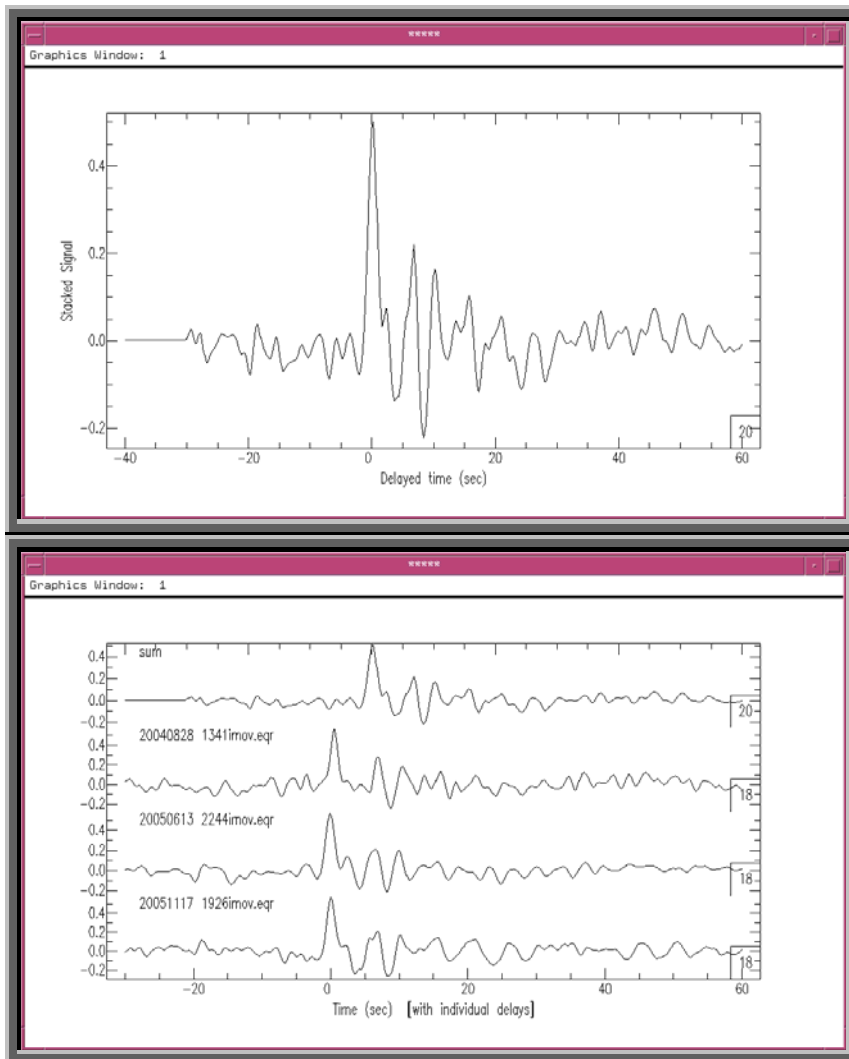


Figura D.5. Estación IMOV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 175°-183°.

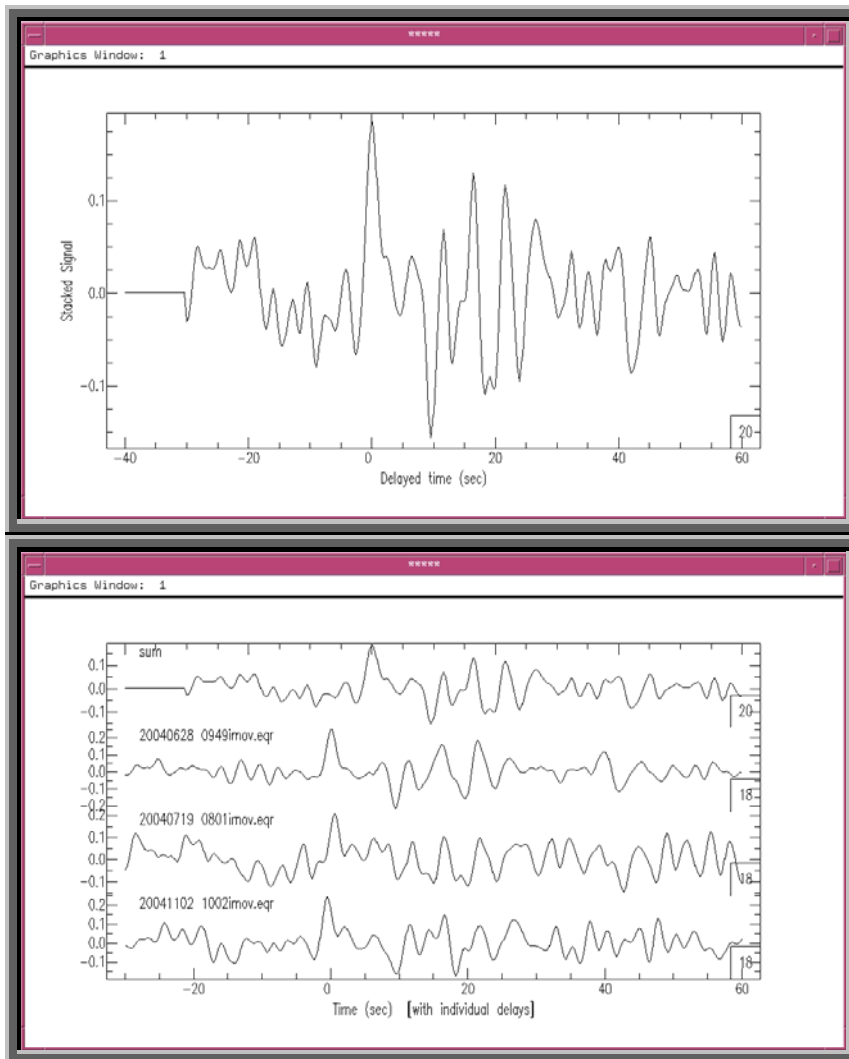


Figura D.6. Estación IMOV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 320° - 325° .

Estación JACV

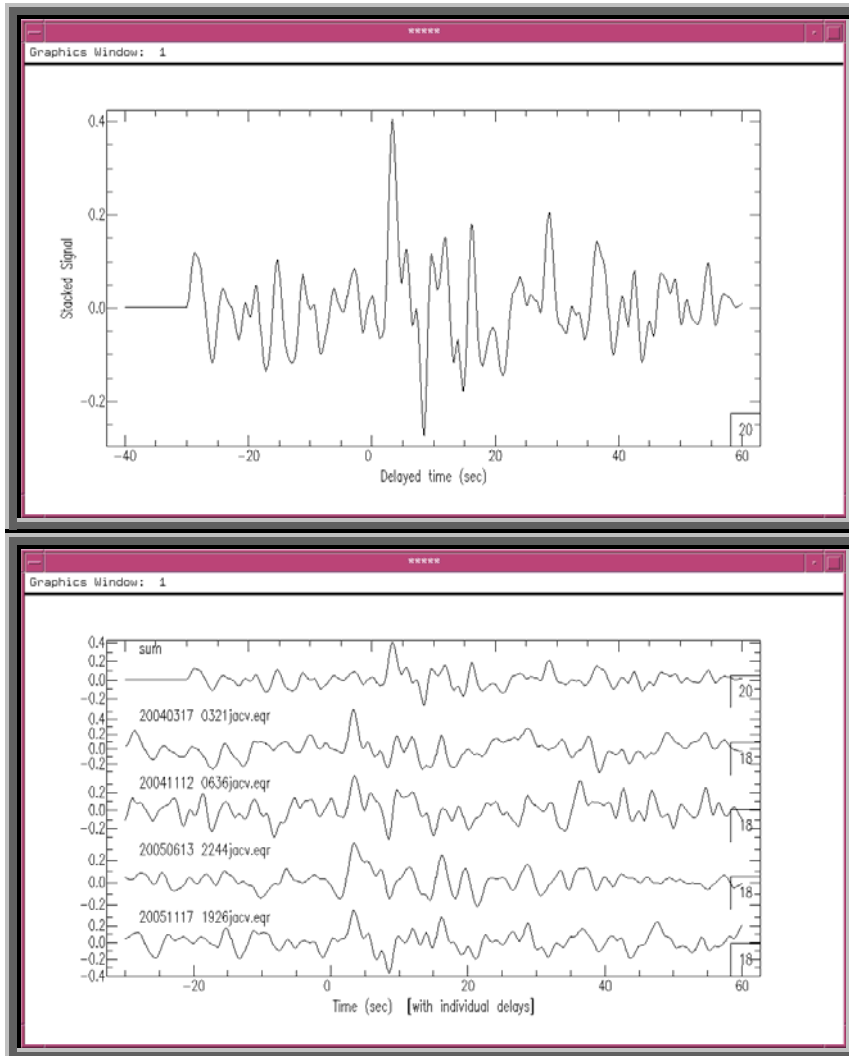


Figura D.7. Estación JACV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 171° - 180° .

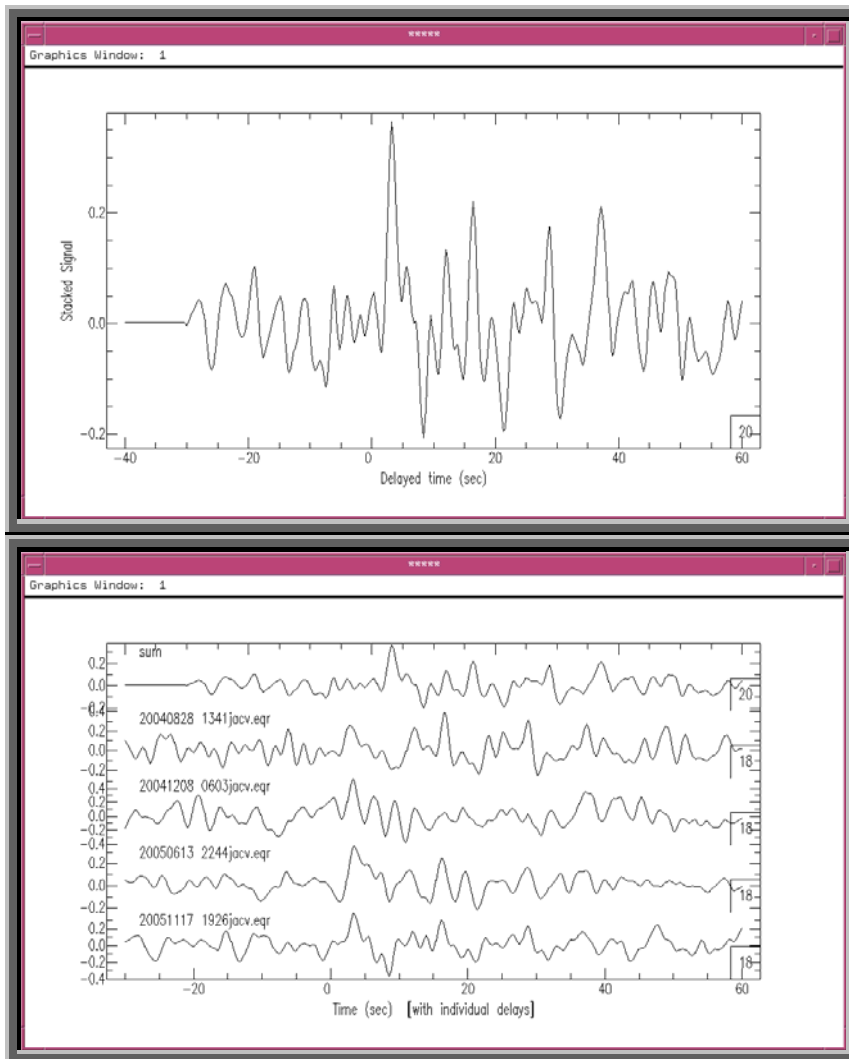


Figura D.8. Estación JACV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 178°-183°.

Estación MONV

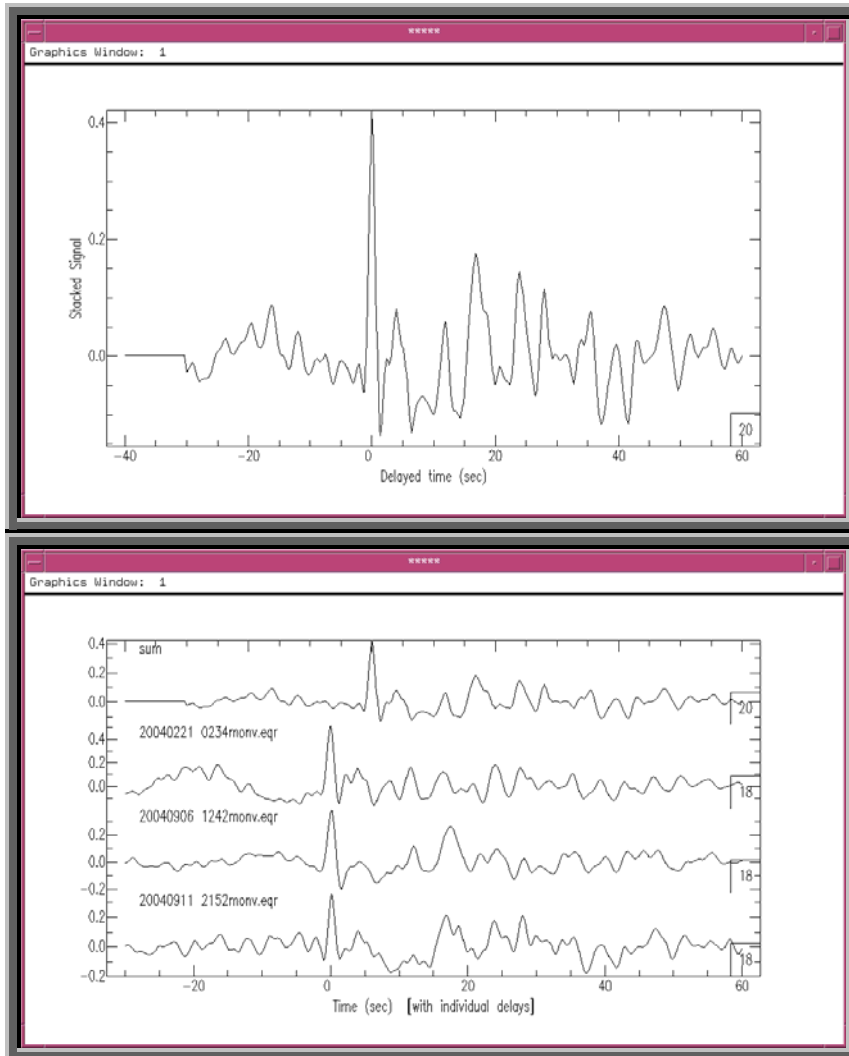


Figura D.9. Estación MONV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 154° - 157° .

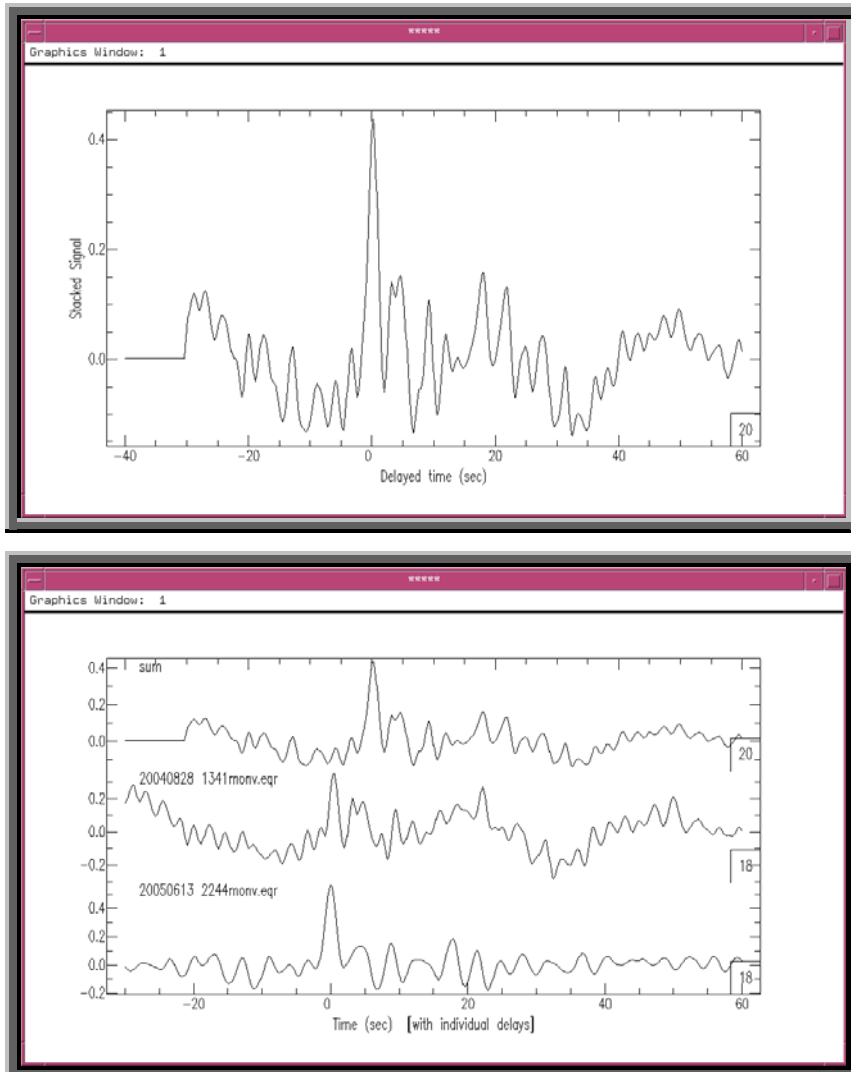


Figura D.10. Estación MONV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 172° - 180° .

Estación QARV

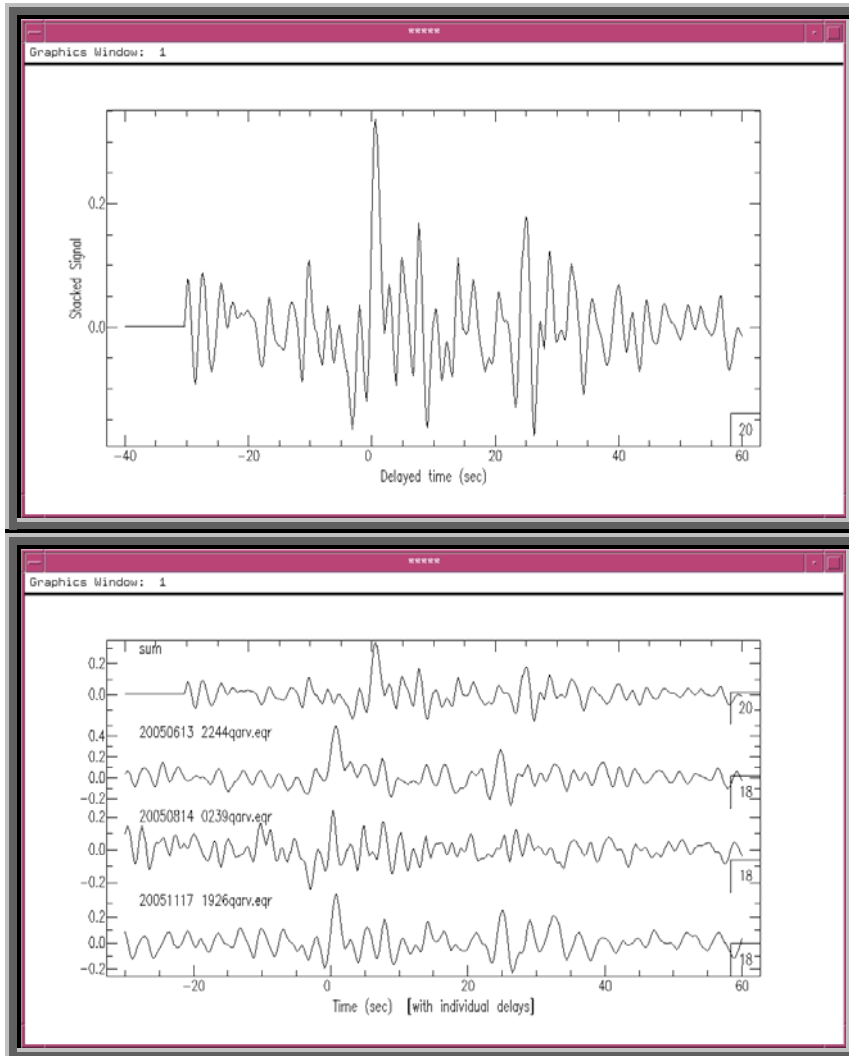


Figura D.11. Estación QARV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 175° - 184° .

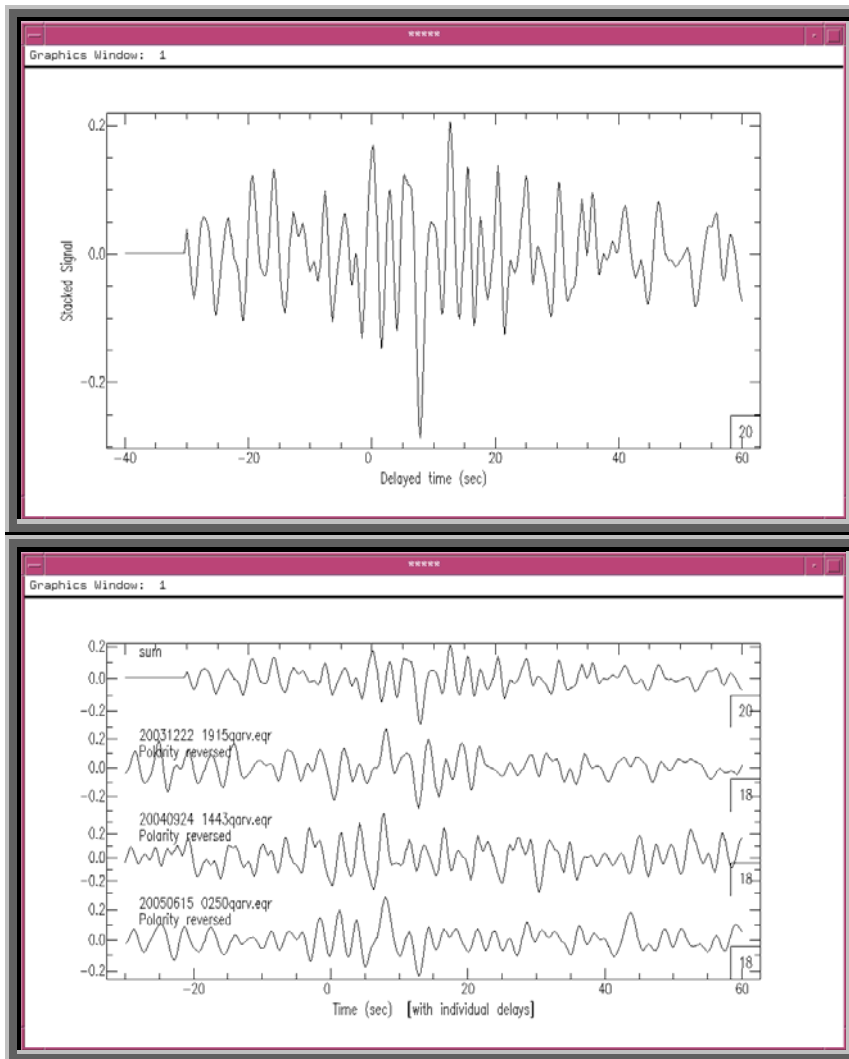


Figura D.12. Estación QARV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 300° - 312° .

Estación SANV

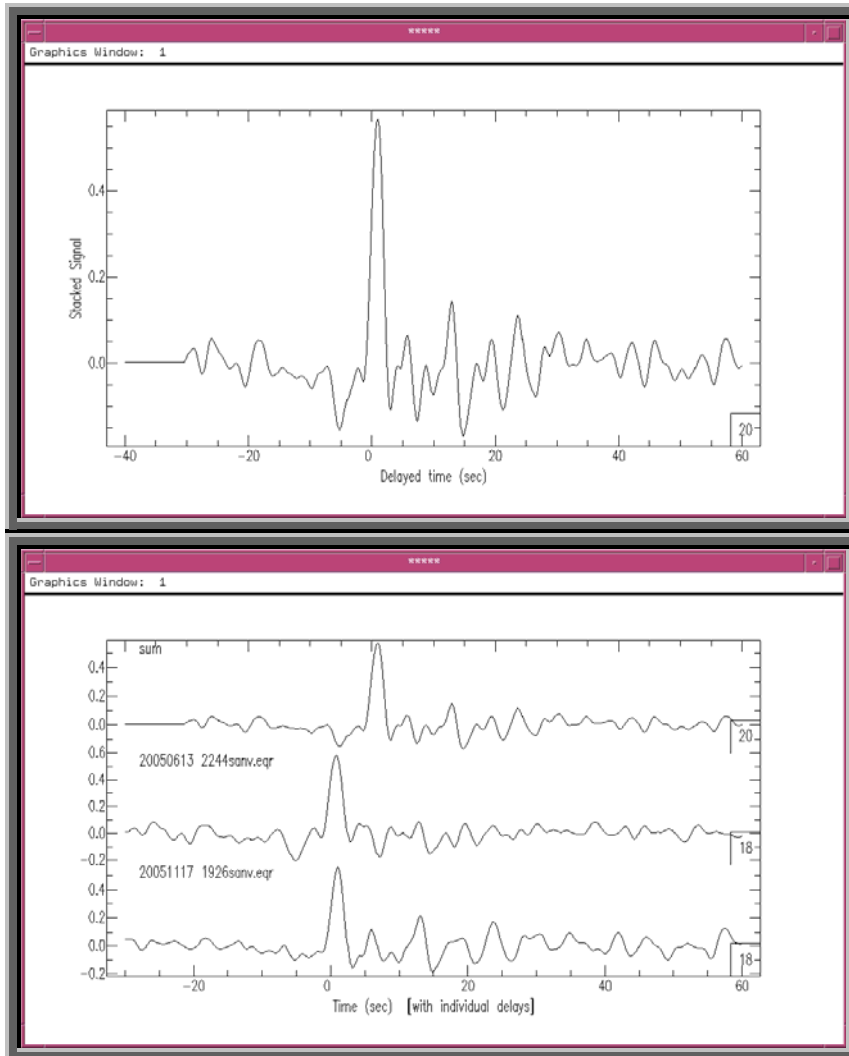


Figura D.13. Estación SANV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 177° - 181° .

Estación SIQV

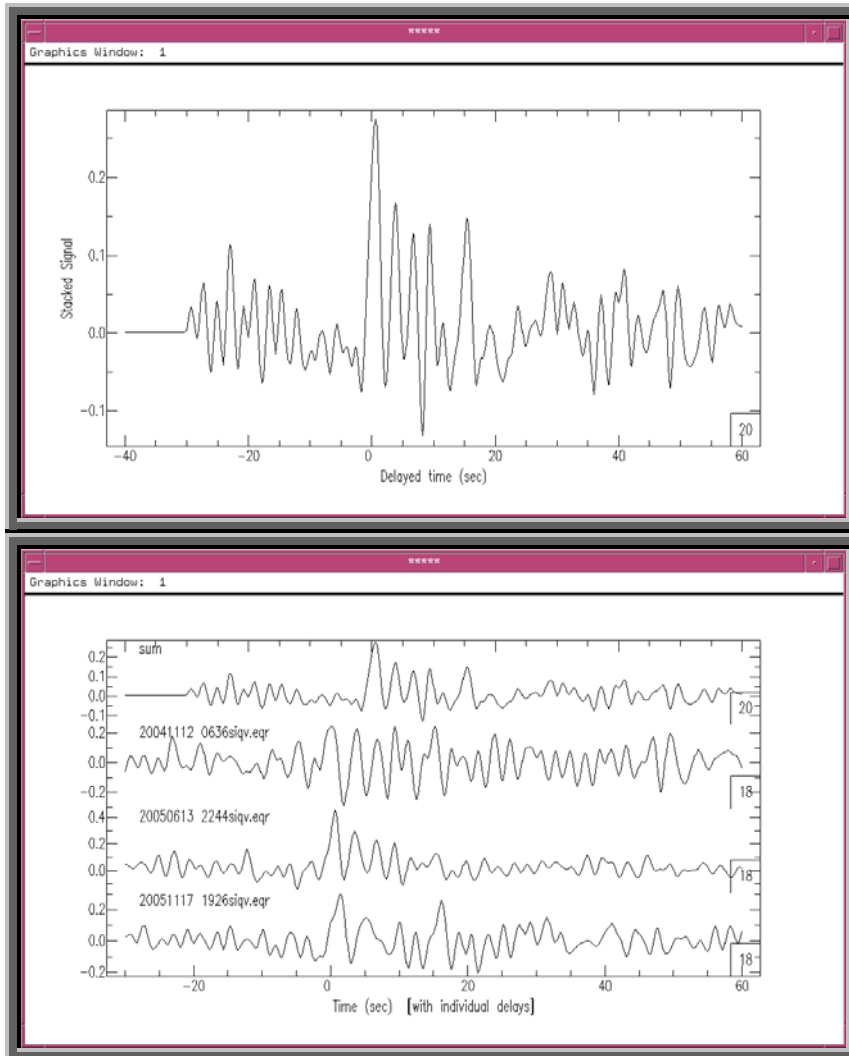


Figura D.14. Estación SIQV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 170° - 178° .

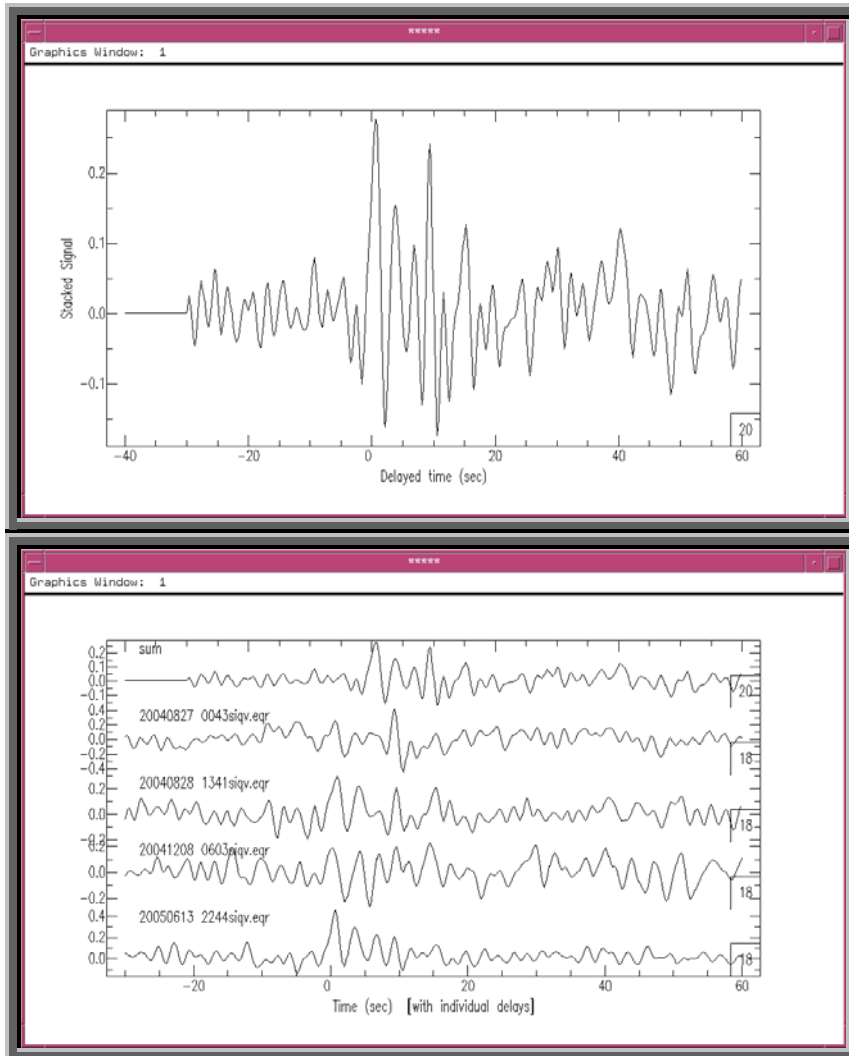


Figura D.15. Estación SIQV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 178°-181°.

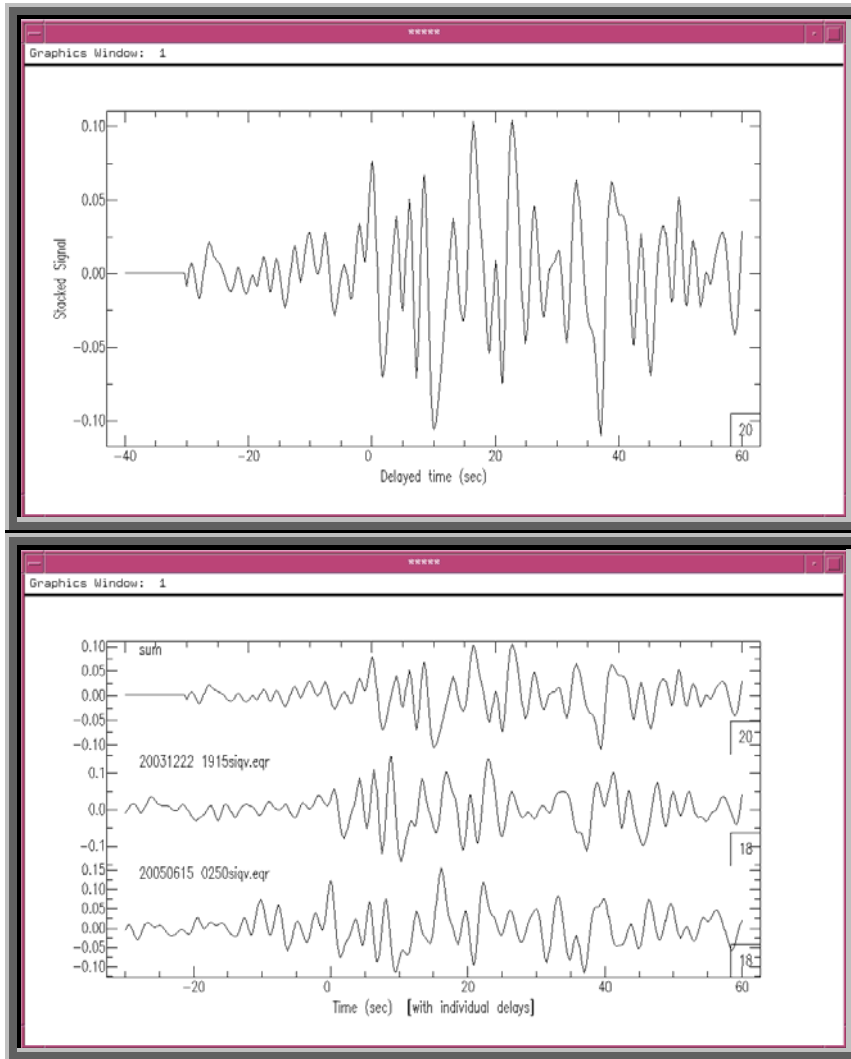


Figura D.16. Estación SIQV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 306° - 312° .

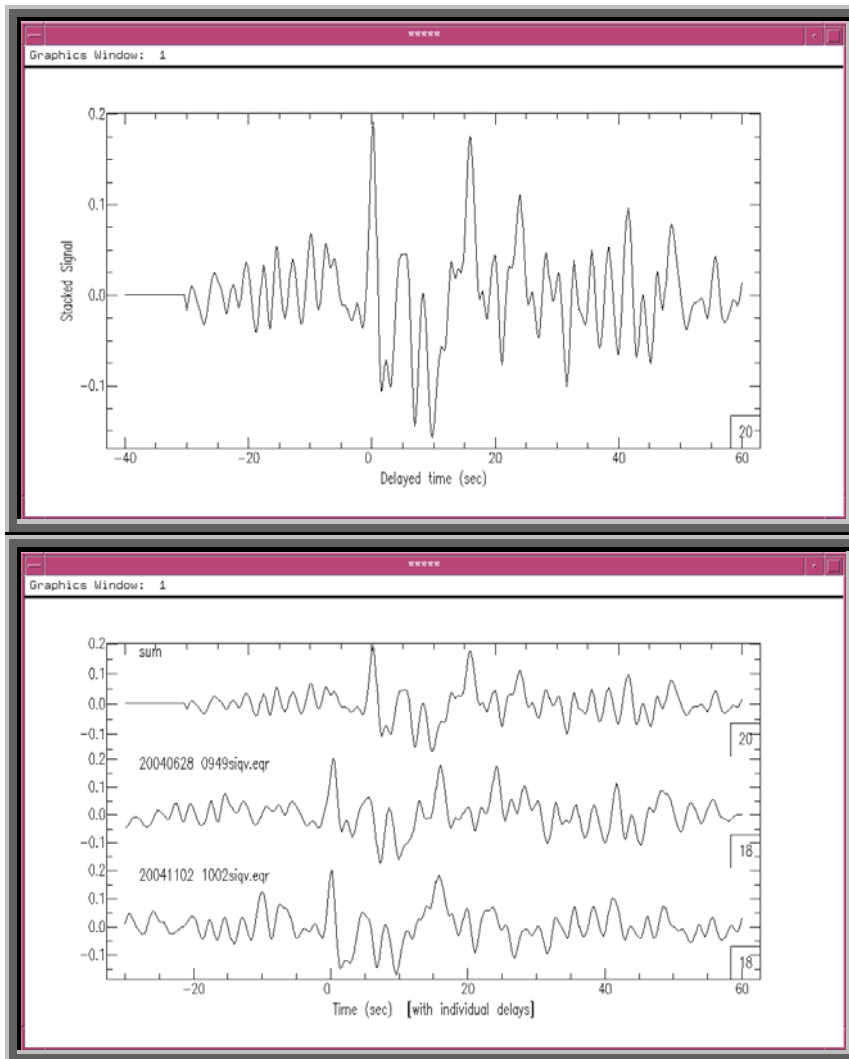


Figura D.17. Estación SIQV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 320° - 327° .

Estación TERV

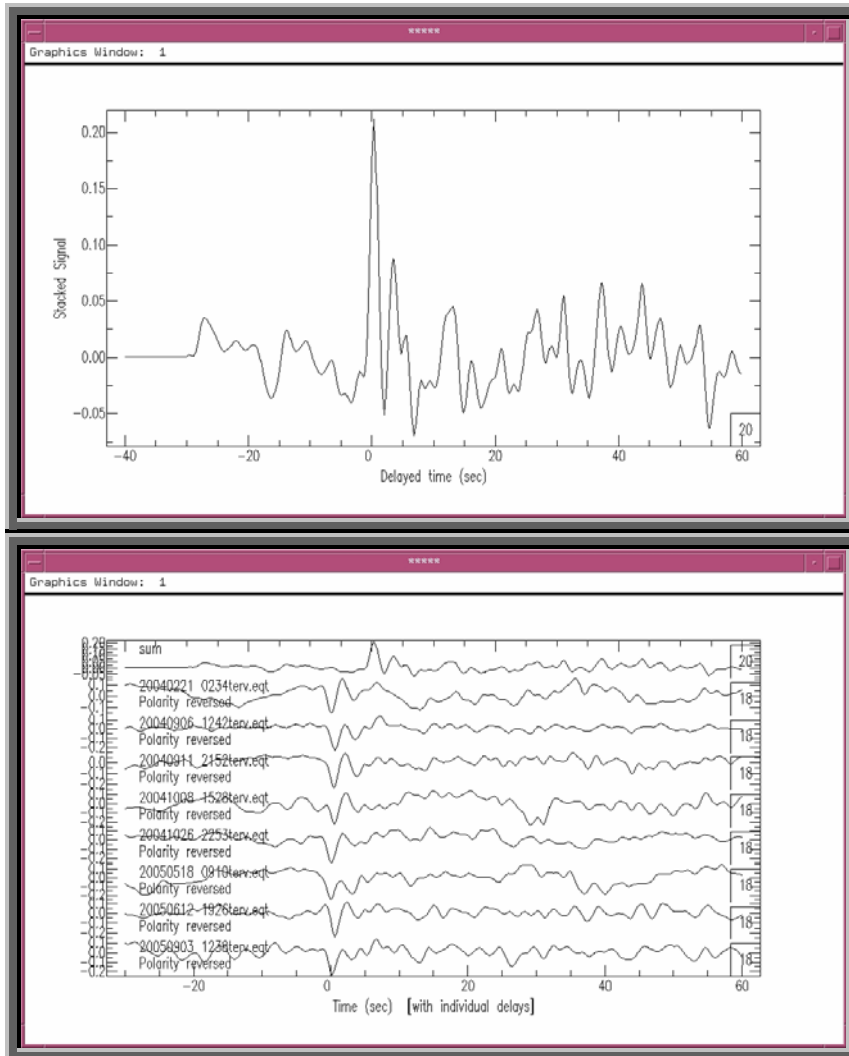


Figura D.18. Estación TERV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 145°-157°.

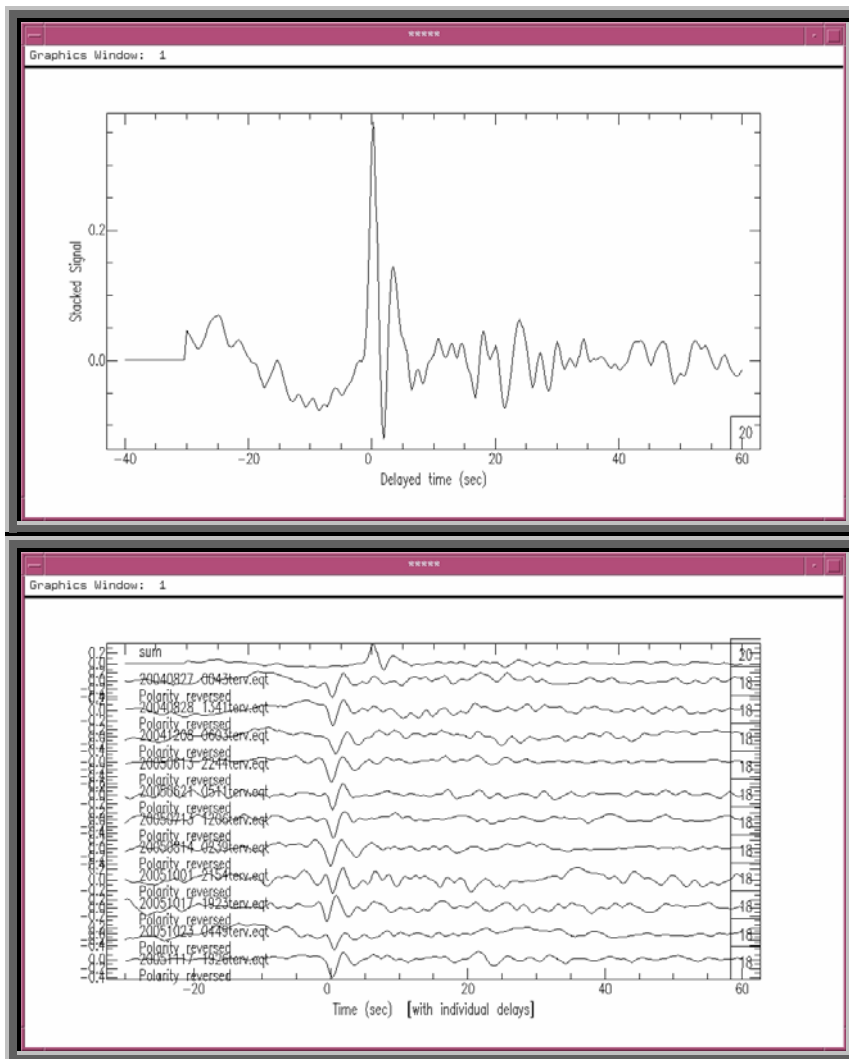


Figura D.19. Estación TERV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 170° - 182° .

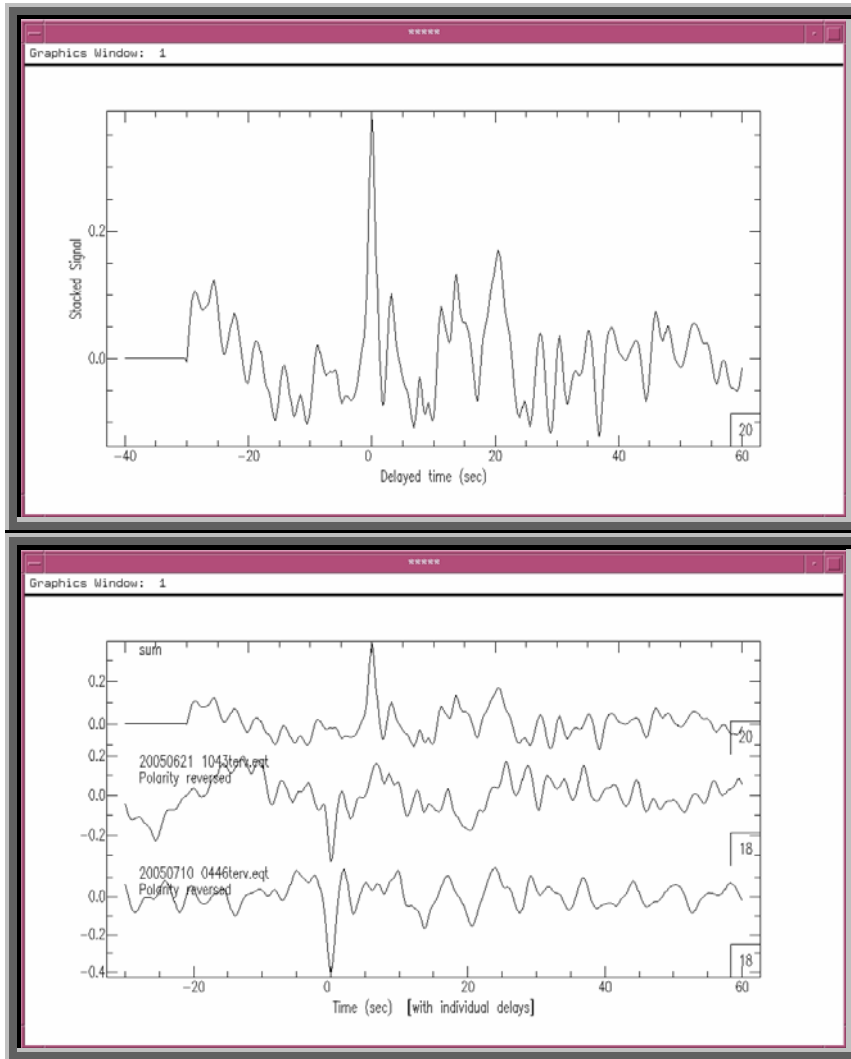


Figura D.20. Estación TERV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 208° - 211° .

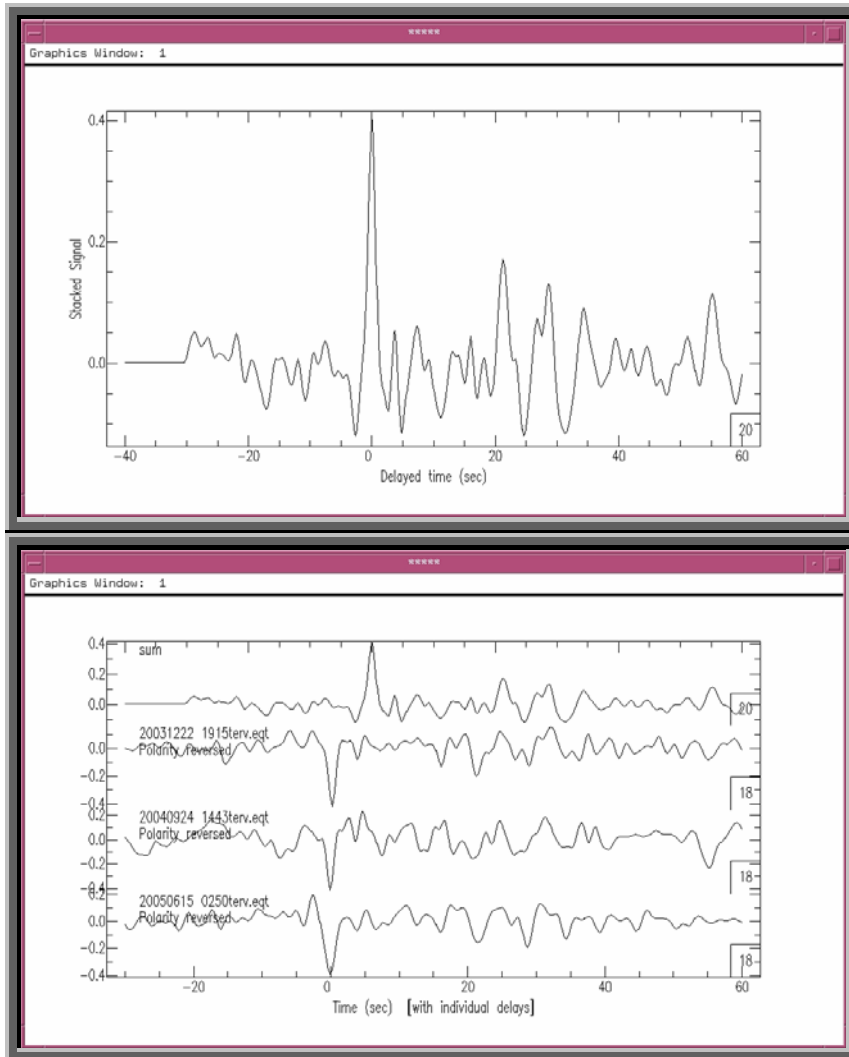
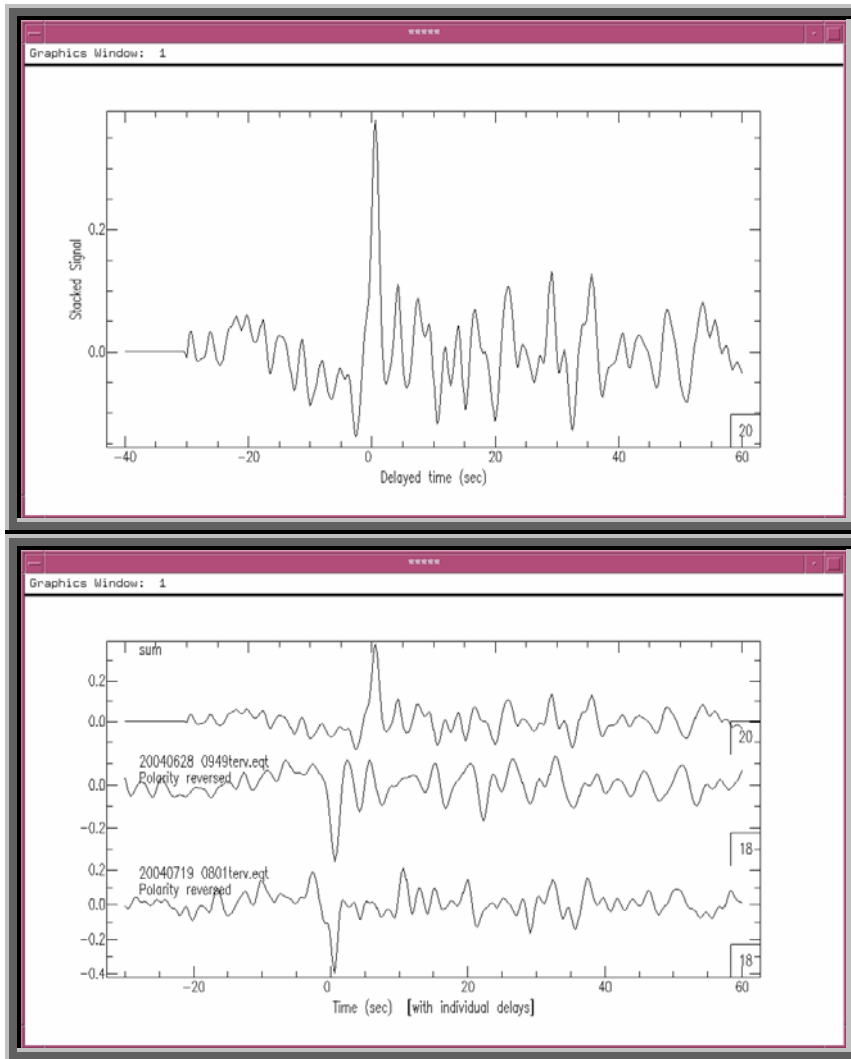


Figura D.21. Estación TERV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 300° - 312° .



Figura

D.22. Estación TERV. Apilamiento lineal de eventos con retro-azimut 321° - 327° .

APÉNDICE E

Comentarios sobre alguno de los programas elaborados por Fenglin Niu.

Dep-stk program:

```
/*
 *
 * For a specified list of seismogram, stack them based
 * on depth.
 *
 * p2s_subs: tpx_2nd8_ is used in converting time to depth
 * iasp91_ray is used in ray tracing
 *
 *                               Designed by F. Niu 2000-08-02
 *                               Coded    by F. Niu 2000-08-02
 *
 */
*****
```

Pslin91 program:

```
/*
 *
 * This program is devised to plot the IASP91 travel time on a series
 * wave traces, which is arranged by angular distance from the source.
 * You can plot all the trace or part of it by setting the start and end
 * point of trace. ( when b > e all the trace will be plotted )
 *
 *
 *          DEvised BY   F.L. NIU       1993-02-23
 *          CODED   BY   F.L. NIU       1993-02-25
 *          REVISED BY F.L. NIU       1993-04-30
 *          REVISED BY F.L. NIU       1993-09-21
 *          REVISED BY F.L. NIU       1994-03-09
 *          REVISED BY F.L. NIU       1996-01-16
 *          REVISED  BY   F.L. NIU     1998-11-10
 *          add source depth correction for an events array
 *
 */
*****
```

RFmoho program:

```
/******  
*  
* Using multiples (2p1s and 1p2s) to estimate crustal thickness *  
* and average vp/vs ratio. See Niu and James, EPSL, 2001 *  
* for details. Plane wave in 1D medium is assumed *  
*  $tp = h * \cos_i/vp$ ;  $ts = h * \cos_j/vs$ ; *  
*  $t_{0p1s} = ts - tp$  *  
*  $t_{2p1s} = ts + tp$ ;  $t_{1p2s} = 2 * ts$  *  
* *  
* If the maximum depth for searching is greater than crustal *  
* depth in the model, velocity of the lowermost crust is used *  
* for time calculation. *  
* *  
* If -D_MEM_TBL flag is used in compiling, then time tables will be *  
* stored in the memory, otherwise they will be stored in disk *  
* *  
* Designed by F. Niu 2001-09-02 *  
* Coded by F. Niu 2001-09-02 *  
* Revised by F. Niu 2006-04-01 *  
* *  
*****
```