



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

La influencia del Eje Volcánico Transmexicano
en el movimiento sísmico registrado en el
centro de México. Un estudio de efectos de trayecto
y de sitio a partir de datos de sismos fuertes.

Hugo Oswaldo Ferrer Toledo

TESIS

presentada en el Posgrado en Ciencias de la Tierra del Instituto
de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México
como requisito para obtener el grado de

**Doctor en Ciencias
(Sismología)**

DIRECTOR DE TESIS:

DR. FRANCISCO J. CHÁVEZ GARCÍA



México, D.F.

Octubre de 2006



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ÍNDICE

<i>RESUMEN</i>	1
<i>ABSTRACT</i>	3
<i>I. INTRODUCCIÓN</i>	5
<i>II. ANTECEDENTES</i>	11
II.1. La estructura cortical del Centro de México.	11
II.1.1. El Eje Volcánico Transmexicano (EVT).	12
II.1.2. Marco Geológico y Tectónico.	13
II.1.3. Marco sismotectónico.	15
II.2. El movimiento sísmico en el Centro de México.	15
II.3. Modelos de velocidad para el centro de México.	18
<i>III. ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES HACIA EL CENTRO DE MÉXICO</i>	23
III.1. Selección de datos.....	23
III.2. Preparación de datos.	28
III.3. Análisis cualitativo de las formas de onda.....	30
III.3.1. Discusión acerca de las formas de onda.....	63
III.4. Análisis de la dispersión.	65
III.5. Apilamiento de las curvas de dispersión.....	72
III.6. Cocientes espectrales H/V.	75
III.7. Atenuación.	76
III.9.1. Procedimiento de análisis.	78
III.9.2. Discusión.	94
III.10. Análisis de la duración.	97
<i>IV. ANÁLISIS DEL MOVIMIENTO DE UN ARREGLO ACELEROMÉTRICO EN TOLUCA, ESTADO DE MÉXICO</i>	101
IV.1. Breve descripción de la zona.	101

IV.2. Arreglo acelerométrico en el Valle de Toluca.	102
IV.3. Datos.	103
IV.4. Cocientes espectrales H/V.	103
IV.5. Análisis cualitativo de las formas de onda.	107
IV.6. Análisis de la dispersión sísmica en la ciudad de Toluca.	113
IV.7. Análisis $f - k$.	115
IV.9. Discusión.	117
<i>V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.</i>	<i>119</i>
<i>AGRADECIMIENTOS.</i>	<i>123</i>
<i>REFERENCIAS.</i>	<i>126</i>

RESUMEN.

Los sismos originados en la zona de subducción (Costa del Pacífico) pueden afectar severamente la región central de México. El ejemplo más claro es el sismo de Michoacán de 1985. Las consecuencias de este evento observadas en la Ciudad de México (CM) motivaron la investigación en distintos temas que trataban de explicar la respuesta del sitio observada. Particularmente en la CM se presentó una amplificación inusual del movimiento sísmico y un incremento de la duración del mismo. Esta combinación de factores resultó ser catastrófica para un gran número de edificaciones ubicadas sobre la zona del lago de la CM. Los efectos de sitio, causados por la presencia de arcillas altamente compresibles (zona del lago), se identificaron como una de las causas primordiales de daños. Investigaciones posteriores mostraron la existencia de amplificación del movimiento sísmico para sitios clasificados como firmes en el Valle de México, respecto a sitios en roca con la misma distancia epicentral pero con trayectorias paralelas a la costa (Singh *et al.* 1988a, 1995a). A este efecto se le denomina *Amplificación Regional*. Algunos autores consideran que la amplificación regional del movimiento del terreno debe estar relacionada con la heterogeneidad de la estructura cortical localizada entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México (*e. g.* Chávez-García *et al.*, 1994). Respecto a las heterogeneidades laterales, el Eje Volcánico Transmexicano (EVT) es la estructura geológica más importante localizada en el centro del país. Chávez-García *et al.* (1995) mostraron que la estructura regional del EVT genera trenes de ondas superficiales que causan la larga duración del movimiento en el valle de México. Evidencia adicional mostró que EVT afecta fundamentalmente a ondas con periodos menores a 5 s (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996).

El análisis de los registros de la Red Acelerográfica de la Ciudad de México (RACM) muestra que la causa más probable de la amplificación regional es la discontinuidad geológica que causa la frontera sur del EVT (Chávez-García *et al.*, 1995a; Furumura y Kennett 1998; Chávez-García y Salazar, 2002). En general la amplificación regional se ha estudiado primordialmente en términos de las consecuencias que causa en el movimiento del suelo de la Ciudad de México. Sin embargo, la amplificación regional afecta una gran área del centro del país (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003), por lo que el movimiento del terreno observado en otras ciudades, como Puebla y Toluca, probablemente son también afectadas por dicho efecto. A la fecha, no se tienen suficientes estudios que permitan entender la amplificación regional para ondas con periodos menores a 6 s. En el presente trabajo se estudian los efectos de trayecto en la propagación de ondas que se generan en epicentros localizados en diferentes regiones de la República Mexicana. Nuestro propósito es analizar la influencia del EVT en el movimiento del terreno observado en el centro del país, a partir de registros de sismos fuertes. Se emplearon los registros de 13 eventos sísmicos ($4.6 \leq M_c \leq 8.0$), correspondientes a 22 estaciones.

El presente trabajo se realizó en dos partes. La primera de ellas está conformada por seis etapas:

1. - Análisis cualitativo de las formas de onda de los tres componentes de los registros filtrados.

2. - Análisis de dispersión de la velocidad de grupo. Generación de gráficas periodo - velocidad de grupo, para identificar una zona con pulsos que se dividen en varias señales para periodos menores de un valor dado. Estos valores de periodo están en función de la trayectoria analizada.
3. - Apilamiento de las curvas de dispersión. Los apilamientos confirmaron que a partir del EVT los pulsos muestran una variación importante en su velocidad de propagación.
4. - Análisis de la duración de registros de aceleración.
5. - Cocientes espectrales H/V.
6. - Análisis de la atenuación. Como resultado del análisis de atenuación observamos que a partir de una región dada (frontera sur del EVT) los registros muestran el efecto de la amplificación regional.

La segunda parte de este trabajo consistió en analizar los registros de un arreglo de estaciones acelerométricas ubicadas en la ciudad de Toluca para el sismo del 22 de enero de 2003. A los registros se les aplicó un análisis $f-k$.

Los resultados muestran una importante contribución por parte de los efectos de trayecto en el movimiento sísmico registrado, siendo las más afectadas las ciudades localizadas en el centro del país. Las heterogeneidades laterales causadas por la presencia del EVT, difractan los pulsos que viajan desde la costa del Pacífico hasta las ciudades del centro del País. También hemos encontrado evidencia de que el periodo a partir del cual las ondas superficiales se ven afectadas depende del ángulo de incidencia de dichas ondas sobre la frontera sur de EVT. El resultado final del análisis de los registros obtenidos en la ciudad de Toluca presenta una fuerte contribución de los efectos de trayecto. Esto sugiere que las difracciones de los pulsos son afectados por efectos 3D.

ABSTRACT.

Earthquakes originated in the Mexican subduction zone (Pacific Coast) can affect severely the central region of Mexico. The most obvious example is the Michoacan earthquake of 1985. The catastrophic consequences of that event in Mexico City spurred research on many different topics to explain the observed site response. Particularly in Mexico City, an unusual amplification and an increment of the duration of the seismic ground motion were observed. The combination of these factors turned out to be catastrophic for a large number of buildings located on the *lake zone* at Mexico City. The site effects, caused by the presence of high compressibility clays (Lake Zone) were identified as the main cause of the observed damage. Later investigations showed the existence of amplification of the seismic ground motion on firm ground in the Valley of Mexico. This firm ground amplification was measured relative to firm ground sites at the same epicentral distance but along a direction parallel path to the coast (Singh *et al.* 1988a, 1995a). This effect is called *Regional Amplification*. Some authors consider that the regional amplification of the seismic ground motion should be related with heterogeneities of the crustal structure between the Pacific Coast and Mexico City (*e. g.* Chávez-García *et al.*, 1994). The Transmexican Volcanic Belt (TVB) is the most important geologic structure located in the center of Mexico. Chávez-García *et al.* (1995) showed that the TVB regional structure generates surface waves that cause the long duration of the seismic ground motion in the valley of Mexico. Additional evidence showed that TVB affects waves with periods smaller than 5 s (Chávez-García *et al.*, 1995; Barker *et al.*, 1996).

Analysis of records of the Acelerometric Network of Mexico City shows evidence that the southern border of the TVB is the most likely cause of the regional amplification (Chávez-García *et al.*, 1995a; Furumura and Kennett 1998; Chávez-García and Salazar, 2002). In general the regional amplification has been studied in terms of the consequences that it causes in the ground motion at Mexico City. However, the regional amplification affects a large region of central Mexico (Cárdenas-Soto and Chávez-García, 2003), Therefore, other cities can also be affected by this effect. To date, there are not enough studies that allow understanding of the regional amplification for waves with periods smaller than 6 s. In this work path effects are studied in the propagation of waves generated in epicentres located in different regions of Mexico. Our purpose is to analyse the influence of the TVB on the ground motion observed in the center of Mexico, from strong motion records. We used 13 seismic events ($4.6 \leq M_c \leq 8.0$), from 22 stations.

The present work was carried out in two parts. The first part has six stages:

1. - Quantitative analysis of the wave forms for the three components of the filtered records.
2. - Dispersion analysis of group velocity. We identified a zone from which a given pulse is scattered into several coherent signals with periods lower than a given period. This period is a function of the path.

3. - Stacking of dispersion curves. This procedure confirmed that the Southern boundary of the TVB marks the boundary from which group velocity starts to show a large scatter.
4. - Duration analysis of the acceleration records.
5. - Spectral Ratios H/V.
6. – Attenuation analysis. As result of this analysis we observed that from the TVB southern border, the records present the regional amplification effect.

The second part of this work consists of an analysis of records obtained in the accelerometric array of Toluca. Only one event (22.01.2003) was recorded with enough quality for a detailed analysis, using $f-k$ spectra.

Our results show that path effects affects in a very important way the seismic ground motion recorded in central México. The lateral heterogeneities caused by the presence of the TVB, diffract pulses propagating from the Pacific coast to cities in the center of Mexico. In addition, we found evidence that the period range in which the pulses are affected depends on the angle between the direction of propagation of these pulses and the southern boundary of the TVB. Finally, the results from the accelerometric array in Toluca show a strong contribution of path effects. This suggests that the pulses are affected by 3D effects.

I. INTRODUCCIÓN.

La Ciudad de México (CM) puede ser severamente afectada por sismos que se originan en la zona de subducción del Pacífico Mexicano a más de 300 km de distancia. Más aún, los sismos originados en la zona de subducción también afectan severamente la región central de México. Como ejemplo a esta aseveración se pueden mencionar los daños generados por el sismo de Michoacán ocurrido el 19 de septiembre de 1985 ($M_s=8.1$). Como consecuencia de este evento se contabilizaron más de diez mil muertos y alrededor de ochocientos edificios con daños considerables (Esteva, 1988). Esto motivó a diversos grupos de investigadores a tratar de entender los factores que influyeron en esa catástrofe. Fundamentalmente se observaron dos fenómenos de características inusuales: la amplificación del movimiento sísmico y un incremento de la duración del mismo. La combinación de estos efectos resultó ser catastrófica para algunas construcciones ubicadas en la zona del lago. Los efectos de sitio en la zona del lago rápidamente se identificaron como la causa más importante de los daños sufridos en la zona del lago de la CM. Esos efectos de sitio se deben a la presencia de estratos de arcilla altamente compresible que presentan un enorme contraste de impedancia con respecto a sedimentos más profundos (e. g. Rosenblueth, 1986; Seed *et al.*, 1988; Dorby, 1991a, b). Los 371 edificios colapsados durante el sismo de Michoacán se localizaban sobre la zona del lago. Desafortunadamente en septiembre de 1985 eran pocas las estaciones sísmicas existentes en México y por tanto poca la información disponible (en la CM sólo 8 acelerómetros digitales registraron el sismo de Michoacán). A partir de dicho evento se incrementó el número de estaciones de registro de movimientos sísmicos fuertes, a lo largo de la costa del Pacífico y en dirección perpendicular a la misma. El incremento en la instrumentación permite investigar con más detalle los fenómenos de amplificación y duración observados durante el sismo de Michoacán en 1985. Investigaciones posteriores mostraron que otros factores habían contribuido a las grandes amplitudes del movimiento del terreno (e. g. Singh *et al.*, 1988a). Uno de estos factores, que resulta ser significativo, es la amplificación del movimiento sísmico para sitios clasificados como firmes en el Valle de México, respecto a sitios en roca con la misma distancia epicentral pero con trayectorias perpendiculares a la costa (Singh *et al.* 1988a, 1995a). A este efecto se le denomina *Amplificación Regional*. Algunos autores consideran que la amplificación regional del movimiento del terreno debe estar relacionada con la heterogeneidad de la estructura cortical localizada entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México. Singh *et al.* (1988a) a partir de los registros obtenidos de estaciones en la ciudad de México mostraron evidencia de esta amplificación, presente inclusive en sitios de roca. Es decir, que junto a los efectos locales, el movimiento sísmico se ve fuertemente afectado por las heterogeneidades geológicas del centro del país. Es precisamente a partir del estudio de Singh *et al.* (1988a) que se empiezan a analizar con más detalle los efectos de la amplificación regional en la capital del país. Ordaz y Singh (1992), a partir del análisis de datos de movimientos fuertes, mostraron la presencia de amplificación en estaciones del centro del país. Estos investigadores también elaboraron leyes de atenuación para diferentes frecuencias, utilizando procedimientos estándar y mostraron el movimiento sísmico en sitios en sitios ubicados a lo largo de trayectorias perpendiculares a la costa del Pacífico, son amplificados en un factor de hasta 10 en la banda de frecuencias de 0.2 a 2 Hz. Estos autores mostraron que la amplificación aparece en los datos registrados a partir de los 200 km desde el epicentro. Ordaz

y Singh (1992) también mostraron que en la banda de 2 a 4 s, el movimiento de terreno firme está amplificado por un factor 10, relativo a sitios a la misma distancia pero en una trayectoria paralela a la costa. Esta amplificación no puede atribuirse a efectos de sitio, debido a que las estaciones empleadas en el análisis se encuentran localizadas sobre roca. Ordaz y Singh (1992) sugieren que esta amplificación se podría deber a la existencia de grandes valles sedimentarios. Sin embargo en ninguna referencia geológica es posible observar dicha estructura geológica. Por otro lado, Chávez-García *et al.* (1995) mostraron que el campo de ondas observado en el Valle de México incluye ondas de superficie que no pueden ser relacionadas a la estructura geológica del valle descrito por Ordaz y Singh (1992). Chávez-García *et al.* (1995) mostraron que la estructura regional del EVT genera trenes de ondas superficiales que causan la larga duración del movimiento en dicho valle. También mencionan que la estructura cortical del centro del país afecta fundamentalmente a las ondas sísmicas con periodos menores a 5 s, aseveración respaldada por Barker *et al.* (1996). Cárdenas-Soto *et al.* (1997) determinaron la región geográfica donde la amplificación ocurre y presentaron modelos que relacionan la amplificación regional con la estructura cortical irregular entre la costa y el centro del país. Adicionalmente, Cárdenas *et al.* (1998) mencionaron, entre otras cosas, que los grandes valles sedimentarios sugeridos por Ordaz y Singh (1992) no se encuentran descritos en los mapas geológicos. Furumura y Kennett (1998) mediante un modelo numérico, propusieron que la amplificación y duración del movimiento en la región central de México se produce por la propagación eficiente de ondas Lg. En ese estudio también se propone que la amplificación regional está fuertemente relacionada con la profundidad de la fuente y es el resultado de la eficiente propagación de ondas superficiales a distancias regionales. Novelo-Casanova y Valdés-González (2000) calcularon atenuación perpendicular y paralela a la costa del Pacífico empleando las ondas de coda de 97 réplicas del sismo de Petatlán (14 de Marzo de 1979, $M_s = 7.6$). Su análisis se realizó en la banda de 6 a 14 Hz. Los resultados de este estudio son que en la banda de 12 a 24 Hz no se observaron diferencias significativas a lo largo de ambas trayectorias: a los 6 Hz, Q_c^{-1} (Factor de calidad inverso) tiene gran dispersión en ambas direcciones.

En general existen estudios recientes que muestran evidencia de la importancia de la presencia del EVT en la amplificación e incremento de duración del movimiento del terreno registrado en el centro del país (*e.g.* Barker *et al.*, 1996; Shapiro *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 2002; Cárdenas y Chávez-García, 2003). Los resultados de estas investigaciones proporcionan informaciones importantes de la amplificación regional y permiten relacionarla con heterogeneidades en la estructura cortical del centro del país.

El análisis de datos de movimientos fuertes de la red acelerográfica de la Ciudad de México (Chávez-García *et al.*, 1995a; Chávez-García y Salazar, 2002) han mostrado una fuerte evidencia de que la causa más probable de esta amplificación regional es la discontinuidad geológica que causa la frontera sur del Eje Volcánico Transmexicano (EVT). Esta conclusión fue respaldada por los resultados obtenidos mediante modelación numérica realizada por Furumura y Kennett (1998) quienes mostraron los grandes efectos que causa la irregularidad 3D de la estructura cortical en el movimiento de terreno registrado en la región central de México. Hasta ahora, la amplificación regional se ha estudiado primordialmente en términos de las consecuencias que causa en el movimiento del suelo de la Ciudad de México, situación entendible debido al tamaño y a la importancia de esta urbe. Adicionalmente, la densidad de

los instrumentos en la Ciudad de México es ahora mucho mayor que en ningún otro lugar en el país. Sin embargo, la amplificación regional afecta una gran área del centro de México, tal y como lo han mostrado Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003). Por tanto, el movimiento del terreno observado en otras ciudades, como Puebla y Toluca, son también afectadas por la amplificación regional. La carencia de la instrumentación, sin embargo, ha obstaculizado el análisis del movimiento sísmico en estas otras ciudades con muy pocas excepciones (véase Chávez-García *et al.*, 1995b, para un estudio de efectos de sitio en Puebla, por ejemplo).

Respecto a la amplificación en el Valle de México, los efectos de sitio amplifican la aceleración máxima hasta por un factor de 3, relativamente a suelo firme. Singh *et al.* (1988a) analizaron los registros obtenidos en el Valle de México usando razones espectrales para cuantificar la amplificación debido a las capas de suelo blando de la zona de lago (zona de suelos altamente compresibles). La amplificación de movimiento del terreno, para la frecuencia dominante del sitio alcanza un factor de hasta 40 respecto a sitios clasificados como firmes (Singh *et al.*, 1988a). La gran amplificación que las ondas sísmicas sufren en la llamada zona del lago es la causa principal de los daños en las edificaciones. Por otro lado, se ha demostrado que aún en la zona de lomas (zona firme en la Ciudad de México), el movimiento sísmico está amplificado con respecto a sitios firmes ubicados a la misma distancia epicentral pero en diferentes trayectorias (Singh *et al.*, 1988a). De acuerdo con Singh *et al.* (1988a, b), esta amplificación puede alcanzar valores de hasta 10 en un rango de frecuencias comprendido entre 0.2 y 0.7 Hz. Asimismo las ondas sísmicas en la zona del lago se amplifican por un factor de entre 10 y 50 con respecto a las amplificaciones observadas en la zona de lomas en el mismo rango de frecuencias (Singh *et al.*, 1988a, b), es decir que el factor de amplificación neto que se presenta en la zona del lago puede llegar a 100, comparadas con sitios firmes ubicados a la misma distancia epicentral pero en diferentes trayectorias. Chávez-García *et al.* (1995a), a partir del análisis de registros obtenidos en el Valle de México, identificaron claramente el modo fundamental de ondas superficiales en dos bandas de periodo. En la banda de 7 a 10 s, esas ondas superficiales se propagan a lo largo de la dirección epicentro – estaciones, con velocidades predichas por la estructura profunda de la corteza. En la banda de periodo de 3 a 6 s también se identificaron ondas superficiales, pero propagándose con direcciones diferentes a la dirección epicentral.

En cuanto a lo que se refiere a la duración del movimiento sísmico, ésta también puede influir en los daños causados en un lugar dado. Sin considerar la duración no es posible predecir la no-linealidad de la respuesta de un edificio (Trifunac y Westermo, 1976). La duración se ha intentado explicar mediante diversos modelos (*e.g.* Seed *et al.*, 1988 y Lomnitz, 1990). Algunos registros obtenidos en la zona del lago de la Ciudad de México muestran la presencia de arribos tardíos de gran amplitud que incrementan la duración del movimiento (Chávez-García, *et al.* 1995). Singh y Ordaz (1993) consideran que la larga duración del movimiento también se presentó durante el sismo de Michoacán en la zona de lomas de la capital mexicana, pero que los acelerógrafos ahí localizados no fueron suficientemente sensibles para registrarlo. Chávez-García y Salazar (2002) consideran que las largas duraciones de los registros se originan fuera del Valle de México debido a grandes heterogeneidades en la estructura cortical del centro del país. Algunas investigaciones han planteado como resultado la posible existencia de una capa superficial de baja velocidad en la región sur del EVT (Singh *et al.*, 1995; Cárdenas *et al.*, 1997; Shapiro *et al.*, 1997).

A pesar de los diversos trabajos realizados a la fecha, no se ha logrado explicar con certeza todos los factores que intervienen en la amplificación y en el incremento de la duración del movimiento sísmico del terreno en el centro del país. Esto se debe en buena medida a que los fenómenos de amplificación e incremento de duración en la zona del lago se presentan en el mismo rango de periodos en que se observa la amplificación regional. Por ello, ha resultado difícil caracterizar el movimiento sísmico propiciado por el sitio y por el trayecto dentro del Valle de México. Las evidencias de diferentes trabajos de investigación muestran que la estructura cortical irregular afecta el movimiento del terreno registrado en la CM.

Con el fin de predecir el movimiento del terreno en la Ciudad de México para eventos sísmicos futuros, es necesario entender los factores físicos que afectan las ondas que se propagan entre el epicentro y el valle de México. Desafortunadamente no se tienen suficientes estudios que permitan entender la amplificación regional para pulsos con periodos menores a 6 s. Por ello, en este trabajo estudiamos los efectos de trayecto en la propagación de ondas que se generan en epicentros localizados en diferentes regiones de la República Mexicana. Nuestro propósito es analizar la influencia del EVT en el movimiento del terreno observado en el Centro de México.

Desde 1985, se han realizado muchos esfuerzos para entender estos fenómenos. A poco más de 20 años de la ocurrencia de este evento, se sabe que, desde el punto de vista de la Ingeniería Sismológica, los desastres causados se deben a una combinación de tres efectos: fuente (Eissler *et al.*, 1986; Houston y Kanamori, 1986; Singh *et al.*, 1988), trayecto (Ordaz y Singh, 1992; Cárdenas *et al.*, 1997; Cárdenas y Chávez-García, 2003a) y sitio (Singh *et al.*, 1988; Chávez-García y Bard, 1994; Chávez-García *et al.*, 1995; Iida, 1999).

Este trabajo pretende analizar, a partir de registros de movimientos fuertes, la influencia de los efectos de trayecto en el movimiento sísmico del terreno observado en el centro del país. Para este fin, se utilizaron registros de estaciones localizadas entre la costa del Pacífico y el centro de la República Mexicana. Los registros provienen de 11 eventos sísmicos con magnitudes (M_c , magnitud de coda) que varían entre 4.6 y 7.6. En total se propusieron 5 trayectorias que permitieran analizar el trayecto de ondas desde la costa hasta el centro del país. Se seleccionaron 13 estaciones colocadas en 2 líneas (la primera de sur a norte y la segunda de oeste a este). Una de ellas de Mezcala, Gro. y la segunda desde Colima, ambas hasta Ciudad Universitaria, en la Ciudad de México.

El análisis de los registros se lleva a cabo en la banda de periodos donde resulta complicado caracterizar el campo de ondas que se propaga desde la zona de subducción. Dado que los modelos corticales de velocidad para el centro de México predicen adecuadamente las observaciones sólo para periodos mayores a 6 s, es necesario explorar datos en periodos menores.

Nuestro análisis se realizó en dos partes. La primera de ellas consistió en el análisis de la propagación del movimiento sísmico a partir de cinco diferentes trayectorias. Esta primera parte se subdividió en seis etapas. La primera consistió en el análisis cualitativo de las formas de onda que presenta cada registro, filtrado en diferentes bandas de frecuencia. Se emplearon

filtros de ancho de banda gaussiana y filtros de ancho de banda arbitraria. Los tres componentes de los registros filtrados se compararon entre sí para cada estación. Luego, para un mismo evento sísmico se comparó cada componente de los registros de las estaciones de una misma trayectoria. Posteriormente, los registros filtrados se compararon entre diferentes trayectorias, permitiendo con ello encontrar similitudes y diferencias entre los registros de estaciones sobre el EVT y fuera de él.

La segunda etapa consistió en un análisis de dispersión empleando la Técnica de Filtrado Múltiple (MFT, por sus siglas en inglés) descrita por Dziewonski *et al.* (1969) y Herrmann (1987). Para esta etapa fue necesario realizar una corrección de tiempo en los registros. Mediante la MFT se obtuvieron las curvas de dispersión (gráficas que muestran la variación de la velocidad de grupo en función del periodo) para cada componente de los registros empleados. En estas gráficas Periodo – Velocidad de Grupo (T-U), es posible determinar más de un valor U (km/s) para un valor de T (s) dado. Mediante la graficación de estos máximos logramos identificar una zona a partir de la cual los pulsos se dispersan para periodos menores de un valor dado. Este valor de periodo está en función de la trayectoria analizada.

Posteriormente, como tercera etapa del análisis, se realizó el apilamiento de las curvas de dispersión. Este procedimiento permite enfatizar las coincidencias entre diagramas T-U en una misma estación para diferentes eventos sísmicos y trayectorias. Los apilamientos se realizaron con las curvas de dispersión de una misma estación y una misma trayectoria. También, se apilaron los componentes radial y vertical, lo que permitió determinar las variaciones de U en función de T para el modo fundamental de ondas de Rayleigh. Los apilamientos confirmaron las observaciones realizadas en el análisis de dispersión, acerca de la frontera geológica a partir de donde los pulsos muestran una variación importante en su velocidad de propagación.

Como cuarta etapa se realizó también un análisis de la duración de registros de acuerdo con lo propuesto por Trifunac y Westermo (1976). Este procedimiento consiste en filtrar los registros en una banda de periodos definida para luego determinar el tiempo efectivo en que los pulsos de este periodo, se presentan en un registro. Para este análisis utilizamos también filtros de diferentes anchos de banda. Las duraciones de cada registro, en sus tres componentes, se compararon entre estaciones de una misma trayectoria y posteriormente entre las cinco trayectorias.

En la quinta etapa, a fin de determinar si las observaciones realizadas en los análisis anteriores eran causadas por las características de cada sitio en el que se encuentran las estaciones, se realizaron los cocientes espectrales H/V (Lermo y Chávez García, 1993). El procedimiento general consistió en calcular los espectros de Fourier para cada componente de los registros. Luego se calcularon los cocientes espectrales R/V y T/V cuyas gráficas se compararon entre sí. Si los cocientes calculados de una misma estación y evento sísmico eran semejantes entre sí, entonces se realizó un promedio geométrico para así determinar H/V para un evento determinado. Nuevamente se realizó una comparación entre los cocientes correspondientes a diferentes eventos sísmicos. Si cada cociente H/V de un evento dado era semejante a los demás cocientes de la misma estación entonces se calculaba un promedio de las mismas. En el presente trabajo fue posible promediar todos los casos.

En la sexta etapa se realizó un análisis de la atenuación. Este procedimiento se realizó filtrando los registros en diferentes bandas de frecuencia. En esta etapa se emplearon filtros de ancho de banda gaussiana. Para cada registro filtrado se calculó el valor máximo de la envolvente. Al conjunto de valores máximos provenientes de las envolventes, se les aplicó una regresión de acuerdo a lo descrito por Joyner y Boore (1981). Como resultado del análisis de atenuación observamos que a partir de una distancia dada los registros muestran el efecto de la amplificación regional. Esta distancia está cerca de los 215 km a partir de las costas de Guerrero, hacia el centro del país.

La segunda parte de nuestro análisis consistió en analizar los registros de un arreglo estaciones acelerométricas ubicadas en la ciudad de Toluca para el sismo del 22.01.2003. A los registros se le aplicó un análisis $f - k$ (Capon, 1969), lo cual permitió determinar la dirección de propagación de los pulsos que se registraron en dicho arreglo.

Los resultados en conjunto muestran una importante contribución por parte de los efectos de trayecto en el movimiento sísmico registrado, siendo las más afectadas las ciudades localizadas en el centro del país. La presencia del EVT, la estructura geológica más importante en la región central de México, difracta los pulsos que viajan desde la costa del Pacífico hasta las ciudades del centro del País. Esta difracción se produce a partir de un periodo dado. También hemos encontrado una fuerte evidencia de que el periodo a partir del cual las ondas superficiales se ven afectadas depende del ángulo de incidencia de dichas ondas sobre la frontera sur de EVT. El resultado final de los registros obtenidos en las ciudades del centro del país presentan una fuerte contribución de estos fenómenos que en general se observan como largas duraciones y amplitudes de gran magnitud que no sólo son atribuibles a los efectos de sitio. Esto sugiere que las difracciones de los pulsos son afectados por efectos influencia 3D.

II. ANTECEDENTES.

Antes de abordar propiamente el problema de los efectos de trayecto debido a la presencia del EVT, haremos un breve resumen de conceptos que nos permita un mejor entendimiento de la información a analizar. Como es bien sabido, los pulsos que viajan de la fuente a una estación de registro se verán afectados por las heterogeneidades laterales del medio en que se propagan. La banda de frecuencias afectada por una heterogeneidad dada será aquella que propague ondas cuya longitud sea comparable al tamaño de la heterogeneidad. Es por ello que el conocimiento de la corteza terrestre permitirá relacionar el comportamiento de los pulsos registrados tanto en el EVT como fuera de éste.

El proceso del conocimiento de la estructura cortical ha tenido avances significativos en los últimos años. En muchos casos la sismología ha sido particularmente útil para determinar discontinuidades. El proceso de conocimiento de la estructura cortical se ha convertido en un ciclo mediante el cual se comprende mejor el comportamiento de las ondas que viajan a través de ella y a su vez este comportamiento revela más detalles de la corteza terrestre. Como bien se sabe, la corteza terrestre es una estructura compleja, con variaciones de la velocidad sísmica y de la densidad en las tres direcciones del espacio, si bien las variaciones verticales usualmente son mayores respecto de las horizontales (Pardo y Suárez, 1995). Más aún, existen dentro de la corteza terrestre grandes estructuras geológicas que complican aún más la estructura de ciertas regiones del mundo.

II.1. La estructura cortical del Centro de México.

En el caso de México la estructura cortical se complica por la presencia del Eje Volcánico Transmexicano (EVT; Fig. 2.1 y 2.2). El EVT presenta formas irregulares en la superficie e irregularidades geométricas de la interfase con la profundidad. Se ha observado que la forma de la interfase entre la placa subducida y la placa continental es irregular y que el ángulo de buzamiento de la placa cambia a lo largo de la trinchera (*e. g.* Pardo y Suárez, 1995).

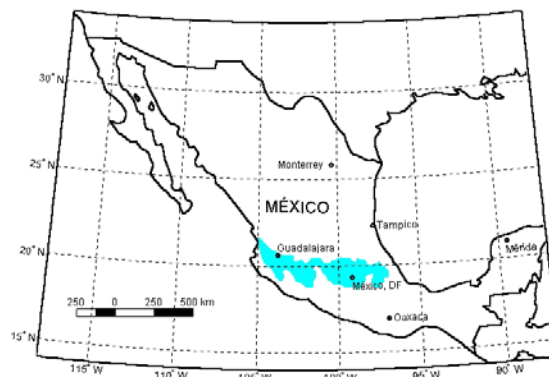


Fig. 2.1. Esquema de la República Mexicana. El área en sombreada representa al Eje Volcánico Transmexicano (EVT), de acuerdo con Pardo y Suárez (1995).

II.1.1. El Eje Volcánico Transmexicano (EVT).

En la última década diversos investigadores del área de la geología afirman que es mejor denominar como Faja Volcánica Transmexicana (Fig. 2.2) al arco volcánico construido sobre la margen sudoccidental de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las Placas Rivera y Cocos a lo largo de la Trinchera de Acapulco (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). El EVT es un arco volcánico continental que cruza la parte central de México a lo largo de aproximadamente 1000 km desde el Golfo de California hasta el Golfo de México y que contiene al menos 11 grandes centros volcánicos que han estado activos desde hace unos 20,000 años. El EVT se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blas, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). Presenta características peculiares tal como una gran variabilidad del estilo volcánico y de la composición química de sus productos y la notable variación de su ancho (Ferrari, 2000). Por otro lado, el EVT no se encuentra a una distancia constante de la trinchera de Acapulco (Kostoglodov y Bandy, 1995; Pardo y Suárez, 1995; Ferrari, 2000) ya que en el sector occidental el frente es paralelo a la trinchera, mientras que en el sector central y oriental el EVT muestra una tendencia a alejarse de ella (Fig. 2.1). Los diferentes estudios relacionados con el EVT lo denominan de varias maneras: Arco, Faja, Cinturón, Eje. En el presente trabajo nos referiremos a esta estructura como Eje Volcánico Transmexicano.

El EVT constituye uno de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circumpacífica. Es además la estructura geológica más importante del centro del país (Ferrari, 2000). Mooser (1972) propuso el primer modelo de arco para el EVT. En la década siguiente se realizaron los primeros trabajos sistemáticos que culminaron con la síntesis de Demant (1981).

La investigación sismotectónica de los últimos años se ha enfocado en dos vertientes principalmente. La primera pretende comprender la dinámica de la subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la placa de Norteamérica, mientras que la segunda estudia las consecuencias de la subducción con la complejidad de la corteza continental. Las diferencias en la geometría de la subducción y en la tasa de convergencia entre las placas de Norteamérica, Cocos y Rivera se reflejan en la sismicidad observada.

En la figura 2.2, se representa el EVT en gris oscuro de acuerdo a Pardo y Suárez (1995). Los números separados por comas indican la edad de la corteza oceánica (en Ma) y la velocidad de convergencia (en cm/a), respectivamente. Las curvas de nivel (a cada 20 km) representan la profundidad de la placa oceánica (las líneas punteadas son el producto de la interpolación en las zonas en las que no se tuvieron datos hipocentrales, Pardo y Suárez, 1995). Una sección representativa de la corteza oceánica fue muestreada por el *Deep Sea Drilling Project* en el sitio 487 (DSDP sitio 487, Gómez-Tuena *et al.*, 2005). Se incluyen también como referencia algunos campos volcánicos importantes: Campo volcánico de Los Tuxtlas (Tuxtlas), volcán Pico de Orizaba (Pico), volcán Popocatepetl (Popo), campo volcánico de Chichinautzin

(Chichi), campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (CVMG), volcán de Colima (Colima), campo volcánico de Mascota (Mascota), y volcán San Juan (S. Juan).

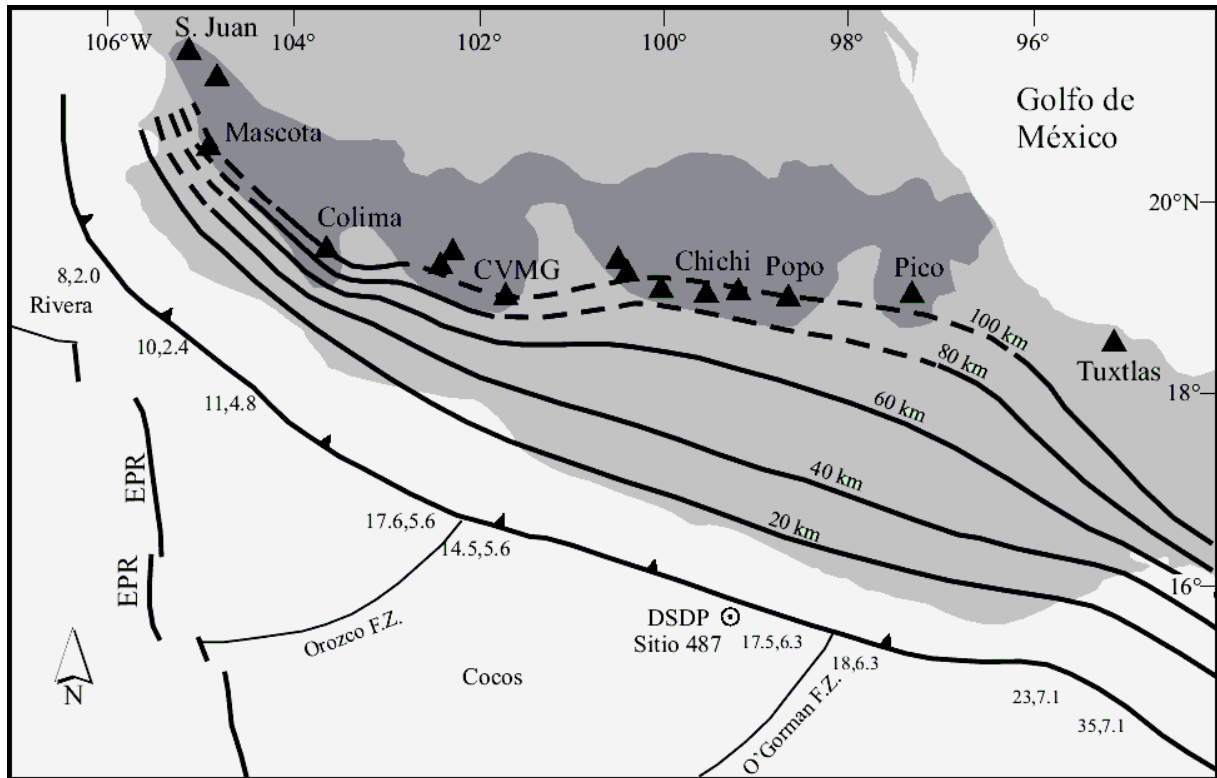


Fig. 2.2. Configuración de la cima de la zona de Wadati-benioff correspondiente a la placa oceánica subducida bajo la placa continental Norteamericana según Pardo y Suárez (1995). Tomada de Gómez-Tuena, et al. (2005).

II.1.2. Marco Geológico y Tectónico.

El territorio mexicano se encuentra sobre cinco placas tectónicas: la placa Norteamérica que contiene todo Norteamérica y parte del océano Atlántico, la placa de Pacífico donde se encuentra Baja California, la placa de Caribe que contiene las islas caribeñas y los países de Centro América, y las placas oceánicas (Océano Pacífico) de Cocos y Rivera.

Se estima que la evolución tectónica que conforma lo que hoy es el Centro de México se inició hace aproximadamente veinticinco millones de años. Se ha observado gran variedad de rocas volcánicas alcalinas que se encuentran emplazadas a lo largo del EVT. Sólo una parte de las rocas tiene afinidad intraplaca y puede interpretarse como basaltos de isla oceánica derivados de un manto no contaminado por la subducción (Ferrari, 2000). Los datos arrojados por los estudios realizados por Demant (1981) y Robin (1981) sugieren que las rocas volcánicas que forman al EVT corresponden al Plioceno y al Cuaternario.

La tasa de emplazamiento volcánico y el área cubierta por el volcanismo Plio-Cuaternario no son homogéneas en el EVT. El arco volcánico Plio-Cuaternario tiene un ancho variable entre un máximo de 200 km en la región del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala y Morelia que corresponden también a las áreas con menor aporte magmático del arco (Ferrari, 2000).

Otra característica distintiva del EVT es que la litósfera oceánica en subducción en la trinchera tiene edades variables entre 8 y 15 Ma, pero por debajo del arco volcánico Plio-Cuaternario se encuentra una placa de edad que varía de entre 8 y 20 Ma (Kostoglodov and Bandy, 1995). La parte norte del EVT posee rocas de más de 2.5 Ma y no presenta actividad volcánica. La migración observada de la actividad volcánica hacia el sur se asocia con la aceleración de la subducción de la placa de Cocos entre 4 y 5 Ma (Robin, 1981). Es necesario aclarar que las edades geológicas aquí mencionadas aún se encuentran en discusión.

En cuanto a la geología regional y local, se sabe que la mayoría de los grandes estratovolcanes andesíticos-dacíticos del EVT tuvieron uno o más colapsos sectoriales durante el Holoceno (*e. g.* Luhr y Prestegard, 1988; Siebe *et al.*, 1992; Macías *et al.*, 1997; Carrasco-Núñez *et al.*, 1993). Se han publicado mapas geológicos con diferente grado de detalle de los volcanes de Colima (Rodríguez-Elizarrarás, 1995), Las Navajas (Nelson y Hegre, 1990), Nevado de Toluca (Macías *et al.*, 1997), Iztaccíhuatl (Nixon, 1989) y Pico de Orizaba (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). También se han realizado estudios geológicos y geocronométricos detallados de las calderas y complejos dómicos correspondientes al Plioceno de la parte central del EVT, como los realizados por Aguirre-Díaz (1997) y Aguirre-Díaz *et al.* (1997) (Amealco, Huichapan, Los Agustinos, entre otros).

Estudios similares de otros complejos caldéricos, como los Azufres (Pardal y Robin, 1994; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995) y Zitácuaro (Capra *et al.*, 1997), han mostrado que éstos se caracterizan por tener un origen en el Mioceno y caracterizada por varias reactivaciones hasta el Cuaternario.

En relación a la geología regional de las zonas central y occidental del EVT se ha demostrado que el volcanismo Terciario de la Sierra Madre Occidental no afecta a la región ocupada por el bloque de Jalisco, caso contrario a lo que ocurre en la zona Michoacán (Pasquaré *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1999 y Rosas-Elguera *et al.*, 1997). También se ha logrado establecer con mayor precisión los límites entre la placa Norteamericana y los bloques de Jalisco y Michoacán.

En general se acepta que el vulcanismo del EVT se debe a la dinámica en la zona de subducción del Pacífico, las fallas Motagua-Polochic, la falla Rivera y la reactivación de la falla que corre de Este a Oeste y que configura el EVT (*e. g.* Danant y Robin, 1975; Rivera, 2004).

II.1.3. Marco sismotectónico.

La sismicidad en la zona de subducción de las placas de Rivera y de Cocos bajo la de Norteamérica es variada en profundidad, magnitud y distribución de epicentros. En la zona correspondiente a la Placa de Rivera, bajo el bloque de Jalisco, dicha sismicidad es baja. En esa región sólo se han documentado seis sismos de $M_s > 7.0$ desde 1837. En la zona de subducción cercana a Acapulco (placa de Cocos bajo placa de Norteamérica) se ha observado una cantidad mucho mayor de eventos.

DeMets *et al.* (1991) mostraron que la placa de Cocos subduce bajo la placa de Norteamérica con una velocidad relativa que aumenta hacia el sureste, a lo largo de la trinchera (4.8 cm por año cerca de 104.5° W, a 7.5 cm por año cerca de los 94° W). Esta observación es consistente con el hecho de que en la zona de mayor desplazamiento se generan mayores acumulaciones de energía y por tanto mayor número de eventos sísmicos.

Pardo y Suárez (1995) concluyeron, a partir de analizar los hipocentros de microsismos registrados localmente y con hipocentros relocalizados usando registros telesísmicos, que la placa de Rivera subduce con una pendiente prácticamente constante de aproximadamente 50° , con una profundidad máxima de acoplamiento sismogénico de 40 km.

Con la intención de conocer mejor la estructura cortical del centro de México, se han empleado distintas herramientas. Se han implementado métodos gravimétricos, como los planteados por Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1995); Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi (1993). En estos modelos se propone que el espesor de la corteza se incrementa desde las márgenes del Océano Pacífico hacia el interior del continente, alcanzando valores máximos debajo del EVT (espesor promedio de 40 km), particularmente debajo de la parte este-central del eje. Con la información generada acerca de la estructura cortical también se han generado modelos de velocidades de propagación de ondas. Algunos de estos modelos se mencionan más adelante.

II.2. El movimiento sísmico en el Centro de México.

El movimiento sísmico del Valle de México es un tema que ha atraído la atención de un gran número de investigadores durante los últimos años (e. g. Singh *et al.*, 1988; Chávez-García *et al.*, 1994, Iglesias *et al.* 2002; Cárdenas *et al.*, 2005). En primera instancia, los estudios se han concentrado en el valle de México, pues además de ser la ciudad más poblada del país, es el lugar en que empezaron a observarse los fenómenos de amplificación y duración en el centro del país.

Diversos investigadores han reconocido la importancia de la estructura cortical como un factor que contribuye en el movimiento observado en el Valle de México, producido por eventos sísmicos generados en zona de la subducción. Campillo *et al.* (1989) demostraron que los grandes pulsos observados en la zona de Lomas durante en el sismo del 19 de Septiembre de 1985, corresponden a ondas Lg. Estos autores consideran que dado que Lg es una onda guiada

con disipación geométrica menor a la de las ondas de cuerpo, la primera resulta tener un modo muy eficiente de propagación para periodos cortos. Adicionalmente se infiere que el decaimiento de amplitud de Lg, en función de la distancia recorrida, es pequeño (Campillo, 1990). Campillo *et al.* (1996) mostraron la relevancia de la presencia de ondas Lg en la zona del Lago de la Ciudad de México, pues éstas también lograron observarse en la zona de Lomas. Su estudio resalta la importancia de conocer con mayor detalle la estructura cortical para una valoración apropiada del riesgo sísmico.

Con la intención de entender mejor los fenómenos que gobiernan el movimiento en el centro del país se ha acudido a realizar estudios no sólo en la capital, sino también en ciudades cercanas a la misma (*e. g.* Ferrer-Toledo *et al.*, 2005). Sin embargo la Ciudad de México sigue siendo, por mucho, la Ciudad en la que se concentran la mayor cantidad de estudios.

Las investigaciones realizadas a la fecha han mostrado evidencia de la influencia de los efectos de fuente, trayecto y sitio, en el movimiento sísmico observado en el centro de México. Desafortunadamente no siempre es fácil separar un efecto de otro de la señal registrada. De acuerdo con los resultados de diferentes investigaciones, los efectos de trayecto y sitio resultan ser de mayor importancia para el movimiento sísmico observado en el centro de México que para ciudades ubicadas en otras zonas. Esta aseveración puede confirmarse al observar los resultados obtenidos por Ordaz y Singh (1992) referente a los efectos de trayecto. Otra contribución al movimiento son los efectos de sitio.

Amplificación en el centro del país.

La causa más importante de amplificación en la Ciudad de México es la presencia de arcillas blandas (Dorby, 1991 a, b). A la fecha no se ha identificado dentro del territorio mexicano, ninguna cuenca aluvial con características tan complejas (compresibilidad, espesor de estratos y alto contraste de impedancia respecto a estratos más profundos). Sin embargo existen evidencias de que el movimiento sísmico en terreno clasificado como firme del Valle de México ya está amplificado en comparación con sitios firmes ubicados a la misma distancia epicentral pero en diferentes trayectorias (Singh *et al.*, 1988; Ordaz y Singh, 1992; Singh *et al.*, 1995a; Shapiro *et al.*, 1997; Cárdenas 1998). El primer sitio donde fue posible inferir esta observación fue en la Ciudad de México, en donde se observaron amplificaciones en lugares clasificados como firmes. Se sabe que la amplificación observada (amplificación regional) en zona firme ocurre en la banda de periodos de entre 2 y 4 segundos (Ordaz y Singh, 1992), en la cual las capas blandas del suelo del Valle de México han jugado un papel relevante en el movimiento sísmico que afecta a la ciudad. Montalvo *et al.* (2003), a partir de registros obtenidos en la zona de lomas de la Ciudad de México, observaron dos tipos importantes de amplificaciones. El primero es regional, para el cual las amplificaciones son mayores en estaciones del suroeste de la ciudad respecto a estaciones localizadas al norte de la misma. El segundo es local, que causa amplificaciones mayores en estaciones localizadas en la zona suroeste respecto a Ciudad Universitaria. También, para la misma Ciudad de México, sugirieron que el riesgo sísmico disminuye cuando las ondas sísmicas pasan por el volcán Popocatepetl.

Algunos autores explican que existen variaciones laterales (geometría de las interfaces y propiedades mecánicas) a pequeña o a gran escala dentro de la corteza que afectan la propagación de las ondas sísmicas a través de ésta (e. g. Singh *et al.*, 1988; Campillo *et al.*, 1989; Ordaz y Singh 1992; Singh *et al.*, 1995a; Cárdenas *et al.*, 1997; Cárdenas *et al.*, 1998; Shapiro *et al.*, 1997; Yamamoto *et al.*, 1997). Sin embargo no es suficiente el conocimiento de la estructura profunda de la corteza que se ha adquirido. Algunos estudios se enfocaron a formar modelos de propagación de ondas superficiales. A la fecha sólo se han realizado estudios de la estructura promedio entre la costa del Pacífico y la Ciudad de México (e. g. Campillo *et al.*, 1996; Valdés y Meyer, 1996; Gomberg *et al.*, 1988a, b; Fuentes, 1997; Iglesias 2000), esto es, modelos 1D que no consideran las variaciones laterales. Los modelos de velocidad existentes a la fecha han resultado ser una herramienta útil para el estudio de la propagación de ondas superficiales originadas en la costa del Pacífico.

Shapiro *et al.* (1997) encontraron una región a partir de la cual, las ondas sísmicas provenientes de la costa del Pacífico, son amplificadas. Esta región se limita al sur con Tepoztlán, Mor., y al norte con Teotihuacán. Además, los autores enfatizan que el límite sur de esta región coincide con la frontera sur del EVT. Estos autores complementaron su estudio realizando simulaciones numéricas las cuales mostraron que la presencia de un estrato superficial de 2 km de espesor de baja velocidad, podría ser la causa de la amplificación regional en la banda de 8 a 10 s de periodo, de la misma magnitud que la amplificación medida a partir de registros sísmicos.

A partir de las evidencias de amplificación causada por heterogeneidades laterales en la estructura cortical en el centro de México, resulta importante estudiar los efectos de trayecto como un factor que contribuye al problema de la amplificación regional. Por tanto, es necesario contar con un conocimiento detallado de la estructura cortical del centro de nuestro país (e. g. Campillo *et al.*, 1996). Sin embargo, hasta el momento no hay suficiente información sobre esta estructura. Para el caso de la información de la velocidad de propagación de ondas superficiales, los modelos existentes consideran una misma velocidad entre la fuente (en la costa del Pacífico) y el centro del país (Cárdenas *et al.*, 1997, Shapiro *et al.*, 1998; Furumura y Kennett, 1998).

Largas duraciones en el centro del país.

Dada la complejidad de la estructura cortical del centro de México, en particular por la presencia del EVT, un modelo 1D no es la solución más adecuada aunque hasta ahora la más cercana a la realidad. Además, algunos autores afirman que es posible entender mejor las causas tanto de las amplificaciones como de las largas duraciones observadas en el Valle de México, si se considera la presencia del EVT (e. g. Chávez-García y Romero, 1998; Cárdenas y Chávez-García, 2003; Ortega *et al.*, 2003; Ferrer-Toledo *et al.*, 2003). A partir de esto, muchos estudios de los efectos del campo incidente en el centro del país buscan comprender el origen de las largas duraciones observadas en los registros de aceleración generadas a partir de sismos ubicados en la zona de subducción (e. g. Campillo *et al.*, 1988; Sánchez-Sesma *et al.*, 1988; Kawase y Aki, 1989; Sánchez-Sesma *et al.*, 1993; Singh y Ordaz, 1993; Chávez-García, *et al.*, 1995; Sánchez-Sesma *et al.*, 1995; Sánchez-Sesma, 1996; Shapiro *et al.*, 1997;

Furumura y Kennett, 1998; Shapiro *et al.*, 2001). Se han explorado las largas duraciones como una combinación entre de los efectos de las estructuras regional y local en la respuesta sísmica. De acuerdo con Shapiro *et al.* (1997), la presencia de una zona de baja velocidad debajo de la parte centro-sur del EVT amplifica la señal en el centro de México. Esta estructura de baja velocidad fue inferida a partir de las observaciones de amplificación regional hechas por Ordaz y Singh (1992), Sánchez-Sesma *et al.* (1993), Singh *et al.* (1995ab). Los resultados de Furumura y Kennett (1998) muestran que las largas duraciones en la Ciudad de México se pueden reproducir a partir de modelos regionales 2D.

Shapiro *et al.* (1997) observaron una gran diferencia en la duración de las señales registradas para sismos localizados en el Valle de México y registrados tanto al norte como al sur del valle. Resultados adicionales de estos autores, arrojan que las velocidades de grupo y fase en la banda de periodos de 2 a 13 s, son más pequeñas en la parte sur del EVT que en la parte norte del mismo. Shapiro *et al.* (1997) consideran que esta diferencia de velocidades se debe a la actividad volcánica de la región, generando una capa superficial en la región sur del EVT.

Por otro lado, Shapiro *et al.* (2000) e Iglesias *et al.* (2002) encontraron que los registros de sismogramas en la estación CU muestran que las amplitudes de las ondas sísmicas son atenuadas cuando sus trayectorias pasan a través del volcán Popocatepetl. Estos autores atribuyen esta atenuación a la presencia de magma y fusión parcial de rocas debajo del volcán. Shapiro *et al.* (2000) infirieron, a partir de datos obtenidos del sismo del 15 de junio de 1999, que las ondas sísmicas se ven disminuidas por un factor de alrededor de 1/3 en frecuencias mayores a 1 Hz, comparadas con ondas que no pasan bajo la estructura volcánica. De acuerdo con Montalvo (2002), en la zona de lomas de la Ciudad de México el peligro sísmico causado por sismos intraplaca es alto. Sin embargo, a partir de estudiar los registros del sismo del 15.06.1999, este autor considera que este riesgo se ve disminuido debido a que las ondas sísmicas pasan por el volcán Popocatepetl. En este mismo contexto, Montalvo (2002) e Iglesias *et al.* (2002) escalaron, a partir de datos del sismo de Copalillo (21.06.2001), la respuesta sísmica en Ciudad Universitaria para un sismo postulado con $M_w = 7$ igual al de Tehuacán. Estos autores encontraron que las máximas aceleraciones en el dominio del tiempo y de la frecuencia para el sismo escalado son mayores para el terremoto del 15 de junio de 1999.

II.3. Modelos de velocidad para el centro de México.

Se han propuesto algunos modelos promedio en la estructura y velocidad para la corteza terrestre entre las costas del Pacífico y la Ciudad de México. Mediante experimentos sísmicos de refracción se ha estudiado la estructura de la corteza en el centro de México. También se han empleado datos de gravedad e inversión de ondas superficiales.

Fix (1975), empleó eventos sísmicos registrados en Arizona con epicentros en Chiapas. Mediante la inversión de curvas de dispersión, propuso un modelo promedio para la corteza terrestre, con una trayectoria de 2000 km. Este modelo, por tanto, no es el más representativo de los existentes.

Un resumen de algunos de los experimentos realizados se presenta por Valdés *et al.* (1986). Estos autores, a partir de datos de refracción sísmica, analizan la estructura cortical desde el norte de Puebla hasta las costas de Oaxaca. A partir de sus resultados proponen un modelo de estructura y velocidad promedio para la región de Oaxaca (Fig. 2.3). Estos resultados son respaldados por el ajuste gravimétrico reportado previamente por Couch y Woodcock (1981).

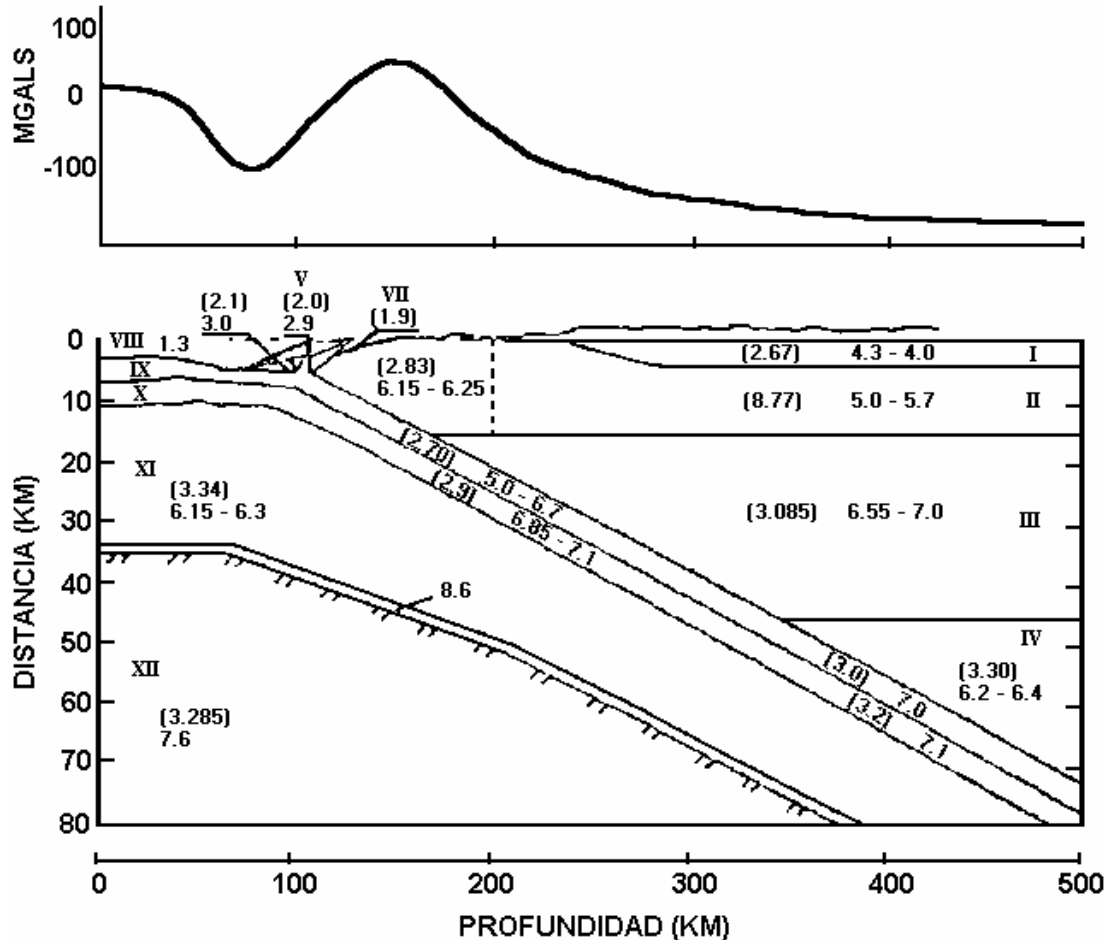


Fig. 2.3. Modelo estructural para la región de Oaxaca propuesto por Valdés *et al.*, (1986). Los números en cada bloque corresponden a la velocidad compresional en km/s. Los números entre paréntesis indican la densidad en gr/cm^3 . Las líneas discontinuas separan zonas con diferentes velocidades. En la parte superior se muestra el resultado del estudio gravimétrico. (Tomada de Valdés *et al.*, 1986).

Posteriormente, Campillo *et al.* (1989) intentaron interpretar los grandes desplazamientos registrados en el valle durante el terremoto de Michoacán, a partir del modelo cortical para la región de Oaxaca, elaborado por Valdés *et al.* (1986). Sin embargo, los desplazamientos registrados en la zona de Lomas del Valle de México, mostraron arribos correspondientes a ondas Lg con periodos de 2 a 3 s, así como de Rayleigh con periodos de 10 s. Dada la historia fuente revelada a partir de registros telesísmicos, estas ondas no eran compatibles con la

estructura cortical propuesta por Valdés *et al.* (1986). Los registros telesísmicos mencionados muestran una emisión fuerte de 2 a 4 s de periodo que empiezan aproximadamente 8 s después del inicio del proceso de ruptura (Singh *et al.*, 1990). Como la velocidad de propagación de las ondas Lg y Rayleigh para el modelo de Oaxaca no tienen concordancia con las ondas observadas en el Valle de México, Campillo *et al.* (1989) modificaron el modelo de Valdés *et al.* (1986), quitando la capa de baja velocidad (alrededor de 5 km de espesor). Mediante este procedimiento modificaron el modelo cortical con la función de fuente deducida de los registros telesísmicos, con lo que se generaron registros sintéticos. Los sintéticos tuvieron una congruencia muy buena con las observaciones realizadas en la zona de Lomas en el Valle de México.

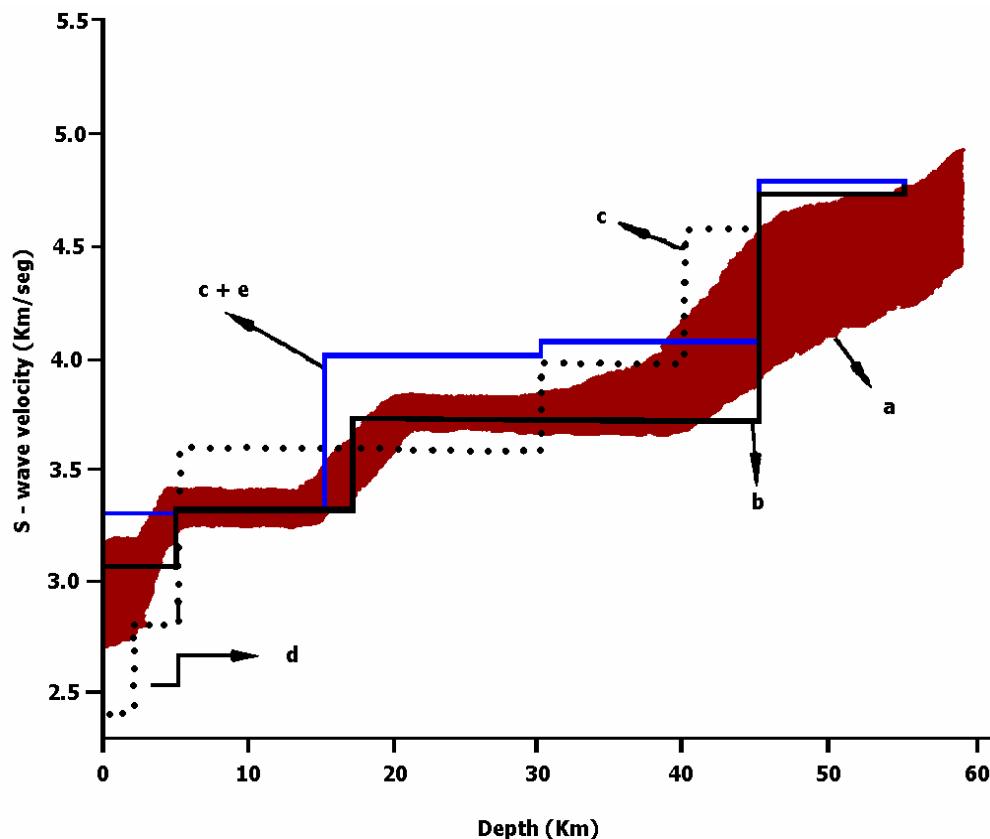


Fig. 2.4. Comparación de algunos modelos de velocidad de ondas S para la estructura de la corteza continental en el centro de México. **a** y **b**: Propuesta de Campillo *et al.* (1996), resultado de la inversión de datos y del promedio para cuatro capas. **c**: Propuesta de Gomberg *et al.* (1988a, b), resultado de la inversión de velocidad de fase. **d**: Propuesta de Valdés *et al.* (1986), de datos de refracción asumiendo un sólido de Poisson. **e**: Modelo propuesto por Campillo *et al.* (1989) sin la capa de baja velocidad del modelo d. (Gráfica modificada de Campillo *et al.*, 1989)

Chávez-García *et al.* (1995) emplean el modelo de velocidad propuesto por Campillo *et al.* (1989). Ellos determinaron que a periodos menores la velocidad de grupo predicha para el

modo fundamental de ondas Love es mayor que la observada en la banda de 7 a 10 s de periodo dentro del Valle de México.

Campillo *et al.* (1996) realizaron una inversión de datos de dispersión de velocidad de grupo obtenidos a partir del análisis de registros individuales. En este estudio estiman la estructura de la corteza entre la zona de subducción y la ciudad de México. La estructura de la corteza media (de 5 a 30 km de profundidad) se encuentra bien definida, mientras que las estructuras superficial y profunda no tuvieron una buena resolución debido al rango limitado de periodos de los datos de dispersión.

Cárdenas (1996) demostró que curvas de dispersión de ondas superficiales, en estaciones acelerométricas entre 100 y 250 km de distancia entre la costa y el Distrito Federal, presentan variaciones que no predicen las curvas teóricas obtenidas a partir del modelo propuesto por Campillo *et al.*, (1989) para periodos menores de 8 s. Comenta además que se debe tomar en cuenta que el modelo de Campillo *et al.* (1989) es un promedio considerado desde la zona de subducción hasta el centro del país.

Valdés-González y Meyer (1996), después de analizar tiempos de arribo de ondas S y P de las réplicas del sismo del 14 de marzo de 1979 ($M_s = 7.6$) ocurrido en Petatlán, proponen una estructura de velocidades compresionales y de corte entre Petatlán y la ciudad de México. Este modelo es muy similar al propuesto por Valdés *et al.* (1986).

La figura 2.4 muestra el modelo propuesto por Campillo *et al.* (1996). Se incluyen en la figura los modelos obtenidos por Valdés-González y Meyer (1996); Gomberg *et al.* (1988a, b) y Campillo *et al.* (1996).

Fuentes (1997) e Iglesias (2000) también proponen modelos de velocidad de la estructura cortical y del manto superior a lo largo de varias trayectorias para el sur de México. Sus estudios incluyen registros de alta calidad obtenidos con instrumentos de banda ancha y técnicas de inversión que emplean como modelo inicial el de Campillo *et al.* (1996). Los resultados muestran que en la banda de 5 a 30 s de periodo existen diferencias en la dispersión de las ondas en la corteza, observándose particularmente que esto ocurre en función de la trayectoria analizada. También, estos resultados sugieren que esas diferencias pueden ser asociadas tanto a la heterogeneidad de la corteza superior (en periodos intermedios) como a las propiedades elásticas y geométricas del acoplamiento entre el manto superior y la corteza inferior (en periodos largos).

Otro estudio es el realizado por Gomberg *et al.* (1988a, b), quienes con la intención de explorar la estructura de la corteza y el manto superior de México, instalaron tres estaciones sísmicas de periodo largo en el Norte de México. Empleando estas estaciones, registraron sismos ocurridos a lo largo de la zona de subducción del Pacífico y a distancias mayores de 25° al suroeste de donde se instaló el arreglo. Gomberg *et al.* (1988a) utilizaron de forma simultánea medidas de velocidad de fase de ondas superficiales y datos de tiempo de viaje de ondas de cuerpo para sugerir modelos probables de estructura. Sus resultados revelan que el espesor promedio de la corteza en el norte de México es aproximadamente de 40 km, lo que es congruente con lo sugerido por Meyer *et al.* (1961). Gomberg *et al.* (1988b) muestran que en

la parte sur de México la estructura de la litósfera no es resuelta satisfactoriamente debido a la presencia del EVT. En este mismo trabajo de investigación, los autores reportan codas de gran amplitud después del arribo de modos fundamentales en muchos de los sismogramas, de lo que infieren la presencia de fuertes heterogeneidades laterales en la estructura del sur de México. También observan que el modo fundamental de ondas superficiales en periodos menores de 20 s es afectado por el *scattering*, que atribuyen a cambios estructurales o al relieve topográfico del centro del país que afecta el paso de las ondas. Adicionalmente, Gomberg *et al.* (1988b) señalan que las velocidades de las ondas de corte en la litósfera inferior de la región estudiada son muy bajas ($\beta \approx 4.3$ km/seg) justo en la parte inferior del Moho a una profundidad cercana a los 80 km. También sugieren que la corteza inferior y la litósfera en la zona del EVT tiene una zona de baja velocidad de corte ($\beta \approx 3.3$ km/s) entre 25 y 30 km de profundidad. Estos resultados son congruentes con la hipótesis de Molnar y Oliver (1969), en la que se sugiere que la fase S_n no se propaga a través del EVT debido a que la litósfera en la región está adelgazada, es débil y altamente atenuante. Los resultados de Gomberg *et al.* (1988a, b) coinciden con estos conceptos y además sugieren que el EVT es una heterogeneidad que afecta a toda la litósfera.

Con la intención de mejorar los modelos a gran escala del manto superior en Norteamérica, Alesina *et al.* (1996) construyeron imágenes 3D de la velocidad de onda S utilizando una técnica de inversión basada en la teoría linealizada del *scattering* de ondas superficiales. En su estudio utilizaron 275 registros de ondas Rayleigh en el rango de periodos de 40 a 150 s. Con los datos disponibles estudian heterogeneidades laterales con longitudes de onda de varios cientos de kilómetros y profundidades de hasta 300 km. Los resultados muestran que la capa más superficial (entre 25 y 100 km de profundidad) se caracteriza por una anomalía que varía lateralmente de bajas velocidades (al noreste del país) a altas velocidades (en la península de Yucatán). Esta anomalía coincide con el hecho de que la región está cubierta por rocas volcánicas del Terciario y del Cuaternario (Bally *et al.*, 1989), con un mínimo de baja velocidad aproximadamente bajo el EVT. Una anomalía similar es la observada por Van Der Lee (1996).

III. ANÁLISIS DE LA PROPAGACIÓN DE ONDAS SUPERFICIALES HACIA EL CENTRO DE MÉXICO.

Como se mencionó anteriormente, los modelos existentes utilizan valores promedios de la estructura cortical del país. Más aún, no hacen ninguna diferencia entre los sismos que se generan en diferentes regiones de la Costa del Pacífico. Con el fin de entender las diferencias que generan los efectos de trayecto en distintas trayectorias hemos realizado un análisis de la propagación de ondas superficiales, proponiendo cinco diferentes trayectorias epicentro-centro de México.

El análisis de los registros se lleva a cabo en la banda de periodos donde resulta complicado caracterizar el campo de ondas que se propaga desde la zona de subducción. Se trata de explorar los datos en periodos menores de 6 s debido a que los modelos corticales de velocidad predicen adecuadamente las observaciones para periodos mayores.

El presente trabajo se realiza en dos partes. La primera de ellas es un análisis por trayectorias de la propagación de ondas superficiales mediante el análisis cualitativo de las formas de ondas, análisis de la dispersión, cocientes espectrales H/V, análisis de la atenuación y análisis de la duración. La segunda parte se basó en el análisis de un arreglo acelerométrico localizado en la ciudad de Toluca (ubicada en el centro del país).

III.1. Selección de datos.

La selección de datos se realizó bajo el criterio de analizar el movimiento sísmico del centro del país. Como se ha mencionado, los modelos de velocidad epicentro-CM realizados a la fecha y los análisis de propagación en su mayoría no han considerado posibles variaciones en función de la trayectoria. Por esta razón se seleccionaron algunos epicentros localizados en diferentes partes del país y registrados en estaciones distribuidas desde la costa del Pacífico hasta la capital de la República Mexicana.

Los datos empleados en este trabajo se tomaron de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes (BMDSF; Alcántara *et al.*, 2000). Adicionalmente, los registros del sismo del 22 de enero de 2003 fueron suministrados por CENAPRED, SSN y UAEM-UAM-RIIS. Para realizar la selección de datos se empleó el siguiente procedimiento:

- i) En un mapa de la República Mexicana se graficaron todos los epicentros de los eventos y de las estaciones que aparecen en la BMDSF (Alcántara *et al.*, 2000).
- ii) Se propusieron diferentes trayectorias epicentro-centro de México, de tal manera que existiesen epicentros y estaciones alineadas con el centro del país.

- iii) Se seleccionaron los epicentros y las estaciones que se encontraban alineadas entre si (en una trayectoria) y con el centro de México.
- iv) Se agruparon los epicentros cercanos entre si (con un acimut similar).
- v) Las estaciones alineadas con un grupo de epicentros y con el centro del país se seleccionaron como una línea. Se procuró que en una línea de estaciones existieran al menos cuatro estaciones alineadas de esta manera (dos dentro el EVT y dos fuera de éste).
- vi) Posteriormente se realizó una selección de los registros a procesar. Se procuró que al menos cuatro estaciones de una misma línea, registraran el mismo evento sísmico con el que se encontraban alineadas.
- vii) En los registros seleccionados se identificaron los pulsos comunes de baja frecuencia (ondas de Rayleigh) para cada estación y generados por un evento dado.
- viii) Tomando como base los pulsos comunes, se alinearon los registros considerando la distancia recorrida e imponiendo un valor para la velocidad de grupo.
- ix) Se analizaron los registros.

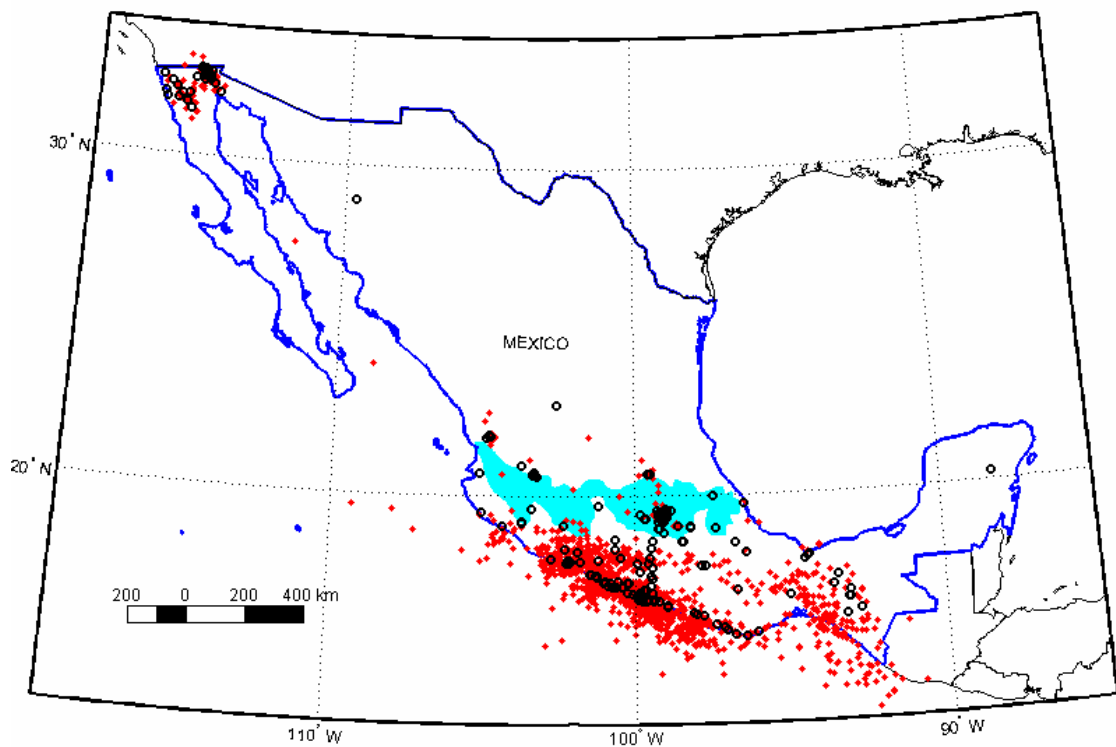


Fig. No. 3.1. Distribución de eventos (asteriscos) registrados desde 1960 hasta 1999 (Alcántara et al., 2000). Las estaciones se indican con círculos. También se presenta sombreada la ubicación del EVT.

Al graficar todos los eventos y estaciones de la BMDSF (Alcántara *et al.*, 2000) puede observarse (figura 3.1) que existen regiones del país que no cuentan con estaciones acelerográficas. Esta condición limitó el número de las trayectorias propuestas. Originalmente se propusieron diferentes trayectorias cada una conformada con un grupo de estaciones alineadas entre sí y con un grupo de epicentros. Por tanto los acimuts de estos eventos resultaban ser prácticamente iguales para cada estación. Cada línea de estaciones propuesta debía tener un mínimo de 4 estaciones y al menos dos de ellas dentro del EVT. Algunas de las trayectorias mencionadas en el inciso *ii* se propusieron desde la zona de subducción (placa de Cocos bajo Norteamericana) hacia el centro del país (figura 3.1). Adicionalmente, se propusieron dos trayectorias con dos sismos ubicados al este y al oeste del país con la intención de comparar las diferencias en la propagación. Originalmente se propusieron 7 líneas de estaciones (22 estaciones en total), cada una alineada con la costa del Pacífico y con la Ciudad de México. Sin embargo al elegir los registros, fue necesario descartar 5 líneas de estaciones quedando sólo una línea con disposición Sur a Norte (MEZC, TNLP, IGUA, TEAC, YAIG, CUER, CNPJ y CUP1) y la otra de Oeste a Este (CJIG, GUZM, MOIG, RIMV, RITC y CUP1). A pesar de que las líneas de estaciones resultantes sólo son 2, los eventos sísmicos se organizaron en 5 grupos, los cuales se analizaron por trayectorias. Por tanto, las trayectorias propuestas son cinco en total (figura 3.2), denominadas de TR1 a TR5.

Una vez definidas las posibles trayectorias con epicentros y estaciones seleccionadas, se eligieron los registros. Se estableció elegir sismos que hubieran sido registrados en cuando menos 4 estaciones de una misma línea y que los registros tuvieran buena calidad. También se estableció que su magnitud fuera mayor a 4, lo que permitiría observar las trazas desde su epicentro hasta estaciones en el centro del país. La BMDSF (Alcántara *et al.*, 2000) arrojó 159 eventos (con magnitud mayor a 4 y localización epicentral alineada a una trayectoria). Desafortunadamente, la mayoría de estos eventos no fueron registrados en al menos 4 estaciones lo que redujo significativamente el número de sismos a considerar. En otros casos los registros correspondientes no cumplían con una buena calidad (registros completo o al menos con la parte intensa del sismo bien registrada), por lo que sólo se usan 13 (Tablas 3.1 y 3.2) eventos en el análisis ($4.6 \leq M_c \leq 8.0$).

Las estaciones fueron seleccionadas en dos líneas imaginarias, de norte a sur desde las costas de Guerrero hacia el centro del país y de Oeste a Este, desde las costas de Colima hacia el Valle de México. En la línea norte-sur, son: LVIG (Laguna Verde), TXCR (Texcoco, San Miguel Tlaixpan), CUP1 (CU patio 1), CUER (Cuernavaca), YAIG (Yautepec, Mor.), TEAC (Teacalco), PLIG (Iguala), IGUA (Iguala), IGUP (Iguala, Platanillo), TNLP (Tonalapa) y MEZC (Mezcala). En la línea Oeste-este son: CJIG (Chamela), GUZM (Cd. Guzmán), MOIG (Morelia, SSN), RIML (Morelia, GIIS), RITn (Toluca, con 6 estaciones), CENA y CNPJ (CENAPRED). Dado que las estaciones CJIG y LVIG tienen acimuts diferentes respecto a las 5 trayectorias propuestas, sus registros se emplean en algunos análisis con fines de comparación. La ubicación de estas dos estaciones (fuera del EVT y a los extremos Oeste y Este del país, respectivamente; Fig. 3.2), permite comparar registros.

En las tablas 3.1 y 3.2 se muestran lista con las estaciones empleadas y se indican los eventos registrados por cada una de ellas.

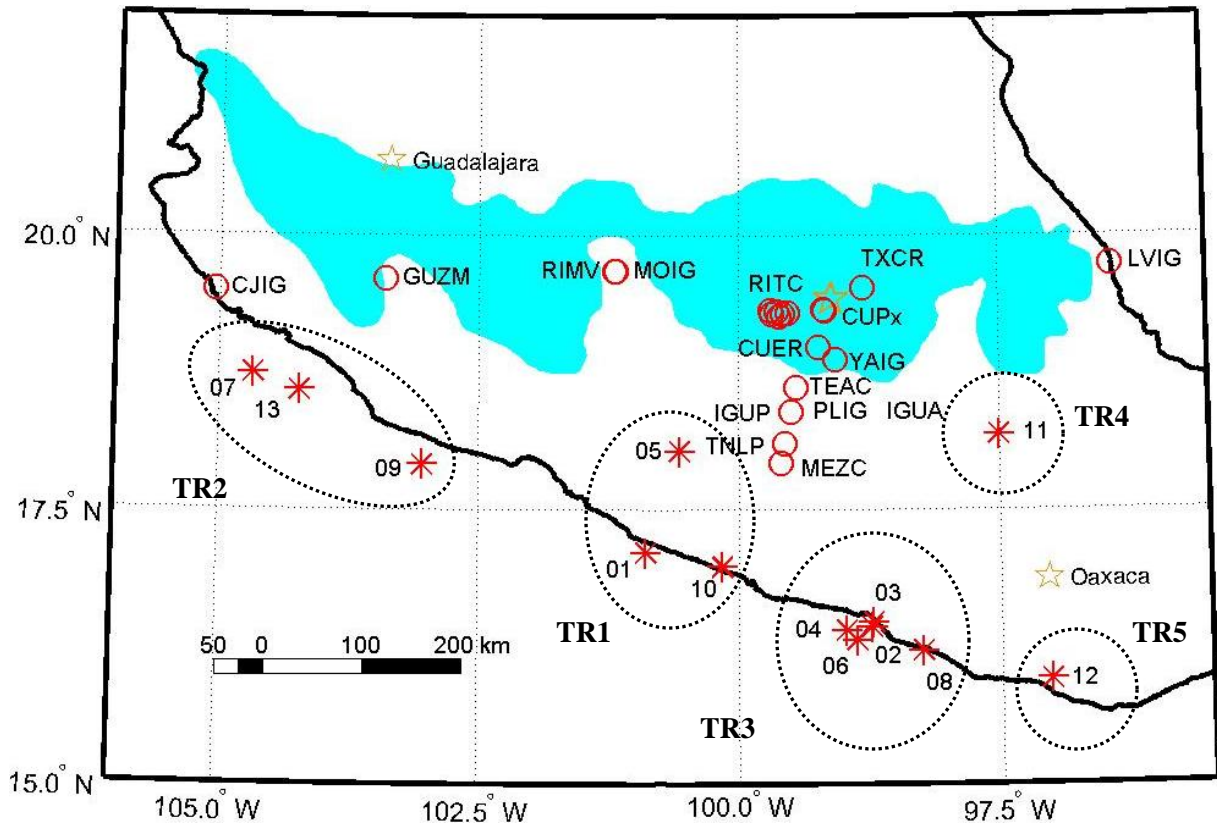


Fig. 3.2. Distribución de epicentros (asteriscos) y de estaciones de registro sísmico (círculos) seleccionadas. Cada grupo de epicentros se analizó en una trayectoria (elipses de línea discontinua; TR1 a TR5). A cada evento se le asignó un número (de 01 a 13; $4.6 \leq M_c \leq 8.0$). Las tablas 3.1 y 3.2 muestran el número correspondiente para cada evento. La estación RITC señala la ubicación de las seis estaciones de la ciudad de Toluca. CUPx muestra la localización de las estaciones CUP1-5, CENA y CNPJ.

Tabla 3.2. Estaciones sísmicas seleccionadas en línea Oeste-Este y sus respectivos registros.

Estación	Condición del sitio	Evento		07		09		13	
		Latitud (N)	Long. (W)	09.10.1995		11.01.1997		22.01.2003	
				18.7400	104.6700	17.9100	103.0400	104.60	18.22
		Mc		8.0		7.3		7.1	
		Prof. (km)		5		16		10	
Inicio del evento		15:35:51.000		20:28:27:200		02:06:31.000			
CUPx	Roca basáltica	19.3300	99.1830	15:38:63.382		20:29:19:790			
CNPJ	Roca basáltica	19.3143	99.1762					02:07:07.722	
YAIG	Caliza	18.862	99.067					02:07:07.722	
CUER	Roca	18.9810	99.2370			20:29:34:000		02:07:07.722	
PLIG	Caliza	18.392	99.502					02:07:07.722	
RITB	Arcillo-Arenoso	19.280972	99.57444					02:07:07.722	
RITC	Roca	19.2830	99.67644					02:07:07.722	
RITE	Arcillo-Arenoso	19.298527	99.52883					02:07:07.722	
RITL	Arcillo-Arenoso	19.313472	99.69356	15:37:57.117		20:29:14.209		02:07:07.722	
RITP	Arcillo-Arenoso	19.260111	99.61153					02:07:07.722	
RITS	Arcillo-Arenoso	19.308417	99.63778					02:07:07.722	
RIML	Arcilla	19.6780	101.1890			20:29:32.196			
MOIG	-	19.6780	101.1890					02:07:07.722	
GUZM	-	19.6000	103.4000	15:35:69.184					
CJIG	Andesita	19.4990	105.0430					02:07:07.722	

III.2. Preparación de datos.

Los archivos empleados son registros de aceleración, excepto para las estaciones CJIG y MOIG del sismo del 22 de enero de 2003. Estos dos corresponden a registros de velocidad que se derivaron para obtener el registro de aceleración.

Para la preparación de los datos se empleó el programa SAC2000 (Goldstein y Miner, 1996). Se eliminaron los *glitches*, se realizó una corrección por línea base y posteriormente se obtuvieron las transformadas de Fourier con la intención de observar la frecuencia dominante en cada sitio para cada registro.

Un problema común en varios registros es que el tiempo de la primera muestra no es el correcto debido a que en algunas de las estaciones no se cuenta con un marcador de tiempo

confiable. Por ello fue necesario realizar una corrección de tiempo empleando el procedimiento descrito por Chávez-García *et al.* (1995).

Posteriormente a la corrección de tiempo, se rotaron las componentes N00E y N90E para obtener el radial y el transversal. Luego se identificaron los trenes de onda comunes a todas las estaciones (Fig. 3.3) y posteriormente se calculó la envolvente. Finalmente se impuso la velocidad de grupo del modo fundamental de ondas de Rayleigh, calculando esos valores a partir del modelo de Valdés *et al.* (1986) modificado por Campillo *et al.* (1996).

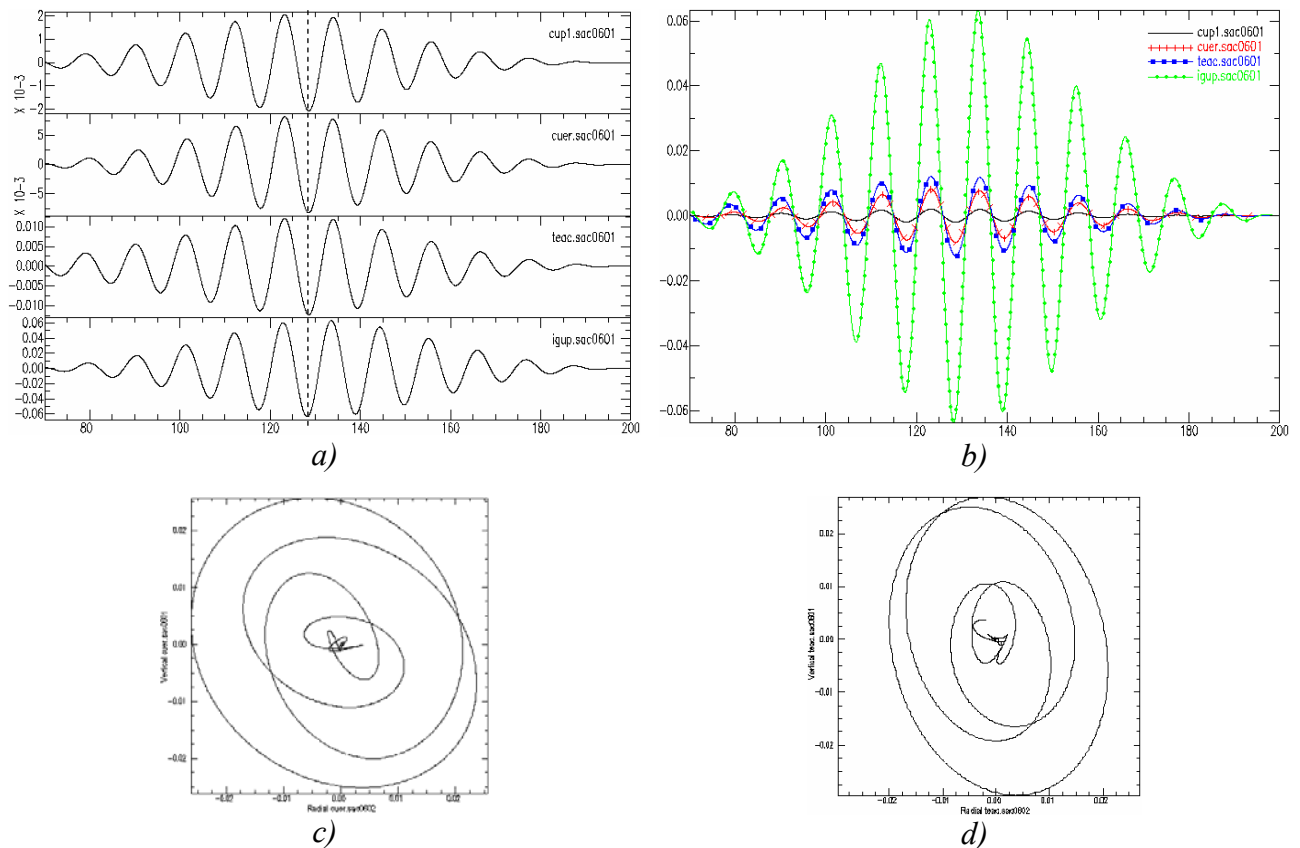


Fig. 3.3. Registros de evento del 31.05.1990, filtrados con un filtro butterworth en pasabandas de 8 a 12 s de periodo. a) Componentes verticales alineadas, b) Superposición de las trazas alineadas. También se muestra el movimiento de partícula entre 120 y 140 s del registro para las componentes radial-vertical de la estación c) CUER y d) TEAC.

Las figuras 3.3a y 3.3b ilustran el alineamiento de pulsos comunes. En la figura 3.3a se muestran los componentes verticales correspondientes al sismo de 31.05.1990 (Estaciones CUP1, CUER, TEAC e IGUP), filtrados con un filtro butterworth en pasabandas entre 8 y 12 s de periodo. Los valores máximos de cada traza se encuentran alineados entre sí. Cada traza tiene escala propia. En la figura 3.3b se muestran las mismas trazas de la figura anterior, superpuestas entre sí con una escala común. Las figuras 3.3c y 3.3d muestran las gráficas del movimiento de partícula los componentes radial vs. vertical en la ventana de tiempo de registro de 120 a 140 s para las estaciones CUER y TEAC, respectivamente. En las figuras

3.3c y 3.3d se observa con claridad el desarrollo de las ondas de Rayleigh empleadas en el proceso de corrección de tiempo.

III.3. Análisis cualitativo de las formas de onda.

Los registros fueron filtrados en diferentes bandas de frecuencia. Las amplitudes y formas de onda de las trazas se compararon entre diferentes estaciones de una misma línea. Luego se compararon los resultados entre las trayectorias. En algunos casos los registros están cortados, pero es posible realizar algunas observaciones para algunas bandas de frecuencia. Las gráficas del presente apartado presentan 18 diferentes periodos centrales, los cuales no fueron todos los periodos analizados ni los mismos anchos de banda. El análisis consistió en una gama mucho más extensa de periodos. Estos 18 periodos abarcan todo el rango de periodos analizados y permiten describir lo observado en las diferentes bandas de periodo analizadas. Para cada registro filtrado se obtuvo la amplitud máxima absoluta la cual se presenta en la figura de cada traza correspondiente.

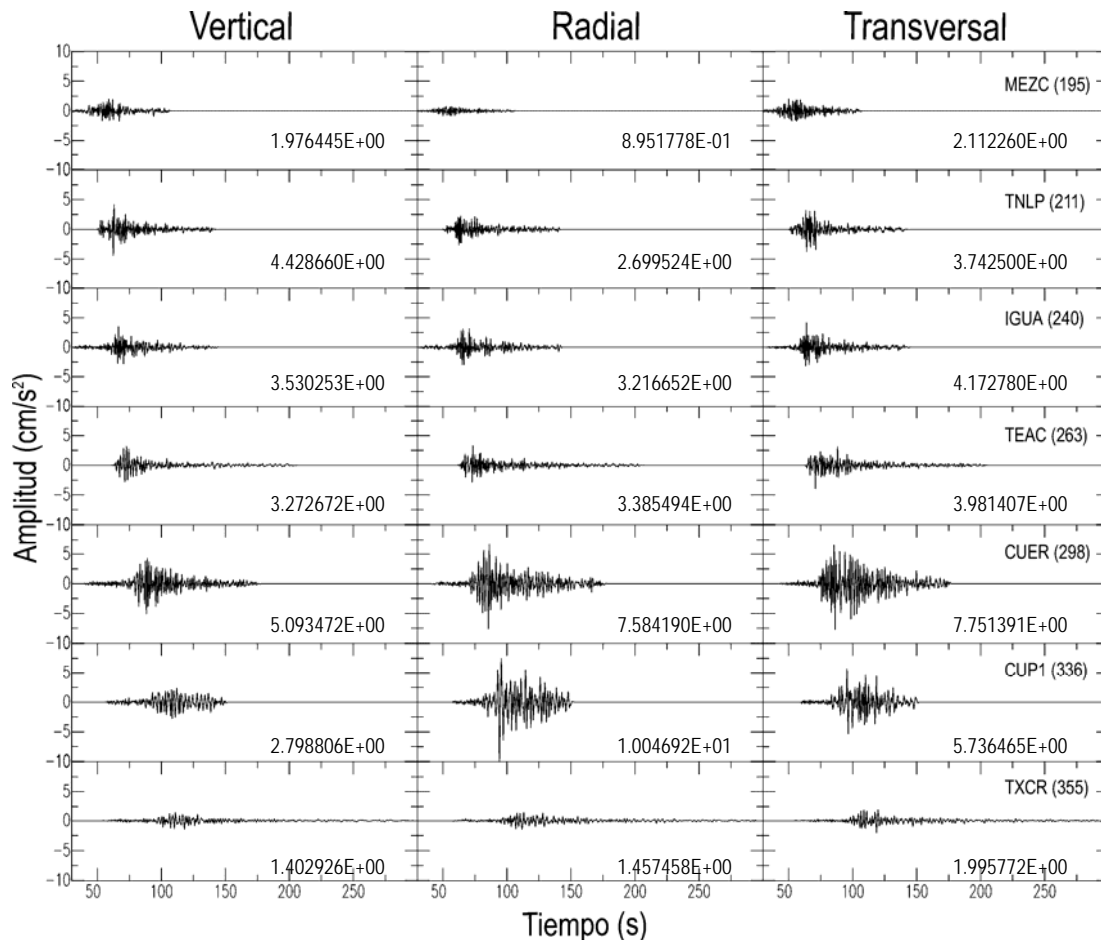


Fig. 3.4. Componentes vertical, radial y transversal del evento del 14.09.1995, filtrada en pasabajas con una frecuencia de corte de 1 Hz. Las trazas tienen una escala común. El nombre de cada estación se presenta en el componente vertical. La distancia epicentral correspondiente (en km) se muestra entre paréntesis.

Un ejemplo de las observaciones se muestra en la figura 3.4, donde los registros del evento del 14.09.95 (evento 6 de la tabla 3.1; figura 3.2) se muestran filtrados en pasabajas con una frecuencia de corte de 1 Hz. En esa gráfica puede observarse claramente que las amplitudes no decaen con la distancia (salvo en TXCR), sino que muestran un aumento de la amplitud en los tres componentes del movimiento. Como se mostrará más adelante en el análisis por trayectorias, este incremento de las amplitudes conforme aumenta la distancia se observa en periodos menores a 6 s (*e. g.* figura 3.5). Por otro lado, el factor de amplificación parece depender de la trayectoria. Por ejemplo, en la banda de periodo de 1 a 6 s, la amplificación en CUER tiene un factor de 2 relativo a la estación IGUA, para eventos del grupo TR2. Para esta misma estación los registros muestran amplificación con un factor de 2 relativo a TEAC, para epicentros del grupo TR3 y por un factor de 4, también relativo a TEAC para eventos del grupo TR4. En general, las amplificaciones más grandes se dan en la banda de 2 a 5 s de periodo en la estación CUER (factor de 4 respecto de TEAC) y entre 3 y 6 s en CUP1 (factor 5 relativo a TEAC). En el caso de la estación TXCR observamos en el componente vertical amplificaciones (de un factor de 2 respecto a MEZC) alrededor de los 4.5 s de periodo (*e. g.* figura 3.26).

Trayectoria 1.

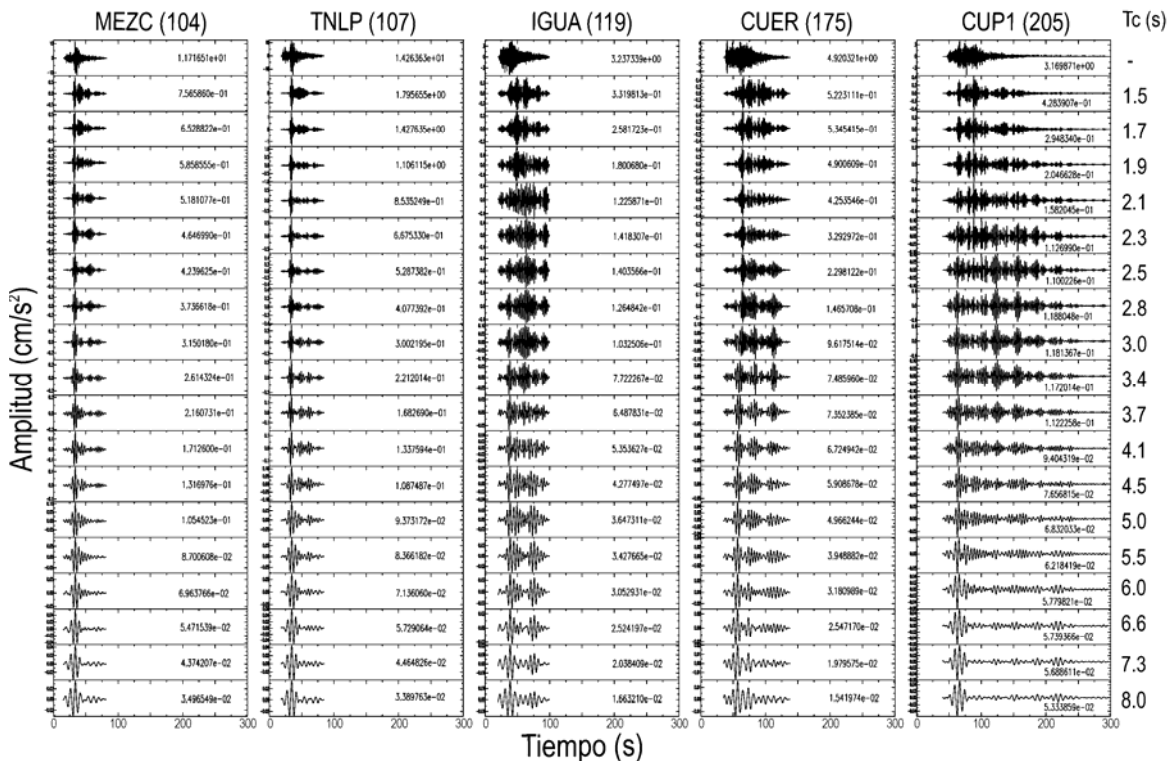


Fig. 3.5. Registros verticales correspondientes del evento 05 (23.05.1994, figura 3.2). En la parte superior de las trazas se muestra el nombre de la estación, entre paréntesis su distancia epicentral en km. La escala vertical es independiente para cada traza por lo que se indica en cada una de ellas la amplitud máxima absoluta. En la columna derecha se muestra el periodo central en que fue filtrado cada registro.

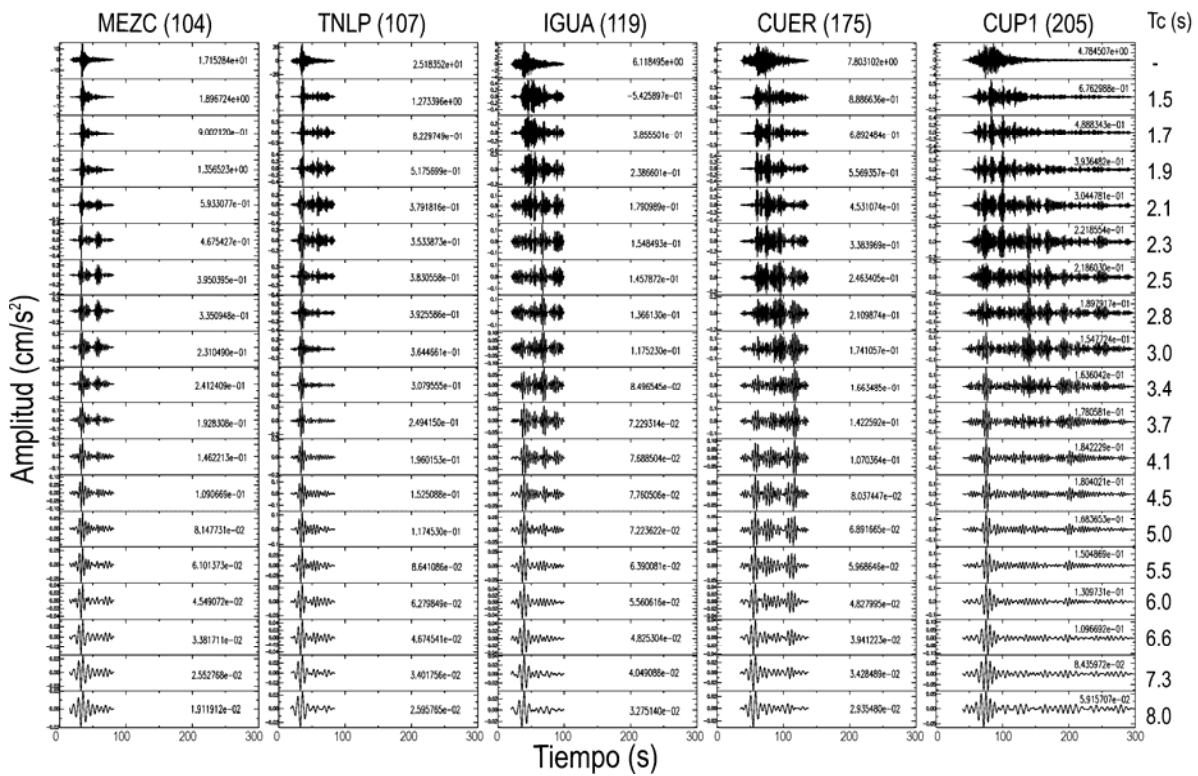


Fig. 3.6. Registros radiales correspondientes del evento 05 (23.05.1994, figura 3.2). En la parte superior de las trazas se muestra el nombre de la estación, entre paréntesis su distancia epicentral en km. La escala vertical es independiente para cada traza por lo que se indica en cada una de ellas la amplitud máxima absoluta. En la columna derecha se muestra el periodo central en que fue filtrado cada registro.

En todos los casos es posible identificar ondas de Rayleigh y Love en la parte principal del registro para periodos mayores a los 6 s. Para las estaciones más cercanas a la fuente (MEZC y TNLP) los pulsos de Rayleigh pueden identificarse con mayor claridad pues las formas de onda en los componentes correspondientes, independientemente del rango en que se filtren, presentan un decaimiento exponencial continuo. En el componente transversal (Fig. 3.7) la onda de Love se identifica también con claridad en periodos mayores a 6 s, pero el decaimiento en este componente no es tan claro. Continuando con MEZC y TNLP, para el sismo del 23.05.1994, se encuentran a una distancia epicentral equiparable (104 y 107 km, respectivamente) y de acimut reverso cercano a 270° (Fig. 3.2). Las formas de onda entre estas estaciones son muy similares en los tres componentes (Fig. 3.5, 3.6 y 3.7), pero mayormente en el vertical. Es notable que las ondas de Rayleigh puedan identificarse con mucha claridad en periodos mayores a 5 s. Para el mismo evento, en los tres componentes de la estación IGUA, empiezan a aparecer paquetes de onda en periodos mayores a 4 s, posterior a la parte intensa del registro (30 s después). Para las estaciones CUP1 y CUER estos paquetes llegan a ser importantes en amplitud pues se equiparan a las que se registran en la parte principal de la señal (Fig. 3.5).

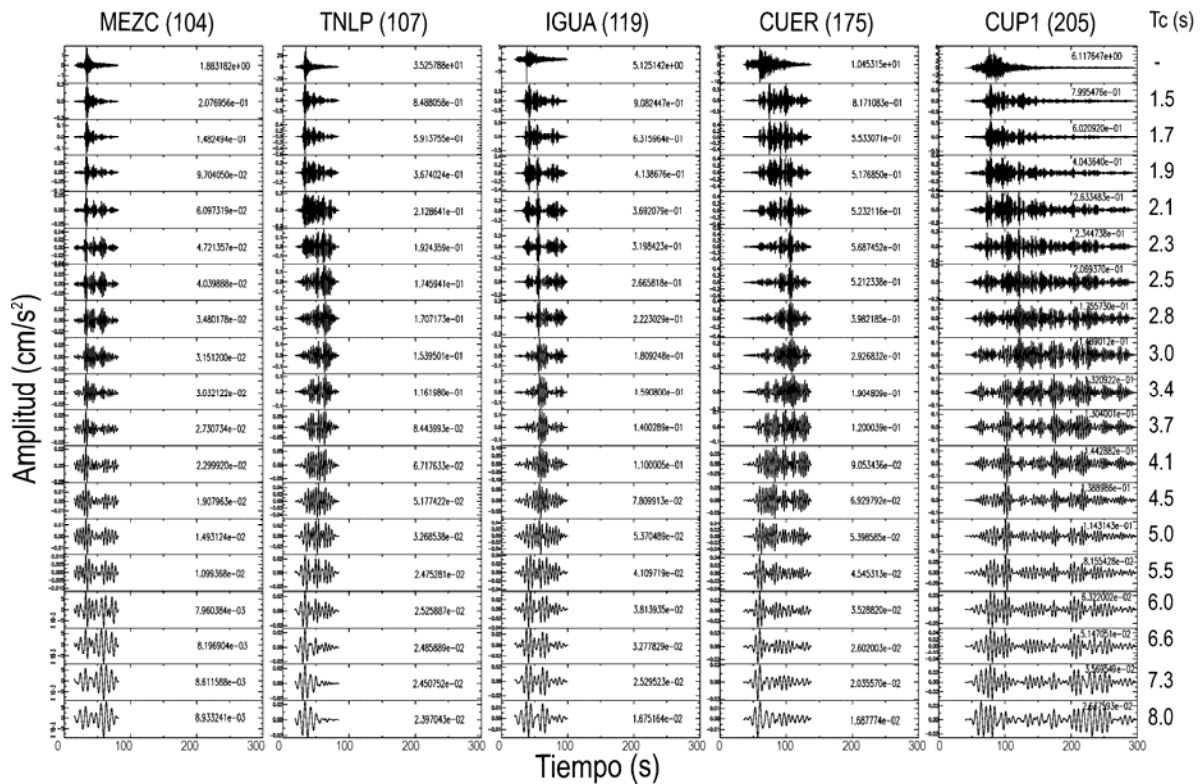


Fig. 3.7. Registros transversales correspondientes del evento 05 (23.05.1994, figura 3.2). En la parte superior de las trazas se muestra el nombre de la estación, entre paréntesis su distancia epicentral en km. La escala vertical es independiente para cada traza por lo que se indica en cada una de ellas la amplitud máxima absoluta. En la columna derecha se muestra el periodo central en que fue filtrado cada registro.

En el caso del componente transversal (Fig. 3.7) de CUP1, para el registro del 23.05.1994, pudieron identificarse dos trenes de onda alrededor de los 8 s de periodo. El primero de ellos (cerca de los 70 s de tiempo) que corresponde al modo fundamental de ondas de Love. El segundo, de amplitud equiparable al primero pero que no corresponde a una onda de este tipo lo cual verificamos mediante el movimiento de partícula. En esta misma estación, pero para los tres componentes, se observan trenes de onda de amplitud importante en la coda que incrementan la señal (de 2.5 a 4 s de periodo). Desafortunadamente el registro en CUER es mucho más corto y no fue posible comparar las formas de onda de las codas. A pesar de ello, la parte principal del registro está completa y guarda similitudes con CUP1, entre la que destaca la presencia de los mismos trenes de onda con periodos entre 2.5 y 4 s. Para el evento del 31.05.1990 los registros, a excepción de MEZC, estaban demasiado cortados por lo que no fue posible compararlos.

Para el evento del 17.07.1998 (evento 10 en la Figura 3.2), las trazas sin filtrar muestran que las amplitudes registradas en PLIG son semejantes en magnitud a las de CUP5 (3.7, 3.8 y 3.9), esto a pesar de las diferentes distancias epicentrales de cada una (171 y 279 km, respectivamente). En las figuras 3.7, 3.8 y 3.9 se muestran las trazas filtradas del evento 10. En la parte superior se indica la estación de donde provienen los datos y entre paréntesis su distancia epicentral en kilómetros. La traza ubicada en la parte superior de cada columna,

corresponde al registro son filtrar. El periodo central (T_c , en segundos) para el cual se filtraron los registros, se muestra en la columna derecha. Cada traza tiene una escala vertical independiente, por lo que se indica en cada una de ellas la amplitud máxima absoluta. Las trazas de los tres componentes de las estaciones que registraron este evento, presentan un decaimiento de la amplitud en función del incremento de la distancia epicentral. Sin embargo es de notar que las amplitudes de PLIG son un 50% mayores a las de MEZC a alrededor de los 4.5 s y llegan a ser del doble en 3.5 s en el componente vertical. Comparando las amplitudes de las estaciones CUP5 y MEZC, se observó que a alrededor de los 2.5 s de periodo las amplitudes son muy parecidas, mientras que de 3 a 5.5 s CUP5 llega a tener amplitudes de más del doble en los tres componentes (3.4 s). Es notable que las amplitudes del componente vertical de PLIG sean mayores que en MEZC. Esta es una clara evidencia de que la amplificación regional puede observarse en estaciones diferentes a CUER y CUP1. Más aún y particularmente en esta trayectoria la amplificación se observa a partir de PLIG.

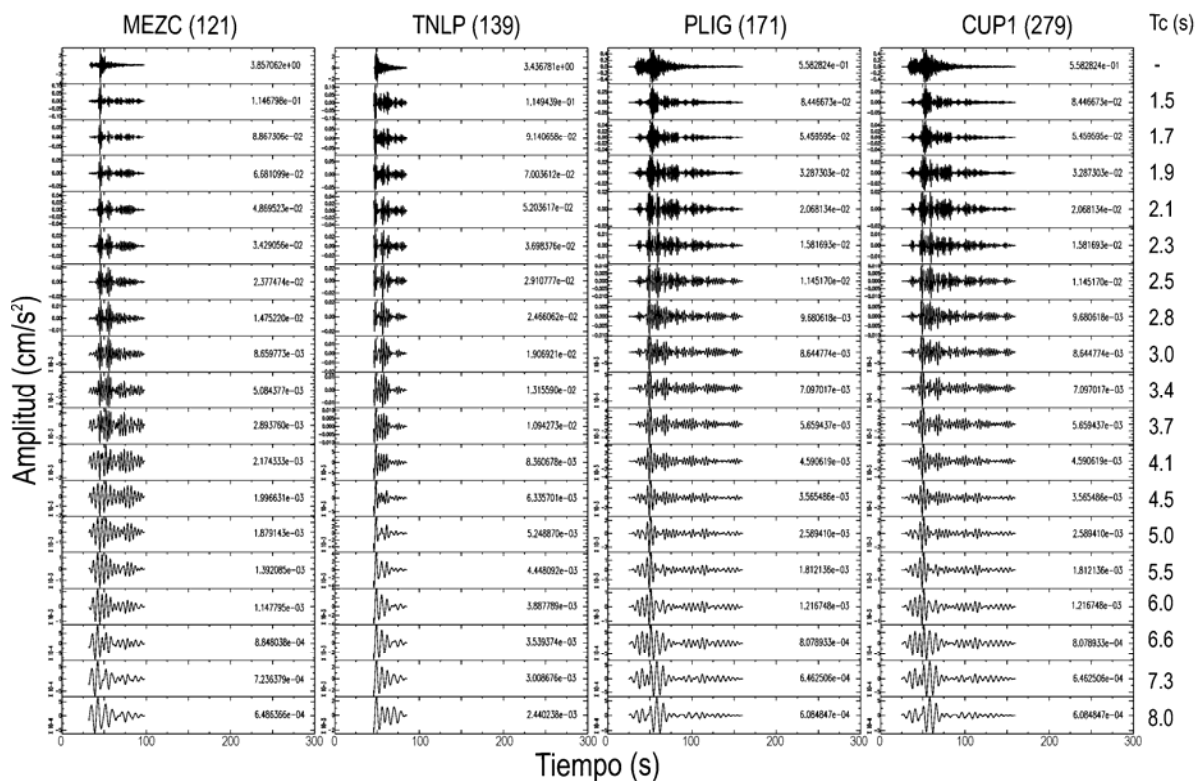


Fig. 3.7. Registros verticales correspondientes del evento 10 (23.05.1994, figura 3.2).

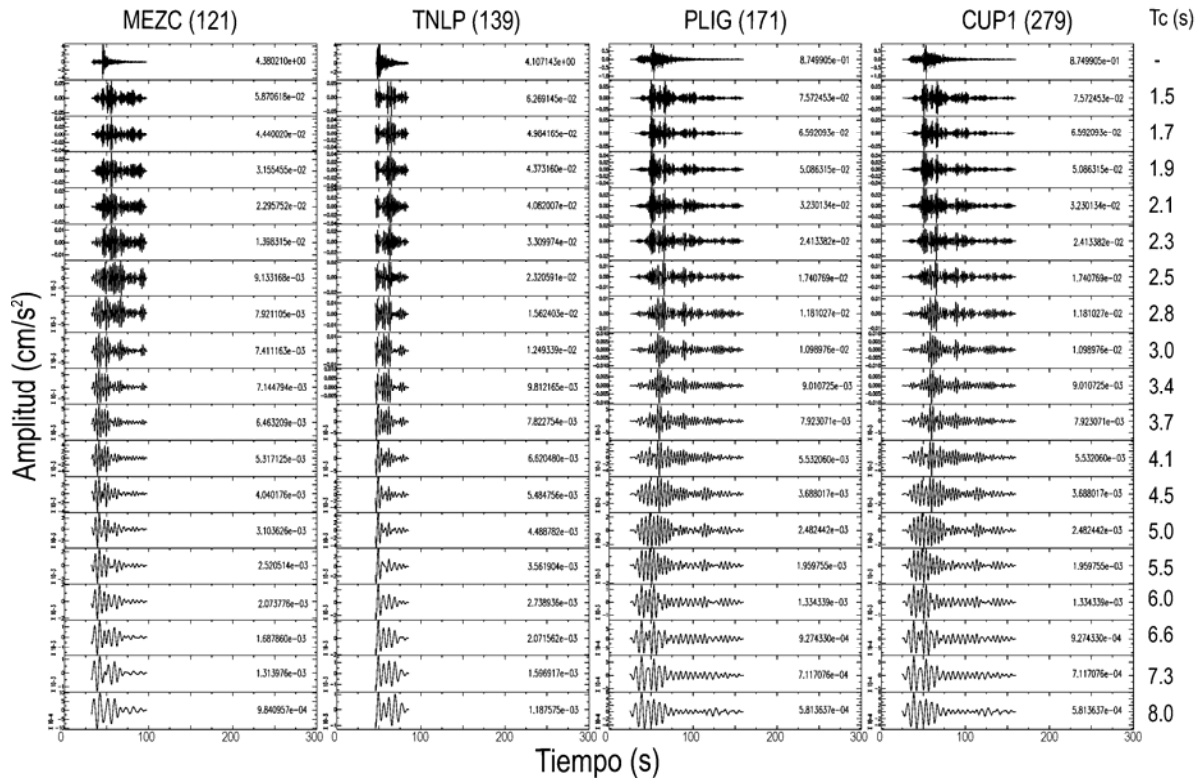


Fig. 3.8. Registros radiales correspondientes del evento 10 (23.05.1994, figura 3.2).

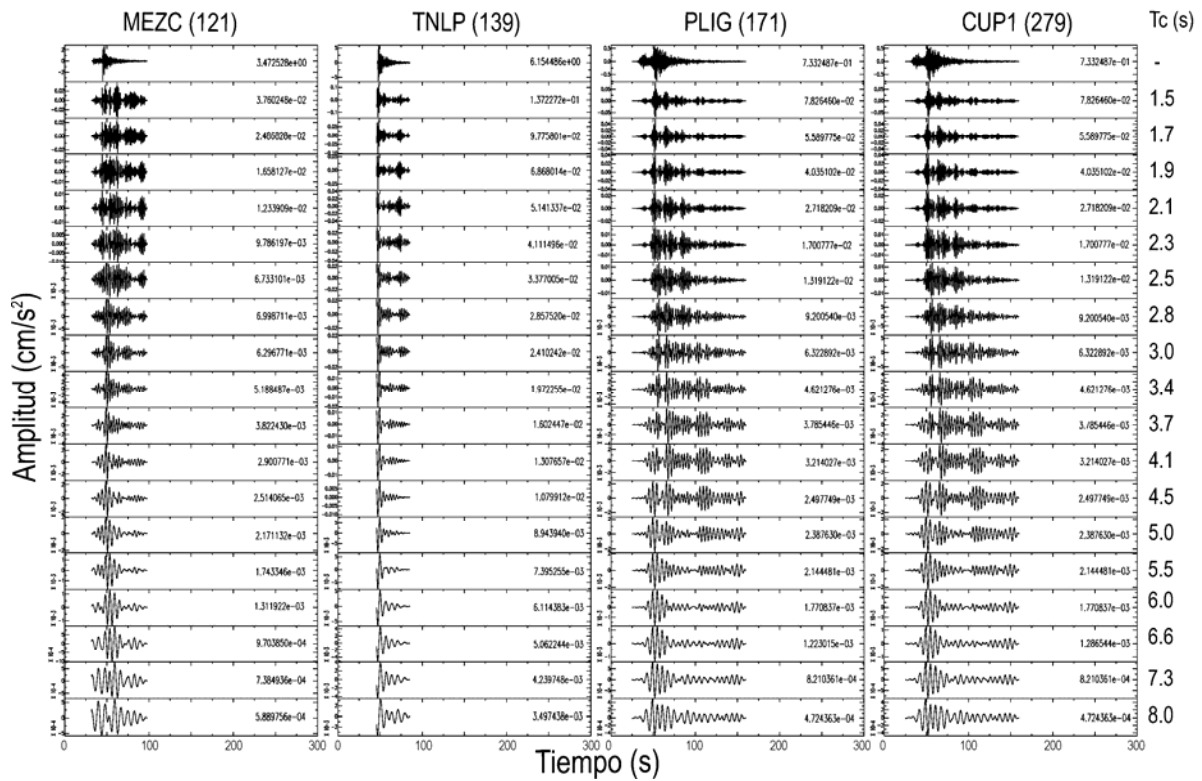


Fig. 3.9. Registros radiales correspondientes del evento 10 (23.05.1994, figura 3.2).

Trayectoria 2, S-N.

Esta trayectoria corresponde a eventos registrados en las estaciones distribuidas de Sur a Norte (línea de estaciones Sur-Norte) pero con eventos cercanos a la costa de Colima. Sólo el evento 9 de la figura 3.2 (11.01.1997) se pudo registrar en cuatro estaciones de esta línea (CUP4, CUER, IGUA y MEZC). Las formas de ondas de las estaciones MEZC e IGUA son muy parecidas entre sí para periodos mayores a 6 s. En todas ellas, para la misma banda de periodos, se observa un pulso en los componentes vertical y radial (figuras 3.10 y 3.11) que claramente corresponde al modo fundamental de ondas de Rayleigh. En el componente transversal puede identificarse el modo fundamental de ondas de Love en la parte intensa del registro (figura 3.12).

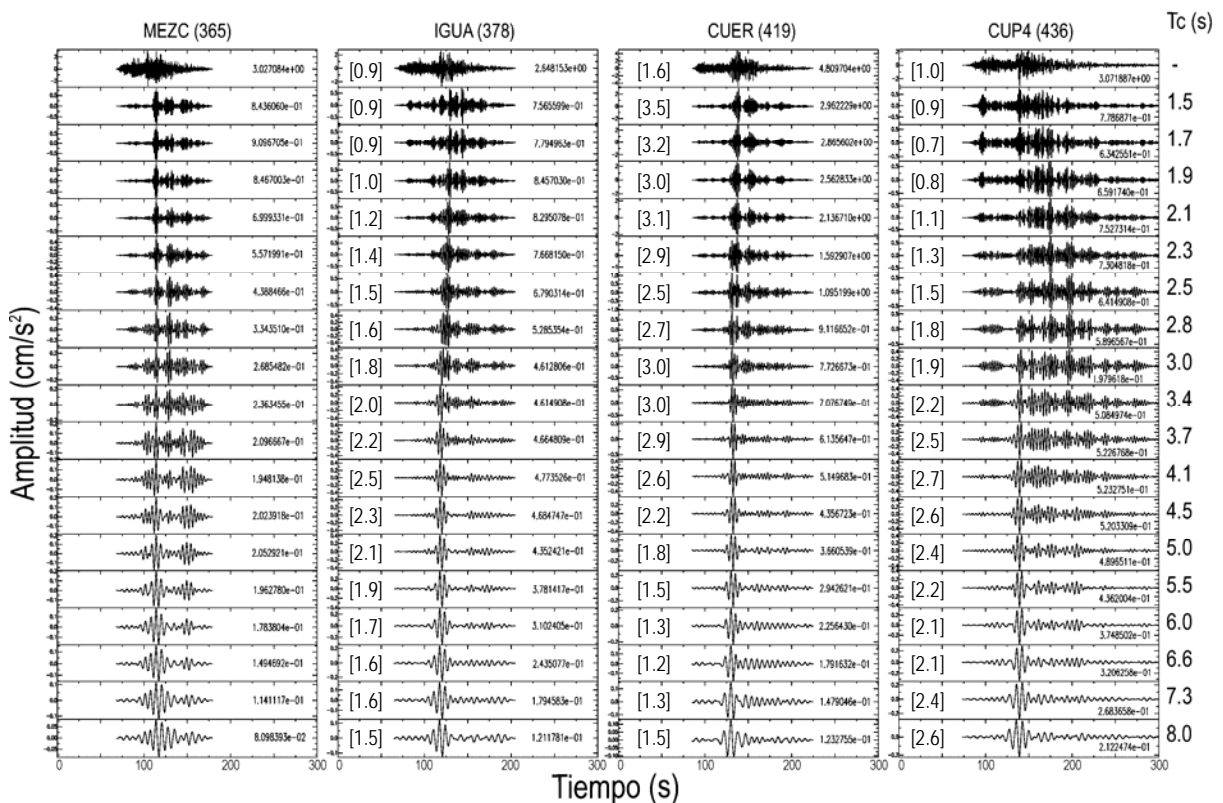


Fig. 3.10. Evento del 11.01.1997, componentes verticales filtradas en los periodos centrales indicados en la columna derecha. La estación respectiva aparece en la parte superior con su distancia epicentral en km entre paréntesis. Entre corchetes se muestra el factor (respecto a MEZC, estación más cercana a la fuente) por el que se ven amplificadas las amplitudes registradas en estaciones más lejanas a la fuente.

Comparando las amplitudes de los componentes verticales (figura 3.10) de cada estación de esta trayectoria se observa que las estaciones CUP4 y CUER son mayores que las registradas en MEZC e IGUA, dependiendo del periodo analizado. Por ejemplo, las amplitudes

registradas en CUER son 2 veces mayores que las registradas en IGUA para periodos menores a 3 s. Las amplitudes máximas de CUP4 son de casi el doble de las registradas en IGUA cerca de los 8 s y prácticamente iguales en periodos menores. Las amplitudes de CUP4 (436 km) son 2 veces mayores que las registradas en MEZC (365 km) en la banda de 2.5 a 7 s de periodo, a pesar de que esta última estación está más cerca de la fuente. Las amplitudes de CUER (419 km) son 5 veces mayores que las de MEZC para periodos menores que 2 s y 2 veces mayores en periodos comprendidos entre 2.5 y 4 s. Para el resto de los periodos analizados, entre estas dos estaciones, las amplitudes máximas son prácticamente iguales. Resulta interesante que para periodos mayores a 2.5 s, las amplitudes de IGUA (378 km) sean 2 veces mayores a las registradas en MEZC (365 km), pues denota que la amplificación observada en CUER y CUP4 se presenta a partir de IGUA, aunque en menor magnitud.

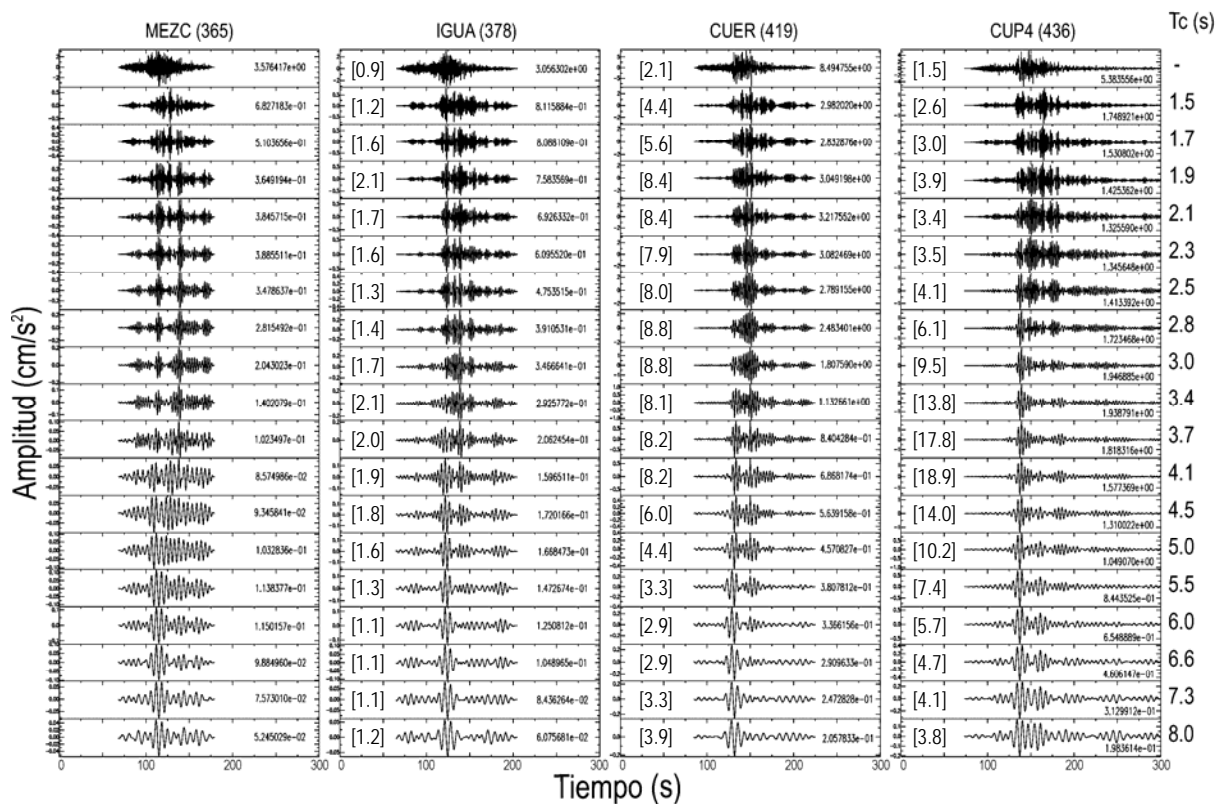


Fig. 3.11. Evento del 11.01.1997, componentes radiales filtradas en los periodos centrales indicados en la columna derecha. La estación respectiva aparece en la parte superior con su distancia epicentral en km entre paréntesis. Entre corchetes se muestra el factor (respecto a MEZC, estación más cercana a la fuente) por el que se ven amplificadas las amplitudes registradas en estaciones más lejanas a la fuente.

En el componente radial se observan las diferencias de mayor magnitud en las amplitudes de las estaciones analizadas en esta trayectoria (figura 3.11). Las amplitudes de CUP4 (436 km) son hasta 10 veces mayores que las de MEZC (365 km), 5 veces mayores a las de IGUA (378 km) y del doble de CUER (419 km), para la misma banda de 3.5 a 5 s de periodo. Esto muestra que las amplificaciones se incrementan gradualmente de sur a norte para eventos de acimut reverso cercano a 270°.

En el componente transversal (figura 3.12) puede observarse que las ampliificaciones relativas a MEZC de mayor magnitud, se presentan alrededor de los 4.5 s de periodo para CUP4, de los 2.5 s para CUER y 3 s para IGUA. En la banda de 2.3 a 3.5 s de periodo, para CUP4 se presentan paquetes de onda de amplitud importante los cuales no pudieron relacionarse con ondas de Love. En la estación CUER también se observan pequeños paquetes de ondas de poca amplitud.

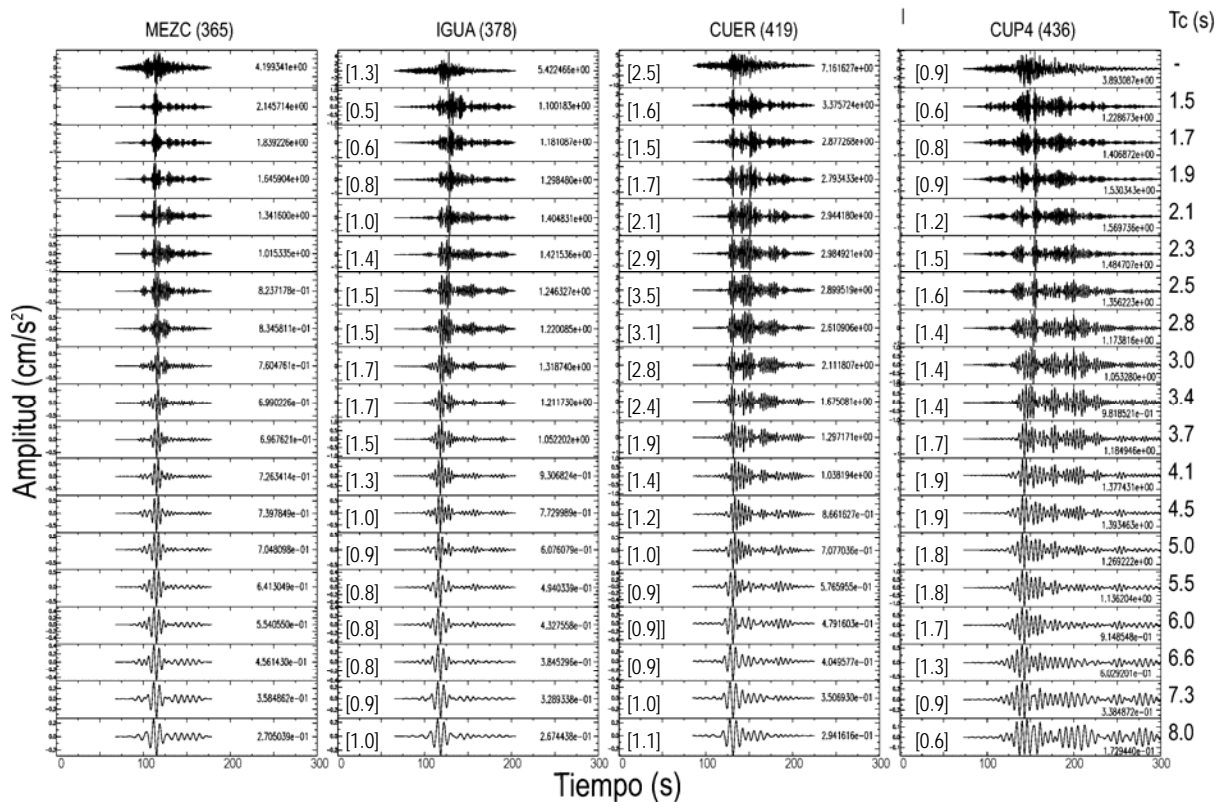


Fig. 3.12. Evento del 11.01.1997, componentes transversales filtradas en los periodos centrales indicados en la columna derecha. La estación respectiva aparece en la parte superior con su distancia epicentral en km entre paréntesis. Entre corchetes se muestra el factor (respecto a MEZC, estación más cercana a la fuente) por el que se ven amplificadas las amplitudes registradas en estaciones más lejanas a la fuente.

Trayectoria 2, E-W.

Para esta trayectoria se obtuvieron los registros de varios sismos. Sin embargo la calidad de los mismos sólo fue buena para los eventos 9 y 13 de la figura 3.2 (11.01.1997 y 22.01.2003, respectivamente). Cinco estaciones registraron el primer evento, de las cuales sólo en 3 (RITL, CUER y CUP4) se tiene un registro con la duración suficiente para observar el contenido de pulsos en las codas (al menos 110 s de registro). Las otras dos estaciones (CUP5 y RIML) tienen cerca de 75 s de registro. En los registros de estas 5 estaciones es posible

identificar los modos fundamentales de Rayleigh y Love (periodos mayores a 7 s) propagándose desde la fuente. En la estación RITL (Tabla 3.2) únicamente se registró la parte intensa del sismo y alrededor de 30 s adicionales, lo que no permite observar a detalle el desarrollo de los pulsos. Sin embargo puede observarse un tren de ondas de ondas de Rayleigh y de Love en la banda de 3.5 a 4.5 s. Las condiciones del sitio (arcilla) no nos permiten inferir si estos pulsos se deben a condiciones locales, a difracciones en la zona o a un efecto regional.

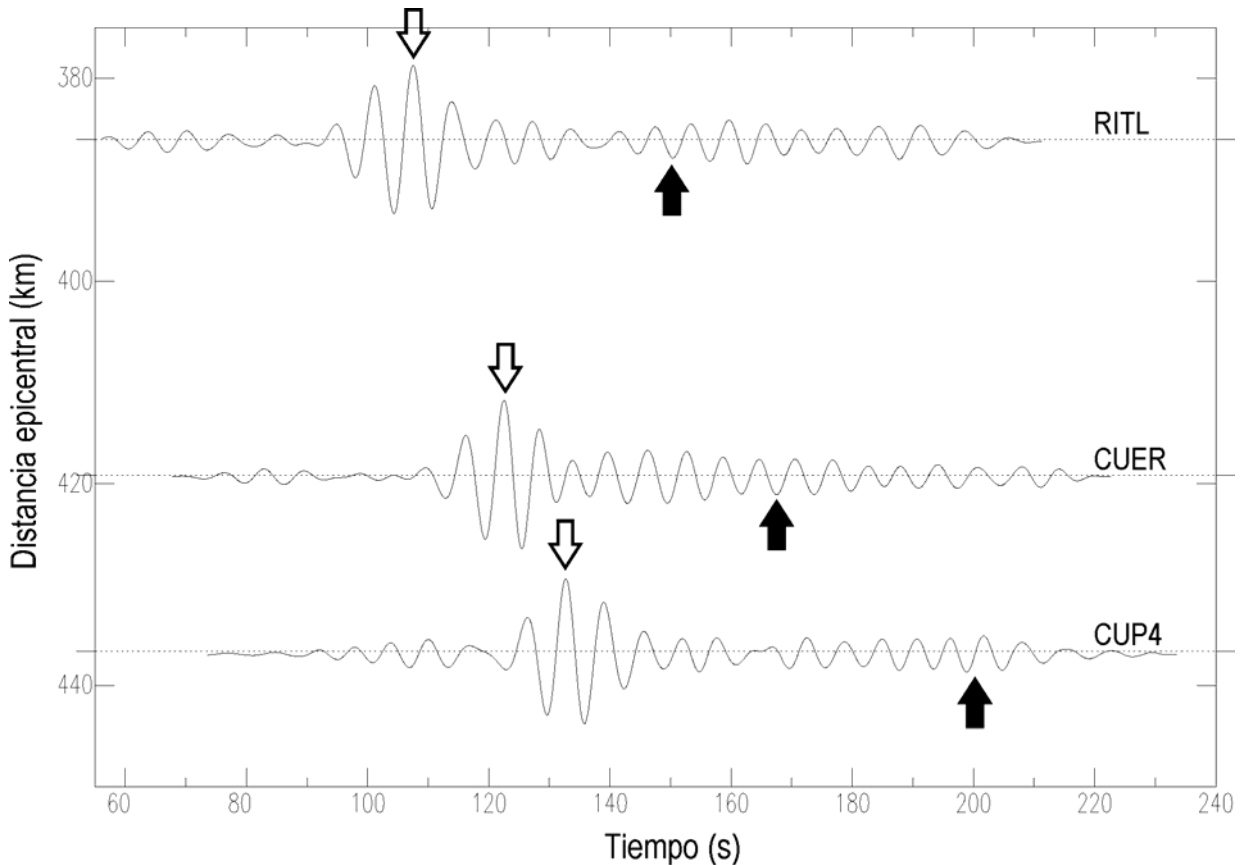


Fig. 3.13. Registros verticales del sismo del 11.01.1997, filtrados en pasa bandas (butterworth) de 5.28 a 8.25 s de periodo. A la derecha de cada traza se muestra la estación que corresponde. Las flechas en blanco señalan un pulso de Rayleigh que se propaga desde la fuente. Las flechas en negro muestran otro pulso identificado como de Rayleigh, en la misma banda de periodo.

Al observar los registros de la estación RITL (Fig. 3.14), instalada sobre suelo arcilloso-arenoso, para la banda de periodo de 5.28 a 8.25 s, entre 138 y 163 s de la ventana de tiempo, se identificó un paquete de ondas que corresponde a ondas de Rayleigh y Love. Este paquete de ondas se presenta unos 40 s después de los pulsos de Rayleigh y Love que vienen de la fuente (Fig. 3.13). En esa misma banda de frecuencias puede observarse que las amplitudes máximas del componente transversal son mayores a los otros dos (cerca del doble), situación que también se observa en CUER. El rango de periodos involucrado para este caso (de 5 a 8 s) y el tipo de sitio en el que estas estaciones están cimentadas, hacen poco probable que, la

amplificación del transversal respecto del vertical o el radial, se deba a condiciones locales. Esto es (considerando el modelo de Campillo *et al.*, 1996) que la longitud de onda para 5 s de periodo, correspondería a 15 km. También es de notar que el componente vertical de RITL, no presenta grandes trenes de onda en periodos mayores a 3 s. Lo mismo para el radial, pero con la diferencia que a partir de los 5 s de periodo aparecen los paquetes de onda antes descritos.

El componente transversal de RITL, después de la parte intensa del registro, muestra una serie de trenes de onda independientemente de la banda de periodo analizada (Fig. 3.14). Algunos de estos trenes de onda corresponden a ondas de Love, lo cual fue posible determinar examinando el movimiento de partícula del registro.

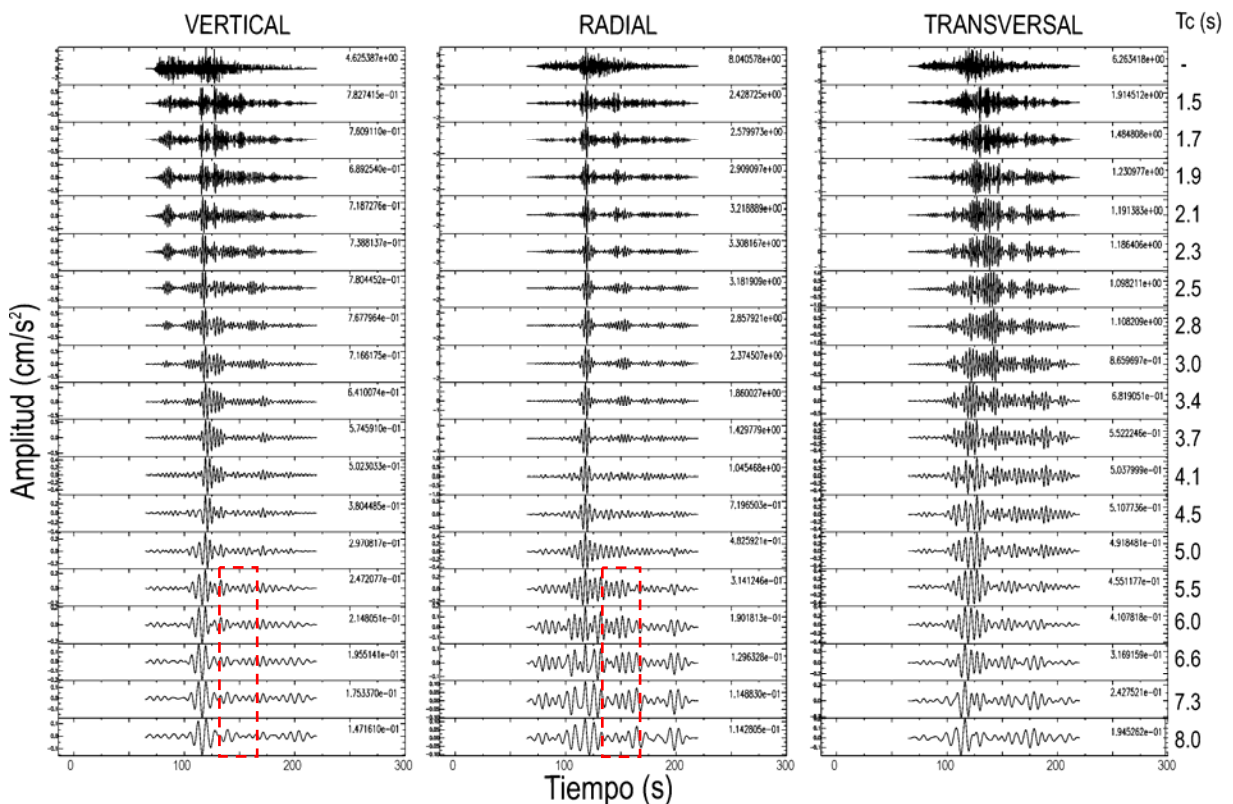


Fig. 3.14. Registros en RITL, evento del 11.01.1997. A la derecha aparece el periodo central en que fue filtrado cada registro. En cada traza se muestra la amplitud máxima absoluta. El rectángulo punteado sobre las trazas vertical y radial, muestran la ubicación de una onda de Rayleigh.

En la estación CUER vemos que las trazas de los tres componentes presentan trenes de onda muy pequeños en amplitud (figura 3.15), sobre todo en el componente vertical, para periodos mayores a 3 s. Sin embargo para los horizontales los trenes de onda se ven a partir de 6 s. No todos esos trenes de onda corresponden a ondas de Rayleigh o Love. En esta misma estación se observa que las máximas amplitudes se registran en el componente transversal en la banda

de 3.7 a 5.5 s de periodo (de más del doble respecto a la vertical y casi de poco más del doble respecto al radial).

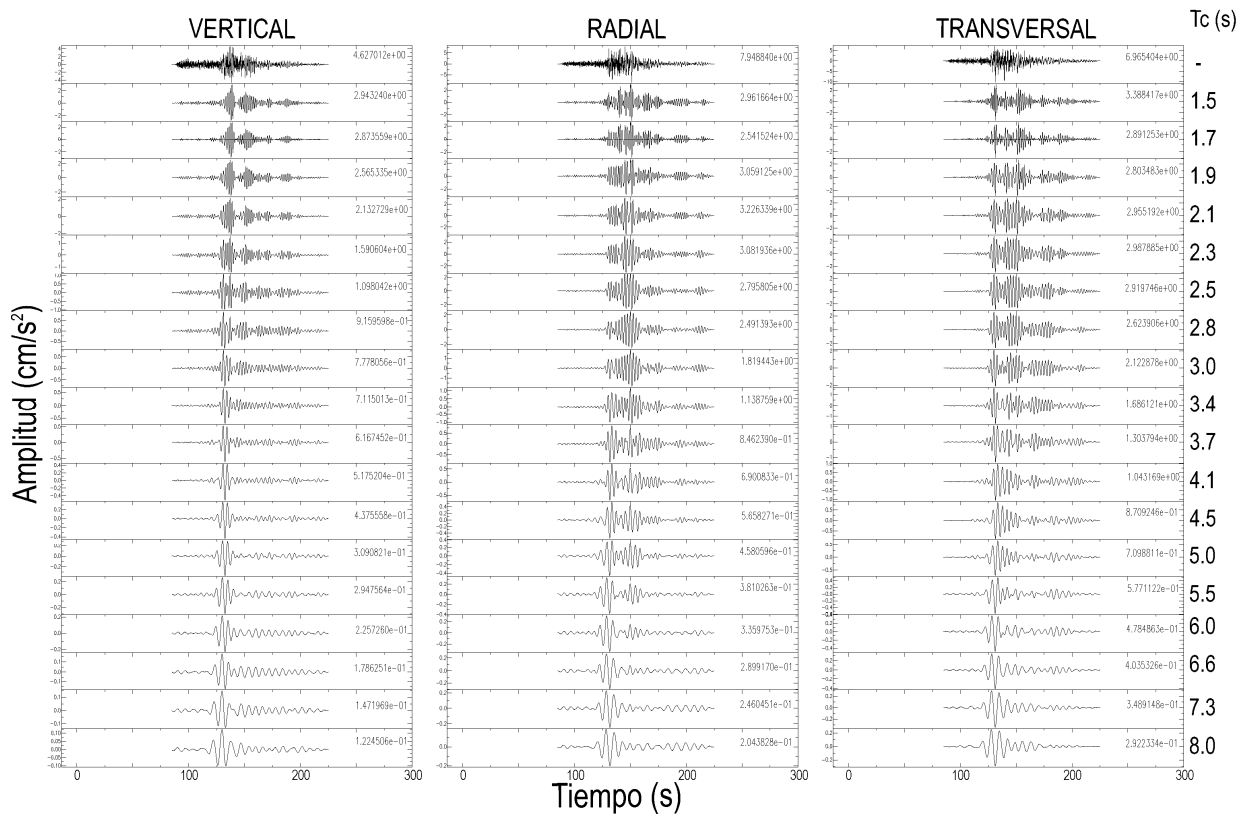


Fig. 3.15. Registros en CUER, evento del 11.01.1997. A la derecha aparece el periodo central en que fue filtrado cada registro. En cada traza se muestra la amplitud máxima absoluta.

En la Fig. 3.16 se muestran los tres componentes filtrados en diferentes bandas de periodo. En dicha gráfica se observa que en el componente vertical los trenes de onda de mayor amplitud (posteriores a la parte intensa del registro) se presentan en periodos entre los 2 y los 4 s; en el componente radial en periodos menores a 2.5 s. En el componente transversal, los trenes de onda se observan prácticamente en todo periodo entre 1.5 y 8 s. Las amplitudes mayores se presentan en el componente transversal en la banda de 5.5 a 6.5 s de periodo (cerca del doble del radial y más del doble en el vertical), lo que es consistente con los registros de RITL (Fig. 3.14) y CUER.

La figura 3.13 muestra los registros del evento del 11.01.1997 en RITL, CUER y CUP4, filtrados entre 5 y 8 s de periodo con un filtro butterworth. Las flechas blancas indican la ubicación en el registro de un pulso de Rayleigh que se propaga con una velocidad de grupo de 2 km/s. Las flechas negras señalan la posición de un segundo pulso de Rayleigh en la misma banda de periodo. Si se relaciona este pulso entre las estaciones RITL y CUER, la velocidad de propagación es de 2 km/s. No obstante, no es posible asegurar que este sea el mismo pulso observado en CUP4, pues la velocidad de propagación entre esta estación y

CUER, correspondería a una velocidad mucho menor (menos de 1 km/s), lo que no es congruente con los modelos de velocidad existentes.

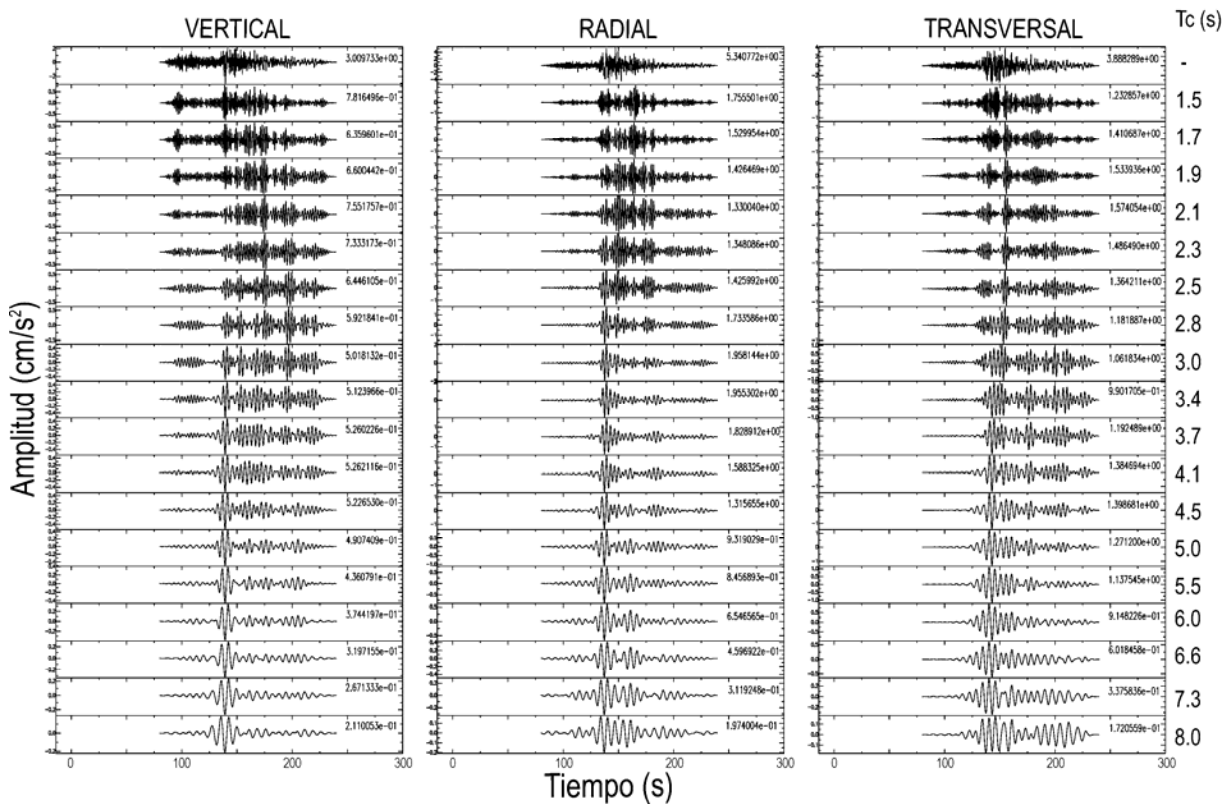


Fig. 3.16. Registros en CUP4, evento del 11.01.1997. A la derecha aparece el periodo central en que fue filtrado cada registro. En cada traza se muestra la amplitud máxima absoluta.

En lo que respecta a los registros del evento del 22.01.2003 (Fig. 3.17), corresponden a 12 estaciones, 6 de las cuales están en la ciudad de Toluca. También se empleó la estación CJIG, localizada en Chamela, Jalisco. Las estaciones del Servicio Sismológico Nacional (terminación IG) que registraron este evento tienen un tiempo absoluto correcto, por lo que se utilizaron para corregir el tiempo de las demás estaciones empleadas. En lo que respecta a las formas de onda, MOIG que es la estación más cercana al epicentro, pueden observarse con claridad para periodos mayores a 6 s, los modos fundamentales de ondas de Rayleigh y Love, los cuales se propagan desde la fuente. En esta estación las amplitudes mayores se presentan en el componente transversal (dos veces mayor que el radial y cuatro mayor que el vertical) alrededor de los 4 s, lo que es consistente con las observaciones realizadas para el evento del 11.01.1997. Los componentes vertical y radial de MOIG, muestran algunos trenes de ondas en periodos comprendidos entre 2.5 y 4.5 s, cerca de los 105 s del registro, los cuales corresponden a ondas de Rayleigh. Adicionalmente en esa banda de periodos, se observan trenes de onda de muy poca amplitud y duración los cuales también corresponden a ondas de Rayleigh. En cuanto al componente transversal, presenta un paquete de ondas de amplitud importante (1 gal) respecto a la parte intensa del registro (1.1 gals) en la banda de 3.5 a 6 s

(Fig. 3.18). Este paquete de ondas no corresponde a ondas de Love. De hecho en el componente transversal no fue posible encontrar ondas de Love, salvo la descrita anteriormente.

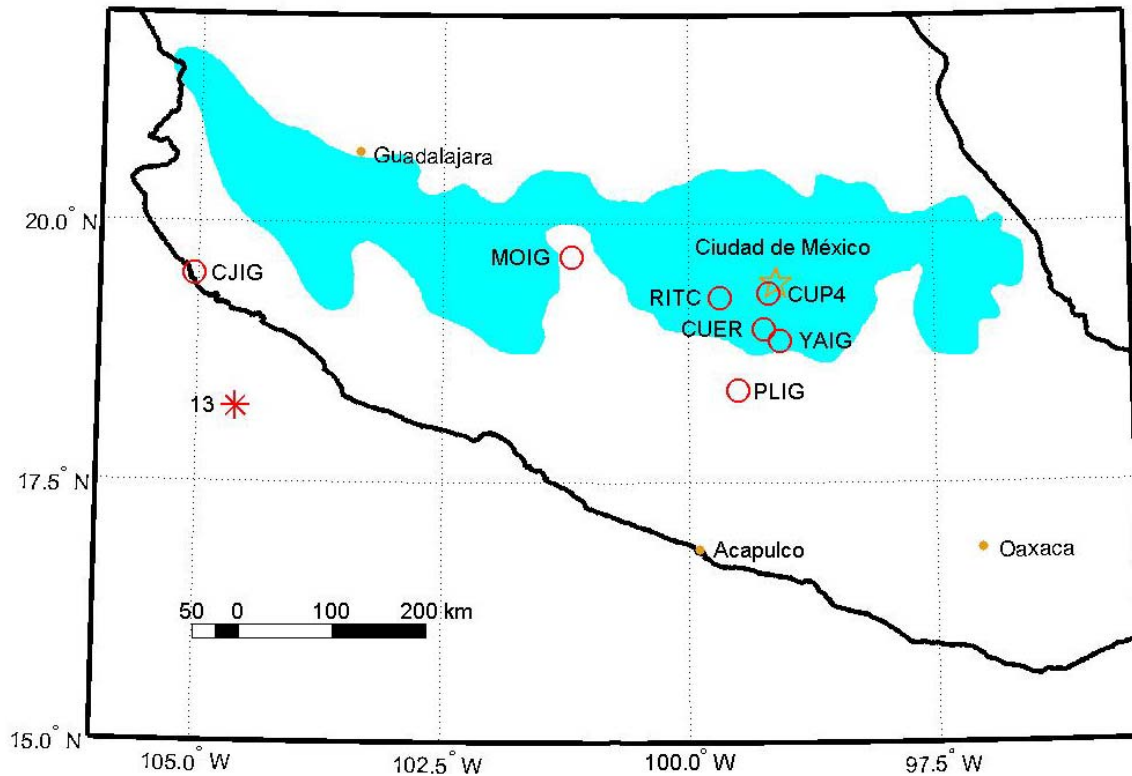


Fig. 3.17. Sismo del 22.01.2003 (asterisco) y estaciones empleadas en el análisis (círculos). El círculo de RITC representa a las seis estaciones de Toluca. El círculo de la estación CUP4 también representa a CNPJ.

Las formas de onda en las estaciones PLIG y YAIG (evento del 22.01.2003) son muy parecidas entre sí, comparando componente a componente. En ellas destaca el hecho de que el registro prácticamente consta sólo de la parte intensa del sismo. Si las trazas de estas estaciones se comparan directamente con las correspondientes de RITC, CUER, CNPJ y CUP4, la primera diferencia es evidente, la presencia de trenes de onda con amplitudes importantes (Fig. 3.18, 3.19 y 3.20). En la figura 3.18 podemos observar como las estaciones MOIG y YAIG no presentan trenes de onda de gran amplitud, comparados con RITC y CNPJ.

Para los registros antes señalados, filtrados de 6 a 8 s de periodo, observamos un pulso (figuras 3.18, 3.19 y 3.20) en los componentes radial y vertical. Al revisar el movimiento de partícula se determinó que corresponde a una onda de Rayleigh. En la figura 3.21 se muestran los registros del evento del 22.01.2003, filtrados con un filtro butterworth en la banda de 6 a 10 s de periodo. En los registros se distinguen dos pulsos de Rayleigh. El primero de éstos se

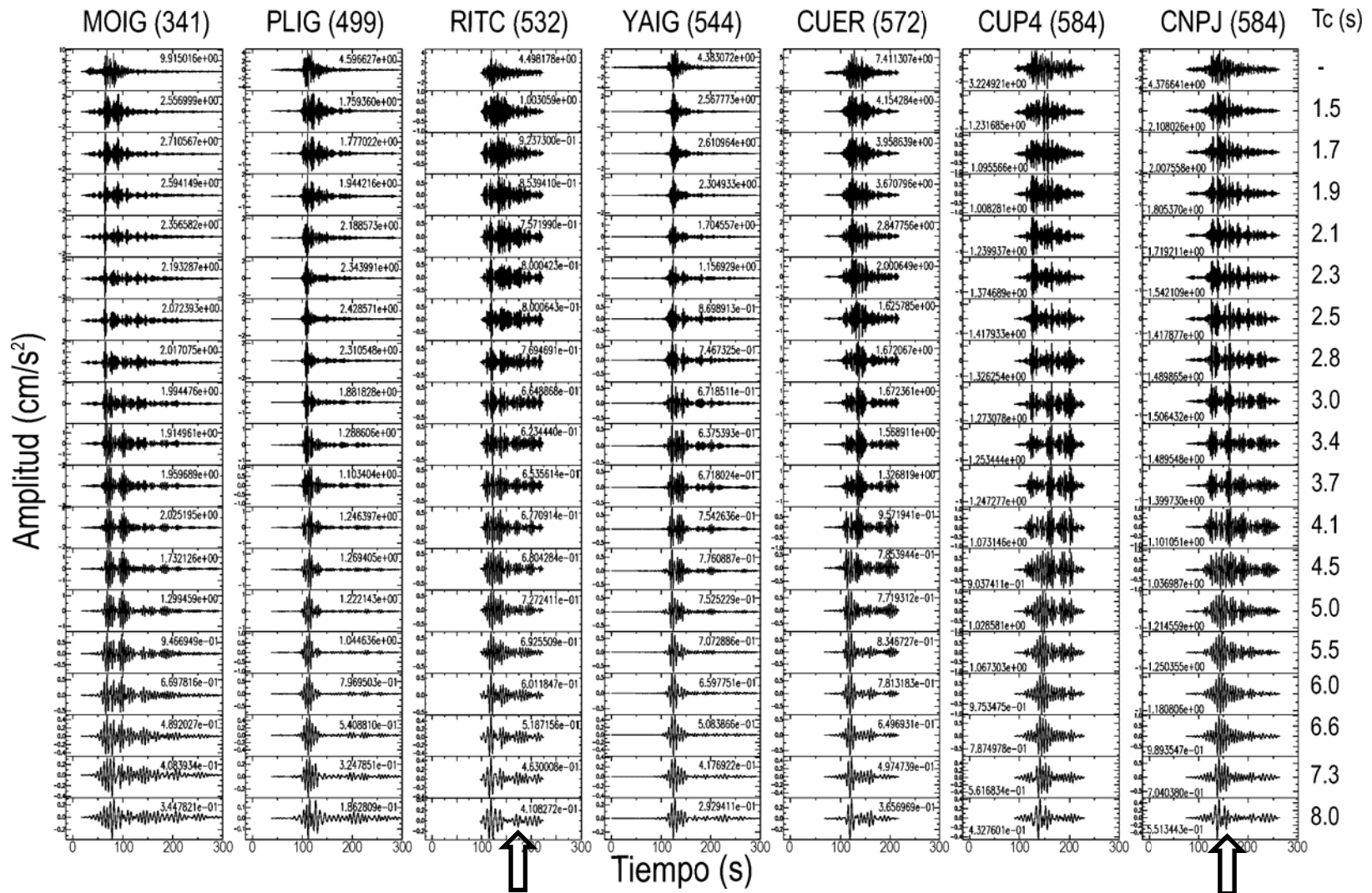


Fig. 3.18. Componentes transversales filtradas con diferentes periodos centrales (columna derecha) correspondientes al evento del 22.01.2003. El nombre de la estación se muestra en la parte superior de cada grupo de trazas, entre paréntesis aparece la distancia epicentral en km. MOIG y YAIG están al sur del EVT, mientras que RITC y CNPJ sobre éste. La escala de amplitudes es independiente para cada traza. Las flechas indican una onda de Love.

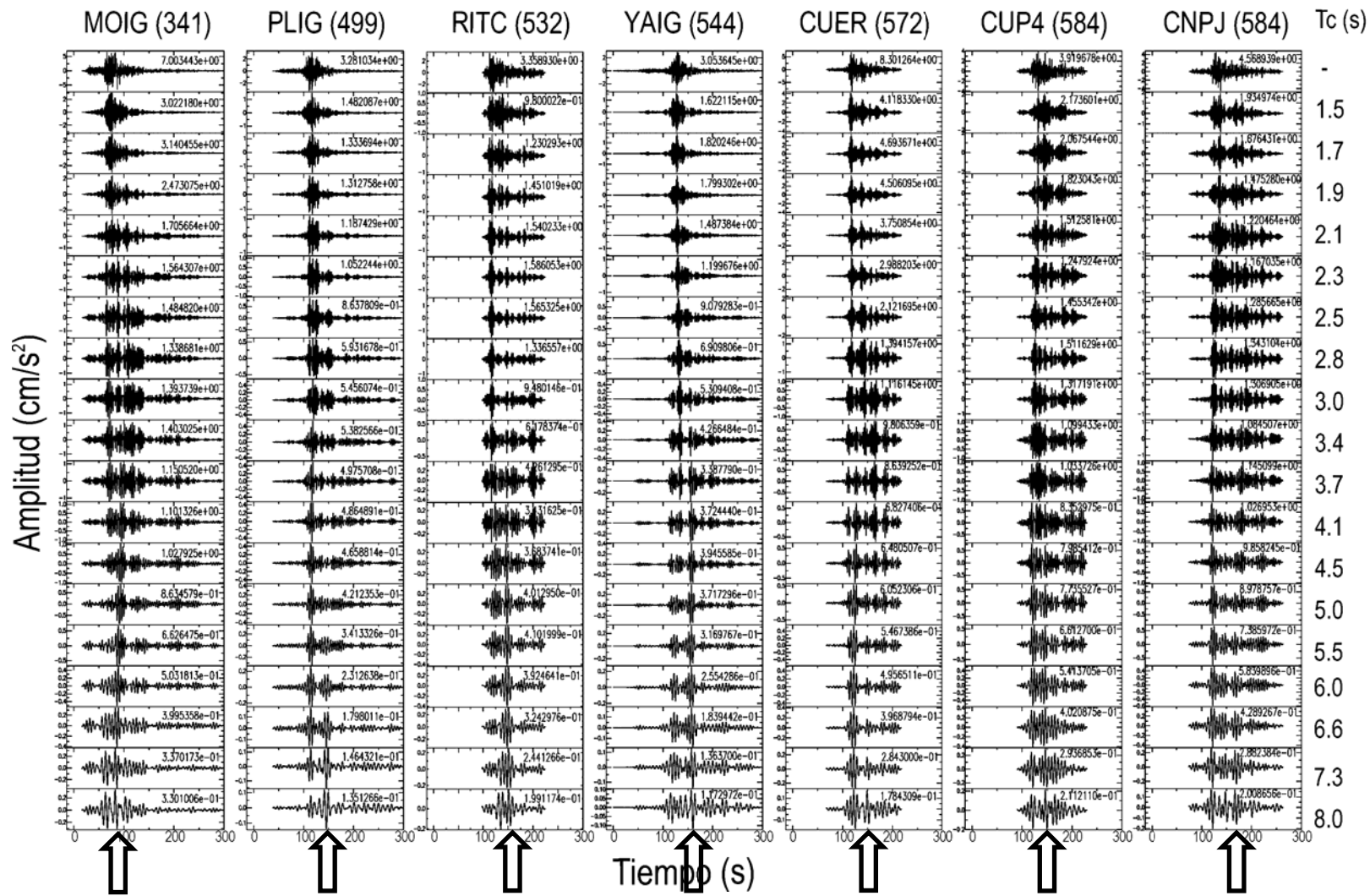


Fig. 3.19. Componentes radiales del evento del 22.01.2003, filtradas en diferentes periodos centrales (columna derecha). La estación correspondiente se muestra en el renglón superior con su distancia epicentral en km. Las flechas indican una onda de Rayleigh.

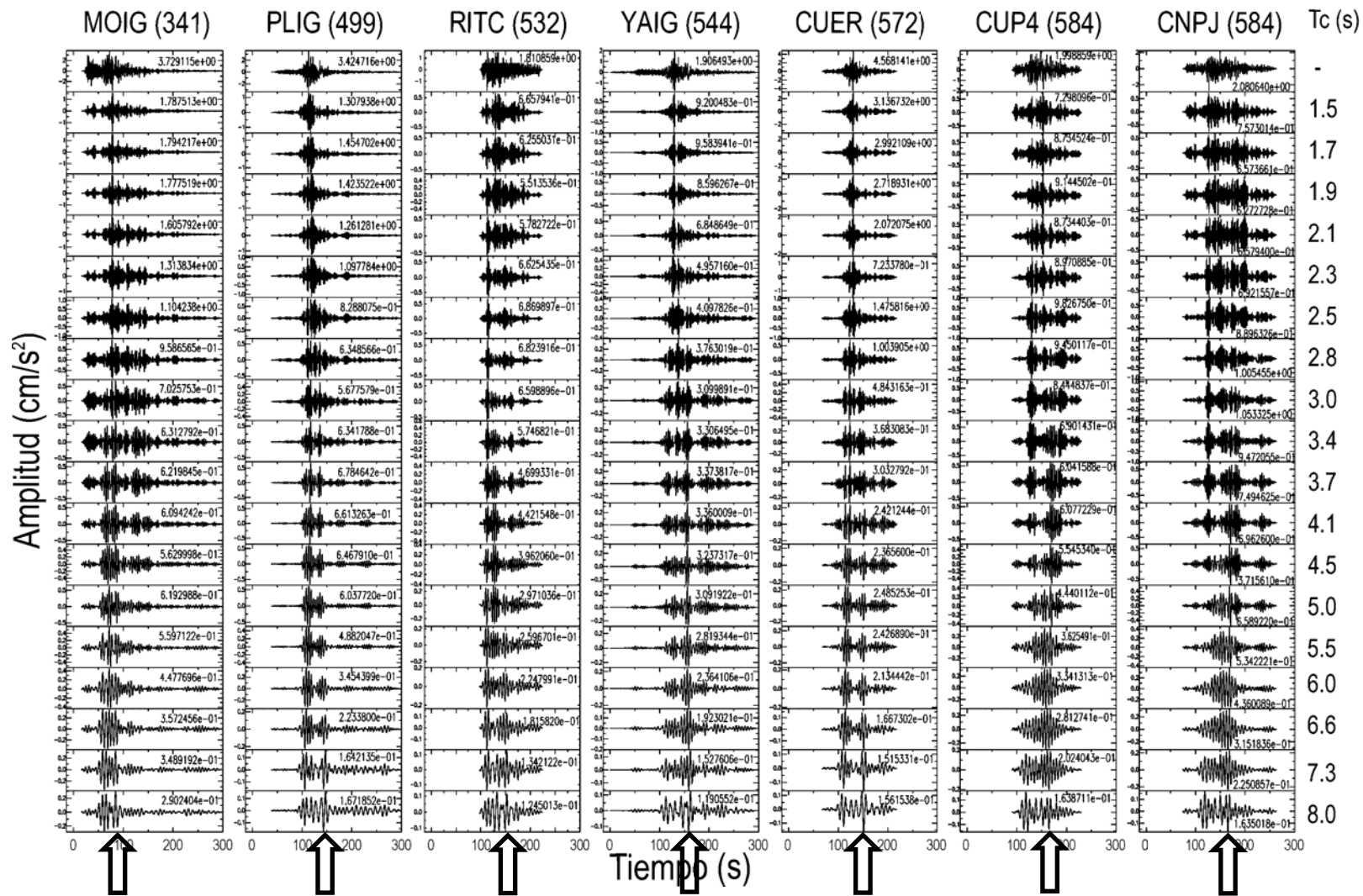


Fig. 3.20. Componentes verticales del evento del 22.01.2003, filtradas en diferentes periodos centrales (columna derecha). La estación correspondiente se muestra en el renglón superior con su distancia epicentral en km. Las flechas indican una onda de Rayleigh.

presenta en todas las estaciones. El segundo de ellos no se observa en CJIG, estación que se encuentra en una trayectoria paralela a la costa y por tanto diferente al del resto de las estaciones (Fig. 3.17). Al ordenar las trazas en función de su distancia epicentral, se determinó que estos pulsos de Rayleigh se propagan con una velocidad de 2.6 km/s (Fig. 3.21 y 3.22). Tomando como base esta velocidad, se realizó una revisión del tiempo de recorrido que debe tener el segundo pulso. Consideremos como ejemplo la estación CUER con una distancia epicentral de 527 km. La hora de inicio del evento (GMT, SSN) es 02:07:7.222. El instante en el que se presenta el segundo pulso en CUER es 02:09:38.957, lo que corresponde a 151.735 s de tiempo de recorrido. Considerando la distancia epicentral y el tiempo de recorrido, la velocidad corresponde a 3.47 km/s, que es mayor a la observada en las trazas (Fig. 3.23). El hecho de que la velocidad de grupo calculada de esta forma, se mayor que la observada, implica que el pulso detectado haya recorrido una distancia menor a la considerada y por tanto se haya originado en entre la fuente y CUER.

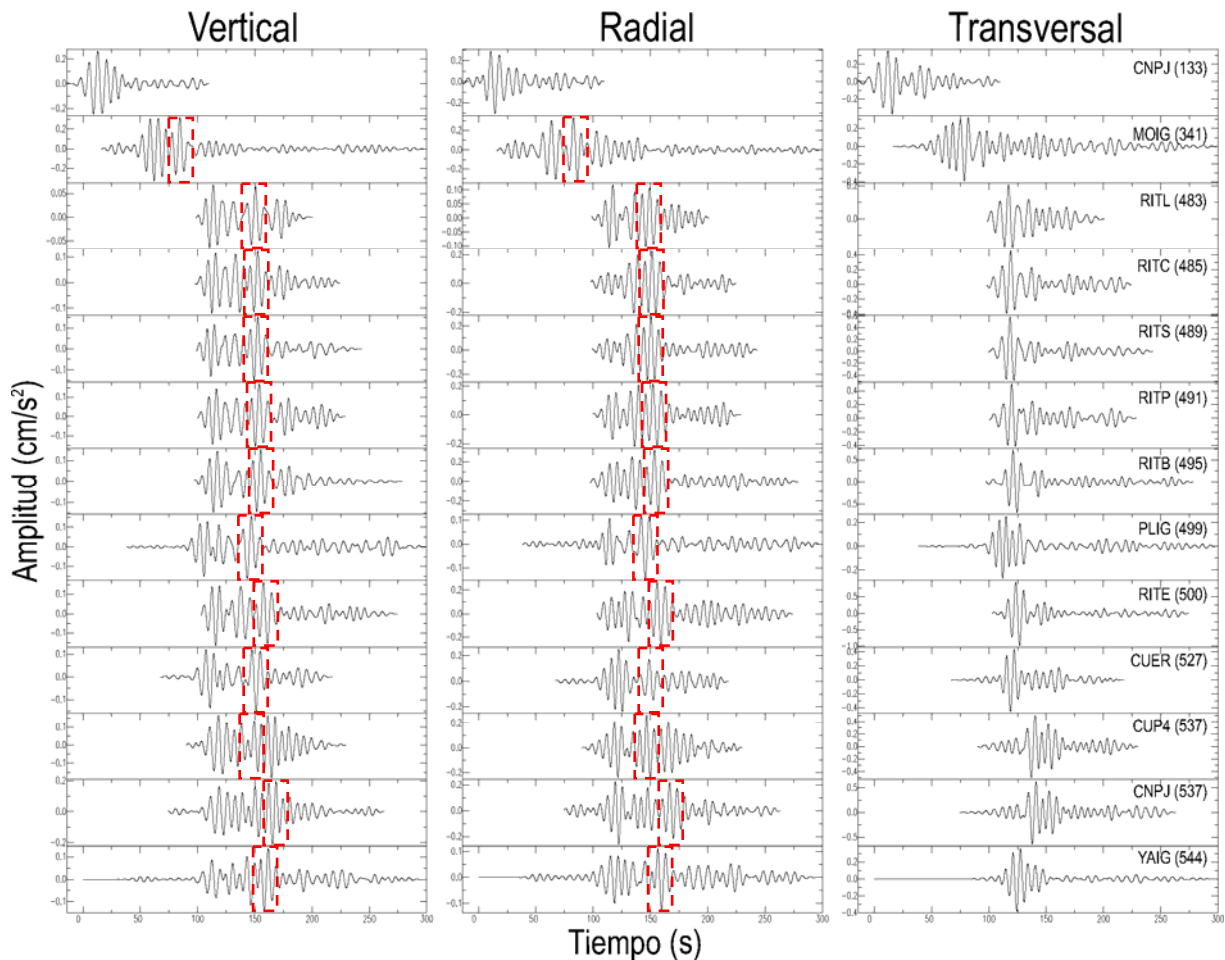


Fig. 3.12. Registros del evento del 22.01.2003, filtrados con un filtro butterworth en la banda de 6 a 10 s de periodo. Los rectángulos en línea discontinua muestran una onda de Rayleigh. A la derecha aparece el nombre de la estación con su distancia epicentral en km.

Al considerar el tiempo de recorrido del segundo pulso de Rayleigh y la distancia epicentral de cada estación, la velocidad de grupo calculada varía entre 3.21 km/s (RITL) y 3.47 km/s (PLIG y CUER), exceptuando a MOIG, en donde la velocidad calculada da 4.03 km/s. Dado que el segundo pulso también se presenta en MOIG, es muy probable que éste se haya generado entre dicha estación y la fuente.

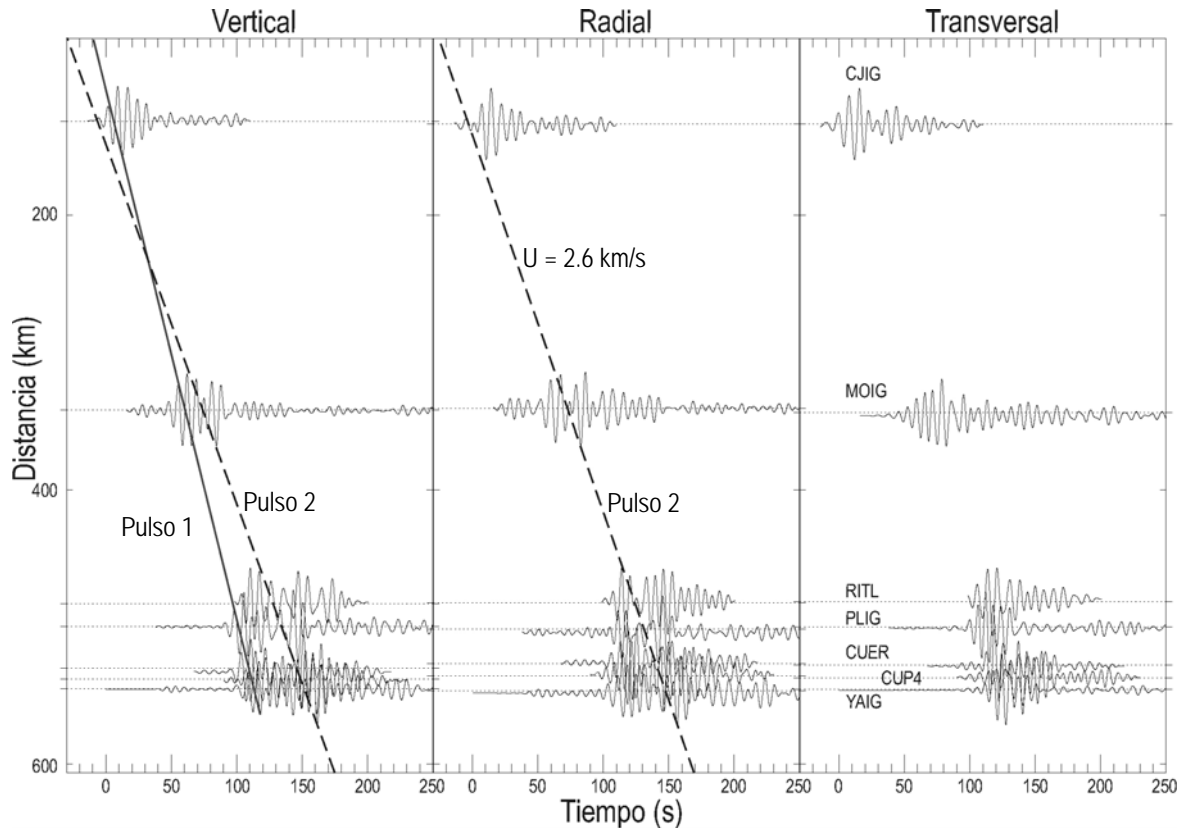


Fig. 3.22. Registros del 22.01.2003, filtrados con un filtro butterworth en la banda de 6 a 10 s de periodo. La línea continua muestra el primer pulso observado en todas las estaciones. Las líneas discontinuas muestran la velocidad con la que se propaga el segundo pulso (2.6 km/s). Este último no se presenta en CJIG.

En las estaciones CUP4 y CNPJ, los componentes verticales y radiales prácticamente tienen las mismas formas de ondas excepto alrededor de los 2 s, donde la parte intensa del registro de CUP4 es 25 % mayor que CNPJ. En estas mismas estaciones y mismo componente, los trenes de onda presentan la misma amplitud. En el componente transversal las formas de onda también son muy similares, independientemente de la banda de periodos analizada. Sin embargo, las amplitudes de la parte intensa del registro en este caso son mayores en CNPJ para periodos mayores a 4 s y menores a 2 s. Para periodos entre 2 y 4 s, las amplitudes son iguales. En el caso de los trenes de onda se observa otra peculiaridad entre 2.5 y 3.5 s de periodo (entre 200 y 250 s en la ventana de tiempo); en CUP4 se observa un solo tren de ondas de cerca de 1 gal de amplitud, mientras que en CNPJ se presentan 2 trenes de onda en esa misma ventana de tiempo, pero de amplitud ligeramente menor (0.5 gals). La distancia entre CUP4 y CNPJ es menor que 2 km, por lo que se esperaría mayor similitud en sus respectivas formas de onda para ese rango de periodos. Adicionalmente surge la duda de

porqué siendo tan cercanas las estaciones mencionadas, sus componentes presentan diferencias en las amplitudes. Más aún, porqué en una estación el componente radial es mayor pero el transversal menor. Y la observación va más allá pues estas diferencias se presentan también en los respectivos verticales.

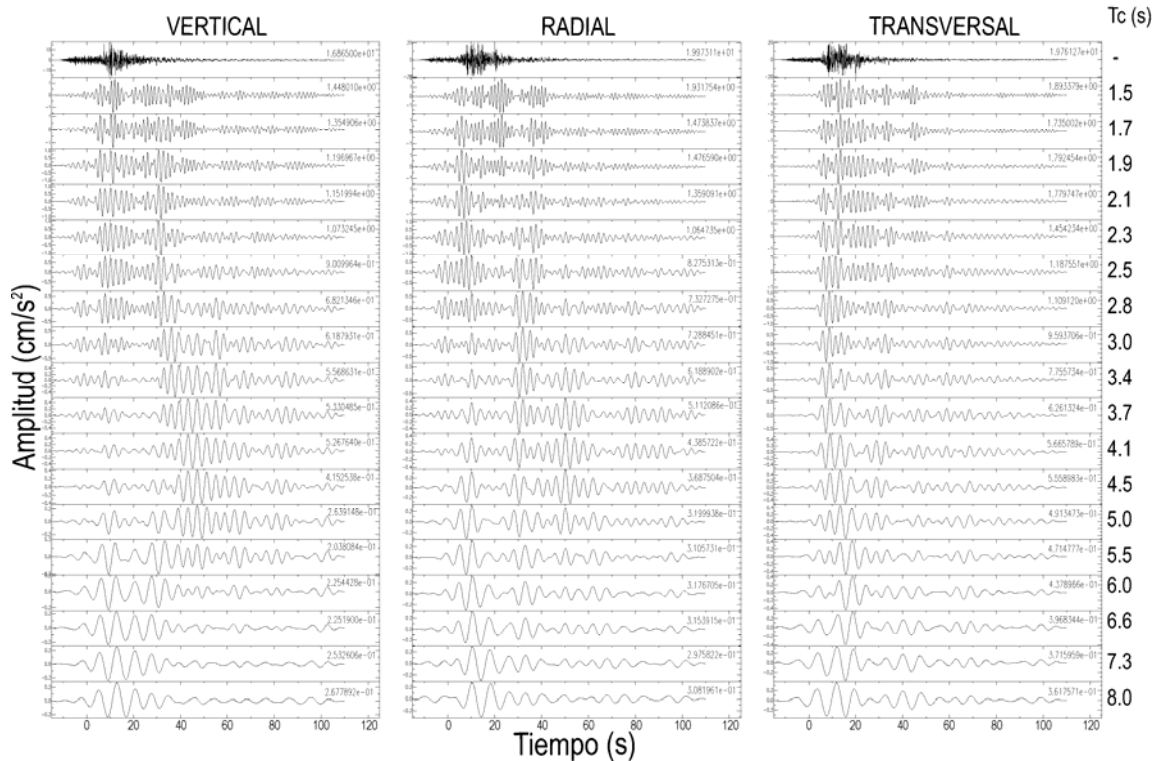


Fig. 3.23. Registros del 22.01.2003 en la estación CJIG filtrados con un filtro butterworth en diferentes bandas de periodo (columna derecha). La escala vertical es independiente para cada traza. También se muestra la amplitud máxima absoluta correspondiente.

En lo que respecta a las estaciones en Toluca y CUER, fue posible identificar en los componentes vertical y radial, un pulso en periodos mayores a 4 s. En la figura 3.20 se muestran los componentes verticales filtrados en diferentes bandas de periodo. En dicha figura puede observarse que, para un periodo central del 8 s, en las estaciones MOIG, RITC, CUER y CNPJ, se registran dos pulsos que conforme aumenta la distancia epicentral se separan entre si ocupando una ventana de tiempo mayor. Obsérvese también que entre 5.5 y 6.6 s de periodo, en CNPJ estos dos pulsos ya no se distinguen separados, mientras que en CUER, estación ubicada más al sur, los pulsos se distinguen con mayor claridad. La figura 3.23 muestra las trazas filtradas de la estación CJIG que tiene un acimut diferente de las otras estaciones y que por tanto permite observar lo que ocurre en una dirección de propagación distinta para el mismo evento. Para esta estación, en la misma banda de periodo (5.5 y 6.6 s), puede observarse un sólo pulso que corresponde a una onda de Rayleigh. Los componentes radiales correspondientes presentan este mismo comportamiento. Ahora bien, dado que la separación de estos dos pulsos es cada vez mayor a medida que aumenta la distancia epicentral, puede inferirse que la velocidad de éste último pulso menor al primero. Esta

diferencia de velocidades da como resultado registros más largos a medida que la distancia epicentral aumenta.

En la figura 3.17 se observa que PLIG está ubicada al sur de EVT, mientras que RITC se encuentra sobre el eje (ambas cimentadas en roca, tabla 3.2). Acerca de los componentes verticales (Fig. 3.20) de estas dos estaciones las amplitudes de PLIG son de cerca del doble de las registradas en RITC alrededor de los 2 s de periodo. Sin embargo en los radiales (Fig. 3.19) las amplitudes de RITC son del doble de las de PLIG alrededor de los 2.5 s. Con lo que respecta a los transversales nuevamente las amplitudes PLIG son mayores que en RITC (cerca del doble) cerca de los 4 s de periodo. Otra observación es que en los componentes horizontales de RITC se presentan paquetes de ondas de amplitud importante que en PLIG no se observan.

Es evidente que al emplear distintas estaciones a cargo de diferentes instituciones, los equipos de registro también son diferentes. Sin embargo la respuesta instrumental de las estaciones empleadas no afecta los registros analizados. A fin de ejemplificar lo anterior, en la figura 3.24 se presenta el espectro de Fourier correspondiente a los componentes verticales de 4 estaciones diferentes (RITC, Kinometrics SSA-2; CNPJ, Kinometrics Altus K-2; YAIG Quanterra Q680LT; CUP4, ADN-4). En esa figura se observa que en el rango de 0.1 a 1 Hz la respuesta del instrumento es plana.

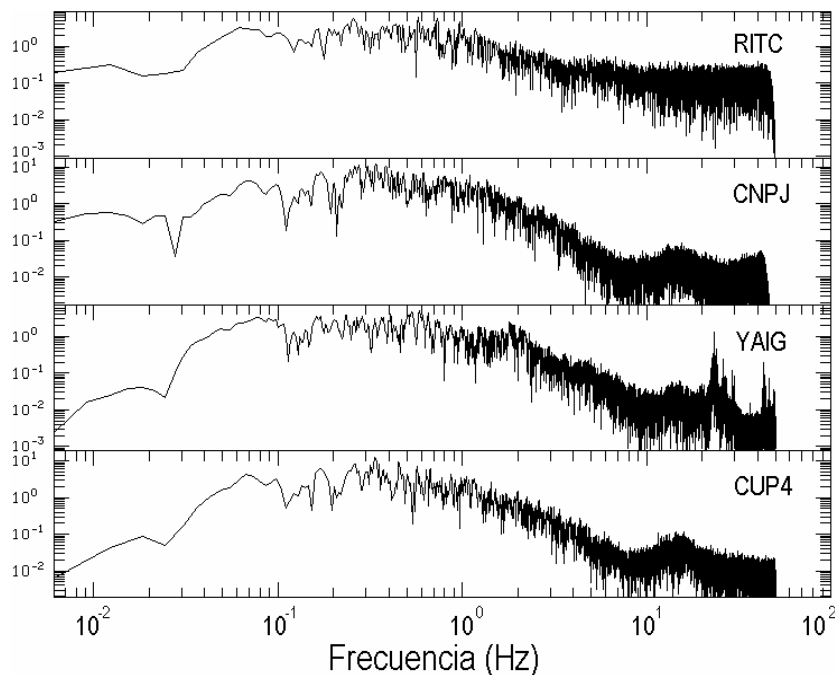


Fig. 3.24. Espectro de Fourier correspondiente a los registros verticales del 22.01.2003.

Trayectoria 3.

La trayectoria 3 contó con 5 eventos. El primero de ellos es el del 15.05.1993, 1 (Evento 2 en la figura 3.2). Las estaciones MEZC, TNLP y CUER presentan registros cortados pero que

permiten identificar los modos fundamentales de ondas de Rayleigh y Love para periodos mayores a 5 s. La estación CUP1 no tiene una coda de registro muy larga, pero aún así se observa un tren de ondas en la banda de 2 a 3.7 s de periodo. Este tren de ondas aparece en los componentes vertical y radial, lo que lo asocia a una onda de Rayleigh. Para periodos menores no fue posible relacionar los pulsos entre componentes, de tal manera que no se observó la presencia de ondas de Rayleigh o de Love.

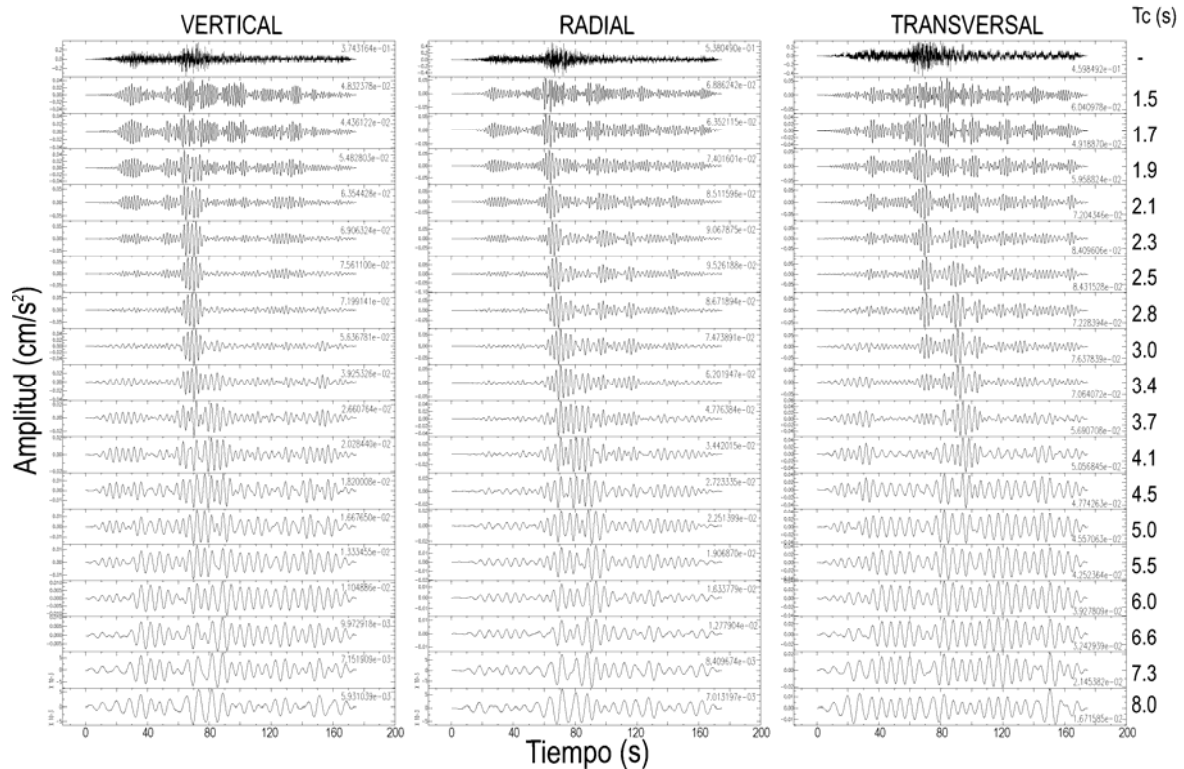


Fig. 3.25. Trazas de la estación TXCR correspondientes al evento del 15.05.1993,1. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

El registro de la estación TXCR está completo, lo que permite observar con detalle las codas. Nuevamente se observan los modos fundamentales de ondas de Rayleigh identificados cerca de los 80 s para periodos mayores de 5 s. Destaca el hecho de que para la banda de 5 a 7 s, el registro del componente transversal se observa muy monocromático y con amplitudes de cerca del doble de los otros dos componentes (Fig. 3.25 y 3.26). Algo también importante de destacar es que las amplitudes máximas de la traza sin filtrar de TXCR, son de magnitud prácticamente igual a las de CUP1. Más aún, para periodos mayores a 3.7 s las amplitudes máximas entre MEZC y TXCR son prácticamente iguales para los verticales. En el componente radial las amplitudes máximas son mayores que en MEZC, en la mayoría de los casos del doble. Para el componente transversal, las amplitudes prácticamente tienen el mismo valor para las dos estaciones en cuestión. Sin embargo a partir de 4.5 s los valores de TXCR son del orden del doble de lo registrado en MEZC. Es necesario aclarar que la estación TXCR (Texcoco, San Miguel Tlaixpan) se encuentra cimentada sobre roca metamórfica. Las características de este lugar permiten que sea considerada como libre de efectos de sitio. Por ello resulta interesante observar amplificaciones en esta estación (respecto a MEZC) para

periodos menores a 4.5 s. Esto es evidencia de que para esos periodos existe una contribución adicional en la amplificación.

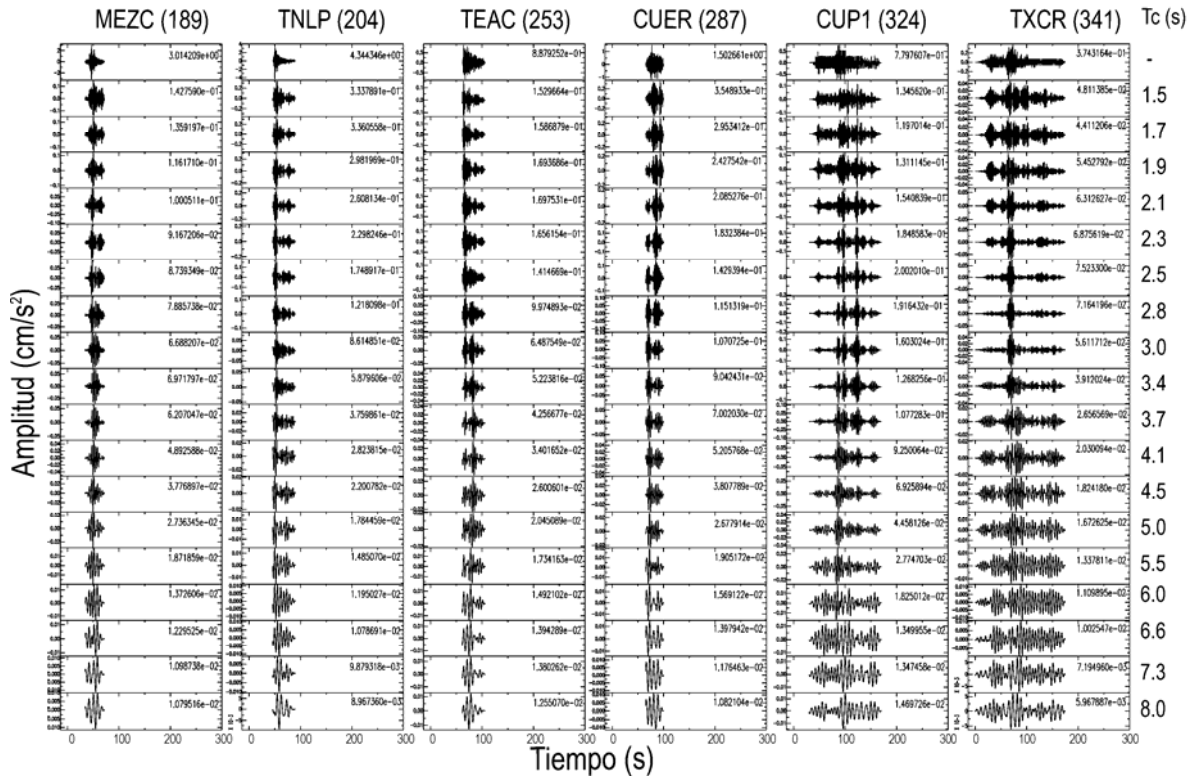


Fig. 3.26. Componentes verticales de los registros correspondientes al evento del 15.05.1993, 1. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

Para el evento de 15.05.1993, 2 (evento 3, figura 3.2), el registro de CUP1 muestra paquetes de ondas en la coda de la señal, para periodos mayores a 4.5 s, que presentan una correspondencia entre los componentes radial y transversal. Además de esos paquetes de ondas, pueden observarse otros en la banda de 2.3 a 3.7 s, los cuales al localizarse en la coda incrementan la duración de la señal. Debido a que los registros de las estaciones CUER, MEZC, TEAC y TNLP no registraron suficiente tiempo posterior a la parte intensa del evento, no es posible determinar si los trenes de onda observados en CUP1 se presentan en estas estaciones.

Las trazas correspondientes al evento del 24.10.1993 tienen una duración pequeña con excepción de CUP1 (aproximadamente 280 s de registro). A pesar de ello es posible observar los modos fundamentales de ondas de Rayleigh y Love en todas las estaciones analizadas para este evento para periodos mayores a 7 s. En la estación CUP1, para la banda de periodos de 5 a 6 s, se observan trenes de onda que corresponde a ondas de Love (Fig. 3.27), cuyas amplitudes son importantes, aparecen en la coda de la señal (cerca de los 225 s del registro) y que por tanto causan mayor duración. Estas ondas de Love, a pesar de que por lo corto del resto de los registros, es muy probable que se generen durante su trayecto fuente estación pues hay una diferencia de 100 s desde que se presentan los pulsos provenientes de la fuente hasta los pulsos referidos.

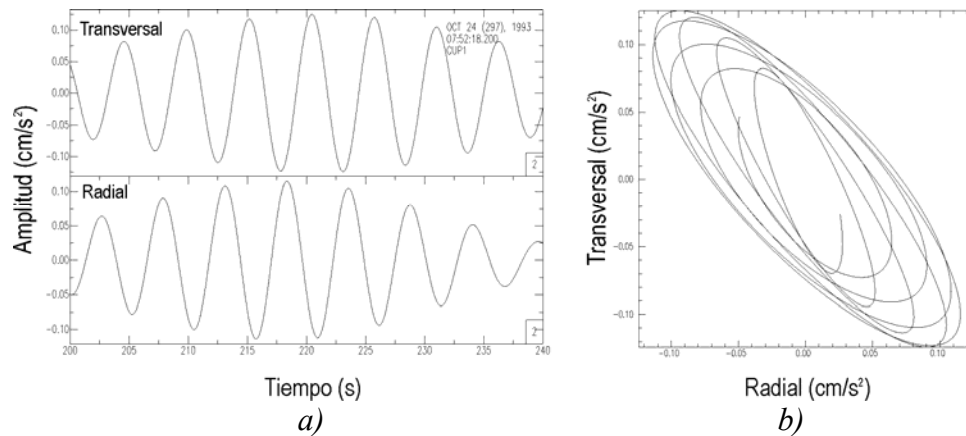


Fig. 3.27. Registro en CUP1 del evento del 24.10.1993, filtrados entre 5 y 6 s de periodo con un filtro butterworth. a) Componentes radial y transversal. b) Gráfica Radial-Transversal.

Un evento más empleado en la trayectoria 3 es el del 14.09.1995 (evento 6, figura 3.2). Nuevamente las codas de los registros empleados no fueron suficientemente largas en la mayoría de las estaciones (Fig. 3.28, 3.29 y 3.30). También fue posible observar los modos fundamentales de ondas de Rayleigh y Love para periodos mayores que 5.5 s en todas las estaciones, inclusive en TXCR. Una particularidad que destaca en el componente transversal de esta estación es que existe otro tren de ondas de amplitud importante, 80 s después de los modos fundamentales R y L identificados. En los otros dos componentes estos trenes también se identifican pero de la con un medio amplitud que se presenta en el transversal (Fig. 3.30). Por otro lado, en la banda de 3 a 4 s de periodo pueden observarse pequeños trenes de ondas de Love en la coda de los registros y que van perdiendo amplitud a medida que el tiempo del mismo aumenta. En la banda de 5 a 6 s también se observan varios trenes de onda pero estos corresponden a ondas de Rayleigh y que se observan en la coda de la señal. De hecho a lo largo de toda la coda de este registro aparecen ondas de Love y de Rayleigh de diversas amplitudes y en diferente posición en la escala de tiempo, en función de la banda de periodo analizada. Algunos de estos pulsos pueden ser identificados desde TEAC.

Sólo dos de las trazas correspondientes al evento del 27.03.1996 (evento 8, figura 3.2) presentan un registro bastante extenso (YAIG y TXCR; Fig. 3.31, 3.32 y 3.33). Los registros de las otras tres estaciones restantes que se emplean en esta etapa y trayectoria sólo cuentan con la parte principal del evento. Para la estación YAIG destacan el paquete de ondas de Love en la parte principal del registro. Posteriormente a dichas ondas, en los tres componentes se observan trenes de onda de amplitud importante los cuales no corresponde ni a ondas de Love ni a ondas de Rayleigh. Estos trenes de onda pueden apreciarse para periodos mayores a 4 s, presentándose las amplitudes de mayor magnitud en el componente transversal. En cuanto a la estación TXCR, también se observan trenes de ondas posteriores a la parte fuerte del registro, los cuales corresponden a ondas de Rayleigh y Love de diferentes amplitudes y en diferente ubicación en el tiempo dependiendo de la banda de periodo analizada. En esta misma estación nuevamente las máximas amplitudes se registran en el componente transversal. En la banda de 3.4 a 4.1 s de periodo las amplitudes de los componentes horizontales son del doble respecto al vertical.

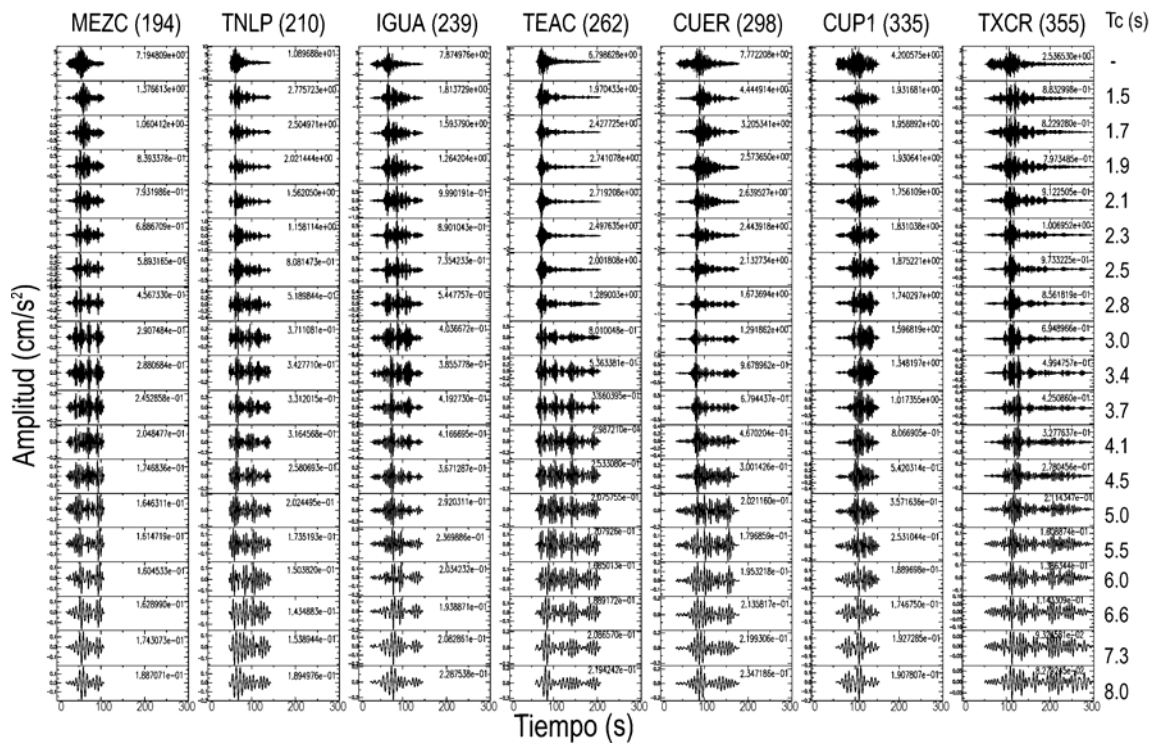


Fig. 3.28. Componentes verticales de los registros correspondientes al evento del 14.09.1995. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

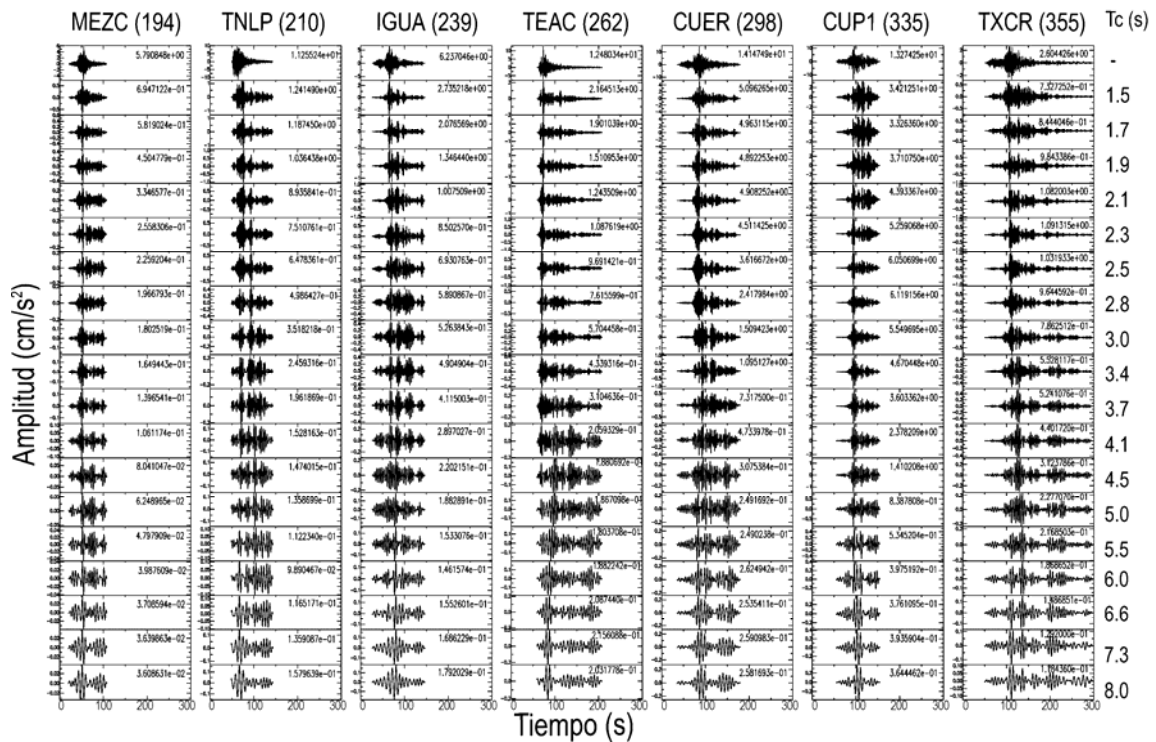


Fig. 3.29. Componentes radiales de los registros correspondientes al evento del 14.09.1995. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

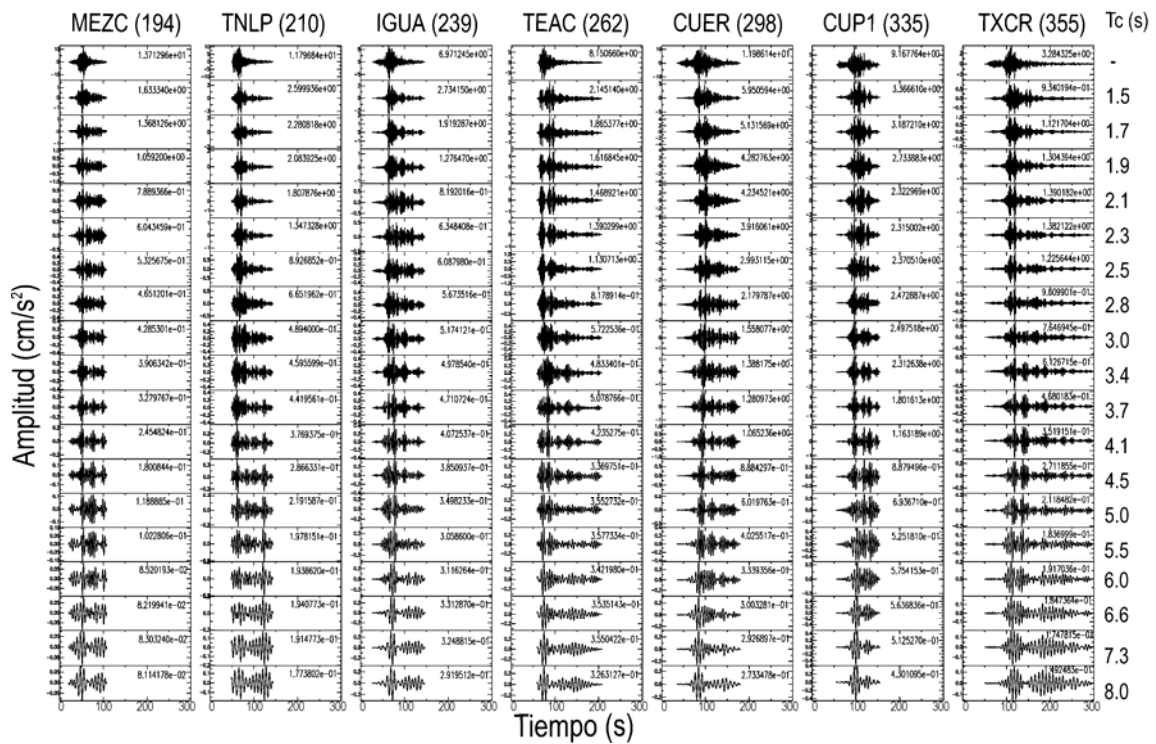


Fig. 3.30. Componentes transversales de los registros correspondientes al evento del 14.09.1995. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

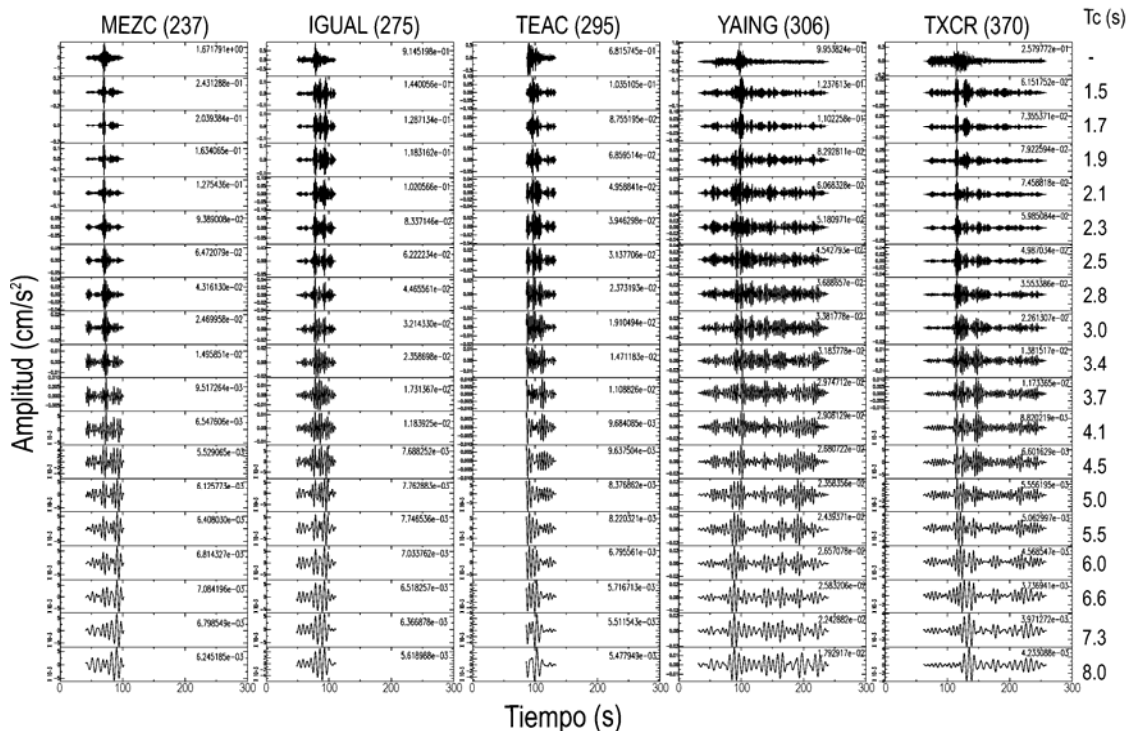


Fig. 3.31. Componentes verticales de los registros correspondientes al evento del 27.03.1996. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

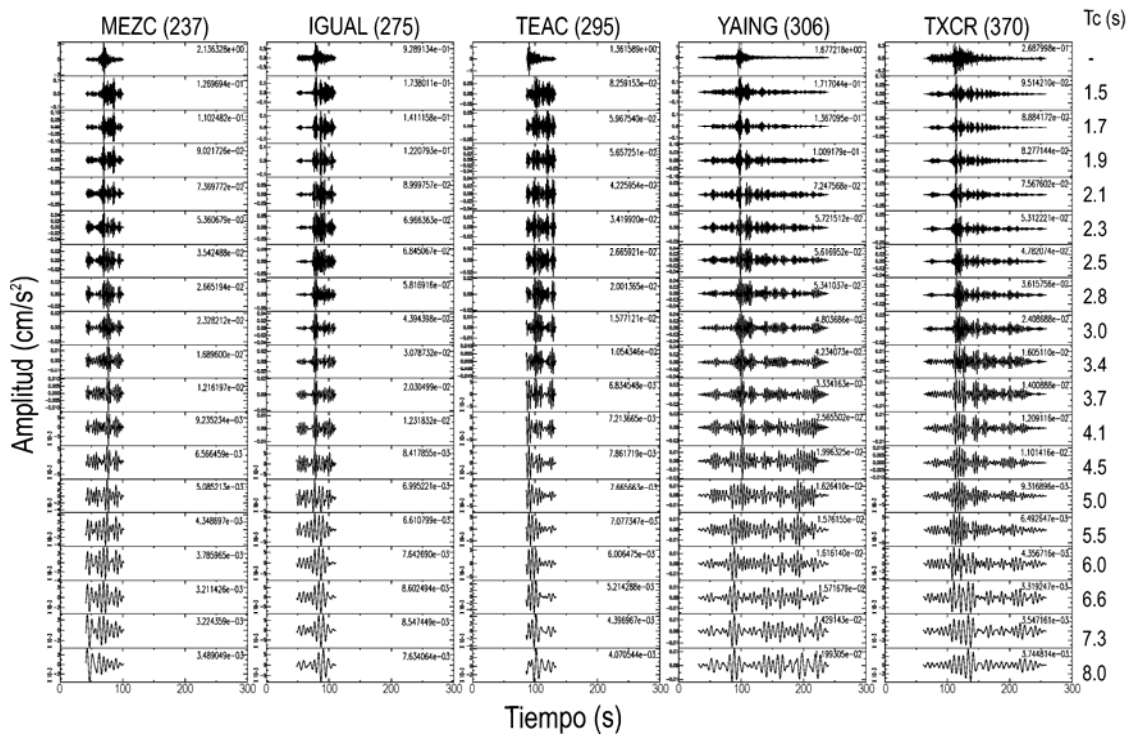


Fig. 3.32. Componentes radiales de los registros correspondientes al evento del 27.03.1996. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

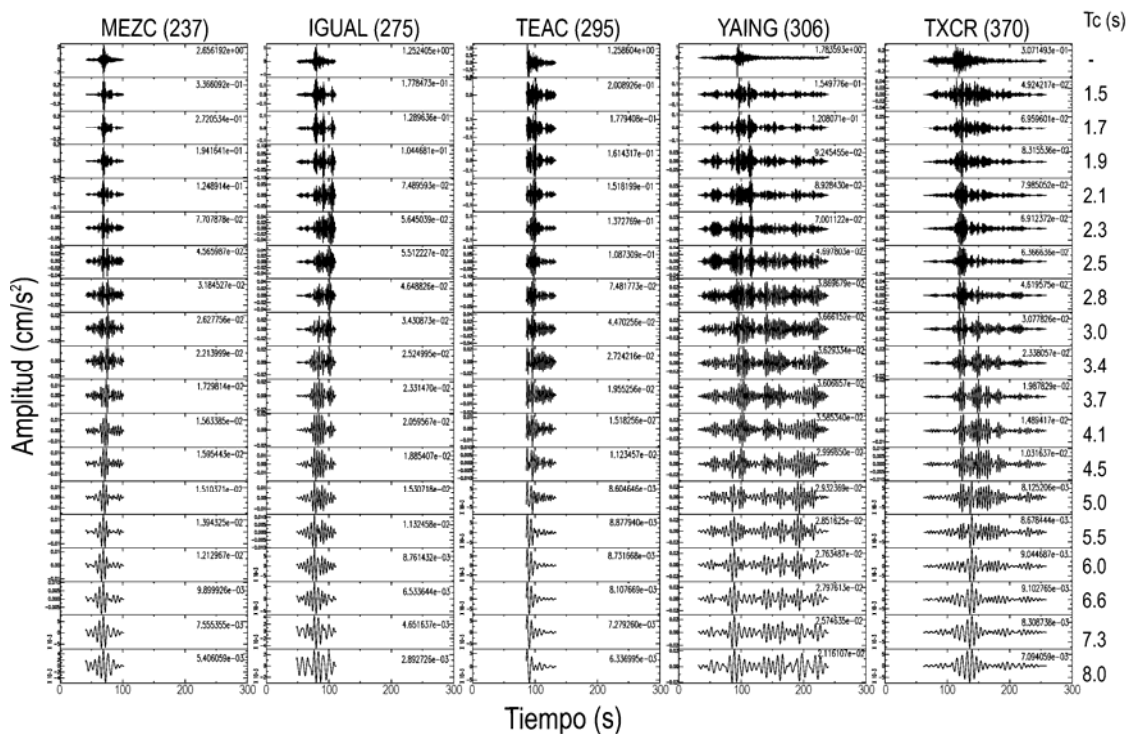


Fig. 3.33. Componentes transversales de los registros correspondientes al evento del 27.03.1996. A la derecha aparece el periodo central para el que fue filtrada la traza.

Trayectoria 4.

En esta trayectoria sólo se considera el sismo del 15.06.1999 (evento 11, Fig. 3.2), en la línea de estaciones S-N. Adicionalmente se incluyó la estación Laguna Verde (LVIG) que aunque tiene un acimut bastante diferente con el resto de las 8 estaciones, provee de un punto de comparación. La mayoría de los registros tienen cerca de 100 s a excepción de LVIG que cuenta con 135 s. Por otro lado, dada la ubicación del epicentro y la distribución de estaciones, dos de ellas (CUP5 y TNLP) tienen una distancia epicentral de 217 km, pero una sobre el EVT y la otra al sur del mismo. PLIG e IGUA muestran grandes similitudes entre sus trazas, lo que era de esperarse debido a su cercanía mutua. En ellas se puede identificar los modos fundamentales de Rayleigh y Love para periodos mayores a 5 s, en sus respectivos componentes. Entre 3 y 4 s de periodo, se observan pequeños trenes de onda. Al revisar detalladamente el componente transversal, las formas de onda de los pulsos que componen estos trenes se pudo determinar que sólo algunos de ellos presentan el desarrollo de una onda de Love. Al final de la coda de las señales procesadas en la misma banda de periodo, se observan con claridad ondas de Love de muy pequeña amplitud. No así con las ondas de Rayleigh (componentes vertical y radial), las cuales se pueden identificar con claridad (mayor amplitud y próximas a la parte más fuerte del registro) en la banda de periodo mencionada.

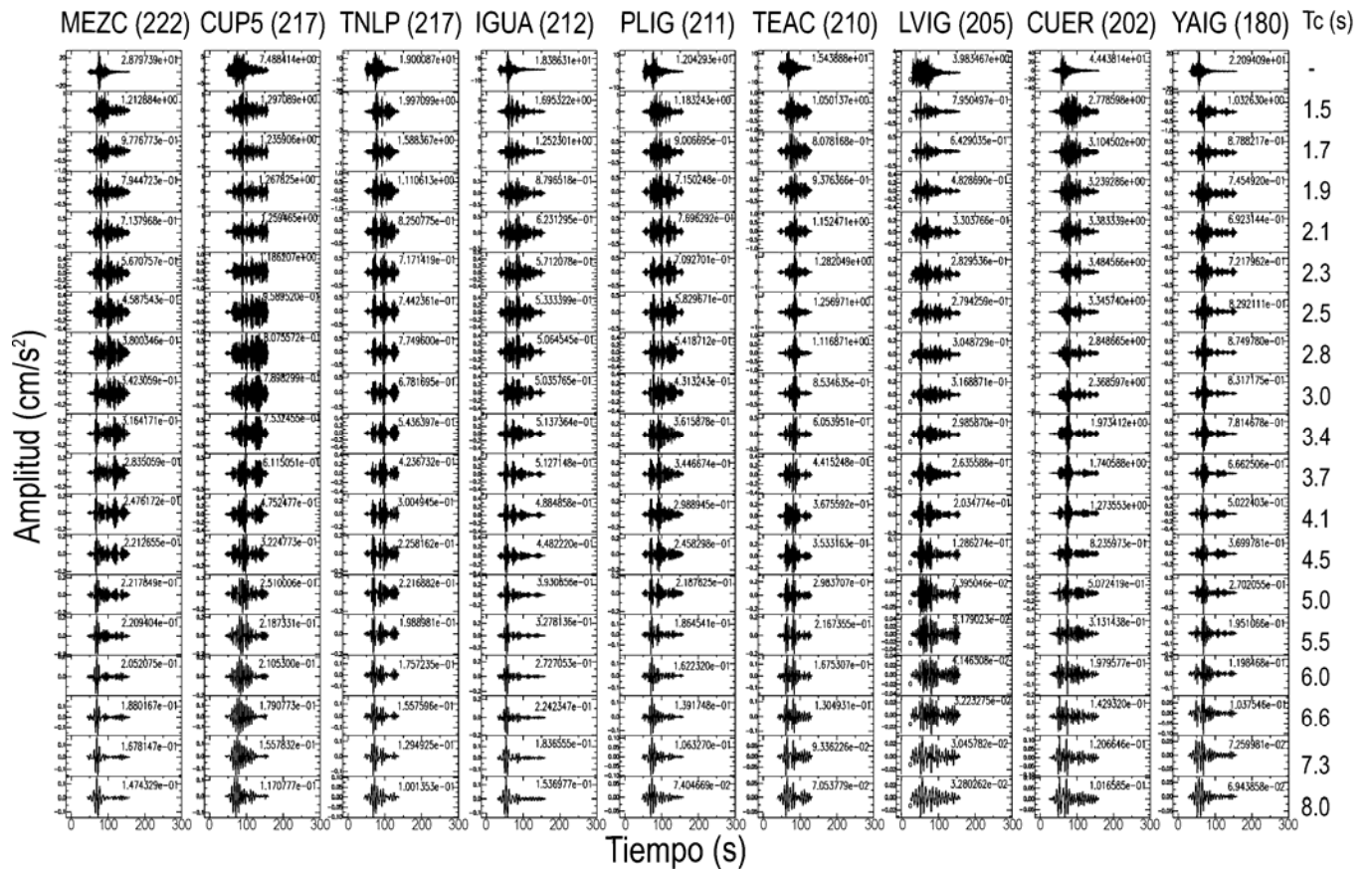


Fig. 3.34. Componentes verticales de las estaciones CUP5, YAIG y TNLP, correspondientes al evento del 15.06.1999. A la derecha aparece el periodo central (s) al cual fueron filtrados.

En la banda de 2 a 3 s, para PLIG e IGUA, también se observa que algunos de los pulsos que componen los trenes de onda corresponden a ondas de Rayleigh y Love. Las estaciones MEZC, TNLP, TEAC y YAIG, en general comparten similitudes como la clara identificación de pequeños trenes de onda de muy poca amplitud en las codas de los registros y que en algunos casos corresponde a ondas de Rayleigh y Love. Una diferencia observada en TEAC es la presencia en el componente transversal, en la banda de 3 a 4 s de periodo, de un tren de ondas de amplitudes iguales a las que se presentan en la parte intensa del registro filtrado (20 s después de este). Particularmente en YAIG su registro prácticamente comprende sólo la parte intensa del evento, pues en la coda los pulsos son muy pequeños. Para la banda de periodo de 3.5 a 5 s, los componentes radiales de MEZC y TNLP comparten un tren de ondas de amplitud ligeramente mayor a la que se presenta en la parte intensa del registro filtrado, pero que se presenta en una ventana mayor de tiempo (10 y 20 s, respectivamente). Estos trenes corresponden a ondas de Rayleigh.

Comparando las formas de onda de las estaciones TNLP y CUP5, ambas con la misma distancia epicentral, sobresale el hecho de que en el componente vertical de esta última, para la banda de periodo de 2.5 a 4 s, aparece un tren de ondas (alrededor de los 125 s en el tiempo) muy monocromático (Fig. 3.34) que no pudo ser relacionado con ondas de Rayleigh. En estas mismas estaciones, en los componentes radiales se observa una diferencia importante para periodos mayores a 4 s. En TNLP se presenta un solo pulso de Rayleigh que se propaga desde la fuente. En CUP5 se observa un paquete de ondas, que se presenta inmediatamente después del pulso de Rayleigh (modo fundamental). Este paquete de ondas ocupa una ventana de tiempo de cerca de 30 s y no se relaciona con el movimiento de una onda de Rayleigh. En los transversales de estas estaciones, filtrados de 3 a 4.5 s de periodo, puede observarse alrededor de los 110 s en el registro, un paquete de ondas. En CUP5 este grupo alcanza el doble de amplitud que en TNLP. En ninguno de los dos casos es una onda de Love. En esta parte vale la pena destacar el hecho de que, a una misma distancia epicentral y para periodos del orden de entre los 5 a 8 s, las trazas en CUP presentan mayor cantidad de pulsos, algunos relacionados con ondas de Rayleigh o Love y otros simplemente como trenes de ondas. Ahora comparemos PLIG y CUER (211 y 202 km, respectivamente), la primera al sur del EVT y la segunda sobre éste. Al observar las trazas filtradas de esta última estación en periodos mayores a 6 s, también se distinguen en los componentes vertical y radial, paquetes de ondas que en PLIG no se observan y que no corresponden a una onda de Rayleigh. Como se comentó anteriormente, la estación IGUA, tiene una distancia epicentral equiparable a la de PLIG (212 km). Ambas estaciones están al sur del EVT y sus formas de ondas son muy parecidas entre sí, lo que permite corroborar las diferencias observadas en CUER y CUP5. Para esta parte se incluyó a la estación RITC. Las formas de onda en los tres componentes presentan importantes trenes de onda para periodos menores a 8 s. Estos trenes de onda tienen mayor amplitud en los horizontales para periodos menores a 6 s. Más aún, las amplitudes del componente transversal correspondiente a esta estación, son mayores a los otros dos componentes alrededor de los 4.5 s.

Trayectoria 5.

En esta trayectoria se emplearon los registros del evento 12 de la tabla 3.1 (30.09.1999). La duración de los registros sin filtrar está bastante completa. El registro más corto tiene 114 s (TEAC) y el más largo 230 s (IGUA, PLIG y YAIG). Al observar las formas de onda de los componentes vertical y radial (Fig. 3.35 y 3.36) pueden identificarse en todos los registros los modos fundamentales de ondas de Rayleigh, mientras que en el transversal se observan los modos fundamentales de las ondas de Love (Fig. 3.37). Para las estaciones ubicadas en el EVT los registros filtrados presentan pocos pulsos en la coda, la mayoría de pequeñas amplitudes, independientemente de la banda de frecuencia analizada. Sólo fue posible observar un tren de ondas importante, después de la parte intensa del registro, en la banda de 6 a 8 s de periodo. Este pulso corresponde a una onda de Rayleigh y su amplitud es un 25% menor al del modo fundamental. Un pulso semejante pudo ser identificado en PLIG pero de una amplitud más pequeña. En las estaciones PLIG, YAIG y TEAC, para la banda de 1.5 a 4 s, con amplitudes del orden de 1 gal. Las formas de onda de los componentes verticales observados en esta trayectoria también muestran una amplificación que es mayor en las estaciones CUP5 (438 km) y CUER (409) y que paulatinamente disminuye conforme las estaciones están más al sur (Fig. 3.38).

En la figura 3.38 se muestra la localización del evento del 30.09.1999 (Evento 12), las estaciones seleccionadas y los componentes verticales correspondientes filtrados en pasabandas de 3.5 a 6 s, con un filtro butterworth. A un lado de cada estación se presenta la traza filtrada correspondiente, con la misma escala común (de ± 1 gal). En dicha figura es posible observar que el registro en MEZC es el de amplitudes más pequeñas, excepto respecto a LVIG. Claramente se aprecia que la amplificación se presenta a partir de PLIG y va incrementándose hasta alcanzar las amplitudes máximas en CUP5. Comparando esta trayectoria de propagación con el trayecto fuente-LVIG, destaca el hecho de que las amplitudes registradas en esta estación son las más pequeñas que MEZC, lo que es congruente con el decaimiento de la amplitud en función del incremento de la distancia. Así pues, el registro en MEZC es mayor que en LVIG, pero menor que en el resto de las estaciones de la línea analizada, lo que podría explicarse por la posición que guarda LVIG respecto al EVT (fuera de éste, de acuerdo con Pardo y Suárez, 1995) y a un trayecto epicentro-estación con poca variación en la estructura cortical.

En lo que se refiere a los registros radiales de las estaciones CUER y CUP5, tampoco presentan pulsos importantes en las codas y los cuales no corresponden a ondas de Rayleigh. En el componente radial de los registros observamos un comportamiento muy parecido al vertical para todas estaciones excepto en PLIG y YAIG. En estas estaciones se observan trenes de ondas monocromáticas para periodos entre 6 y 8 s. Estos trenes de onda ocupan una buena parte del registro (más de 50 s de la duración).

Los componentes transversales tienen mucho menor número de pequeños trenes de onda y con mucho menor amplitud en la mayoría de las estaciones e independientemente de la banda de periodos analizada. Sin embargo en CUP5, para periodos menores a 6.5 s, los trenes de onda se observan con amplitudes importantes, a veces mayores que los que se presentan en la parte intensa del sismo. Las amplitudes máximas de éstos trenes de onda se presentan alrededor de los 3 s, inclusive respecto a los otros dos componentes (cerca del doble, 2 gals).

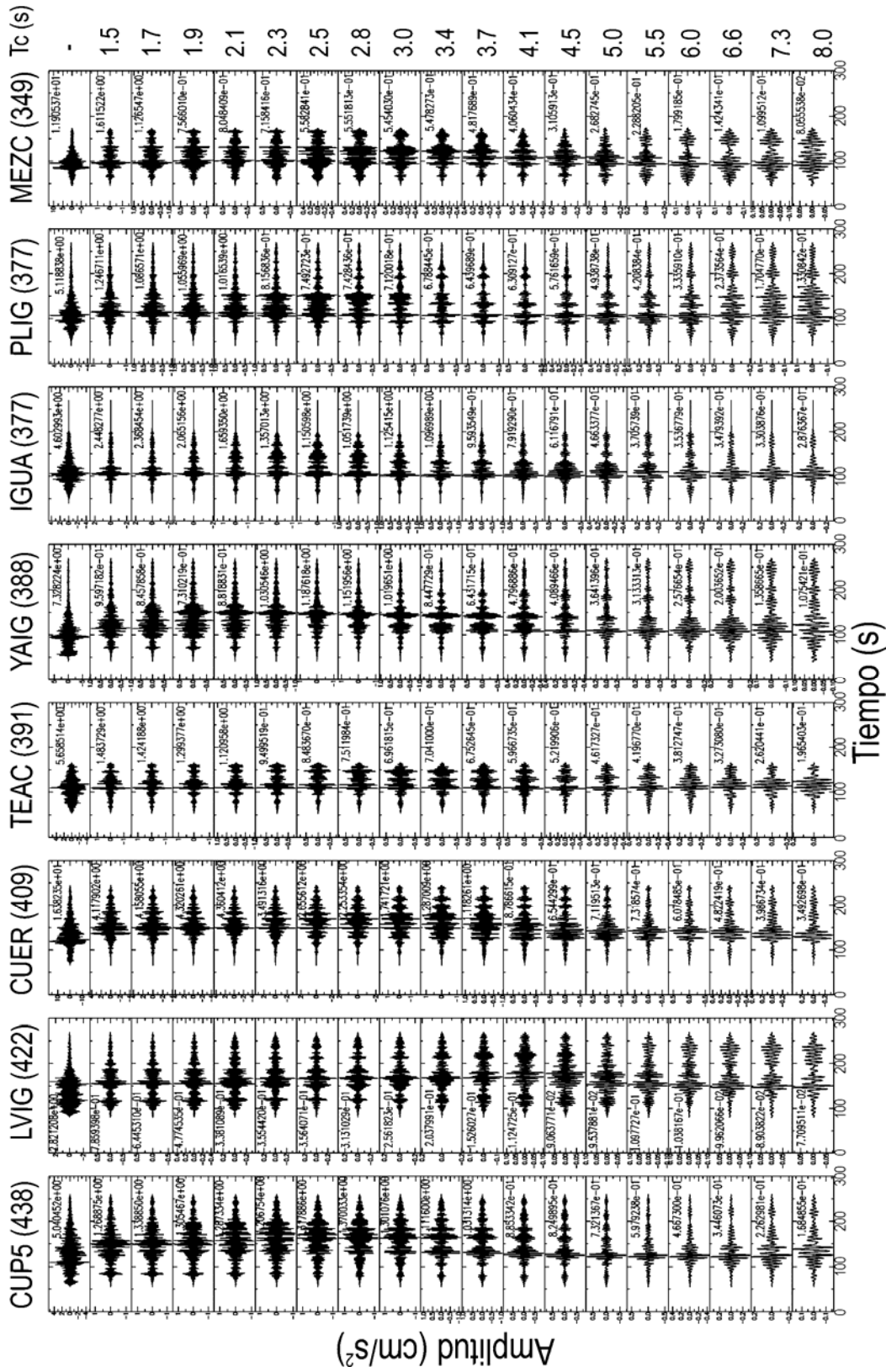


Fig. 3.35. Componentes verticales del evento del 30.09.1999, filtradas en diferentes periodos centrales (columna derecha). La estación correspondiente se muestra en el renglón superior con su distancia epicentral en km.

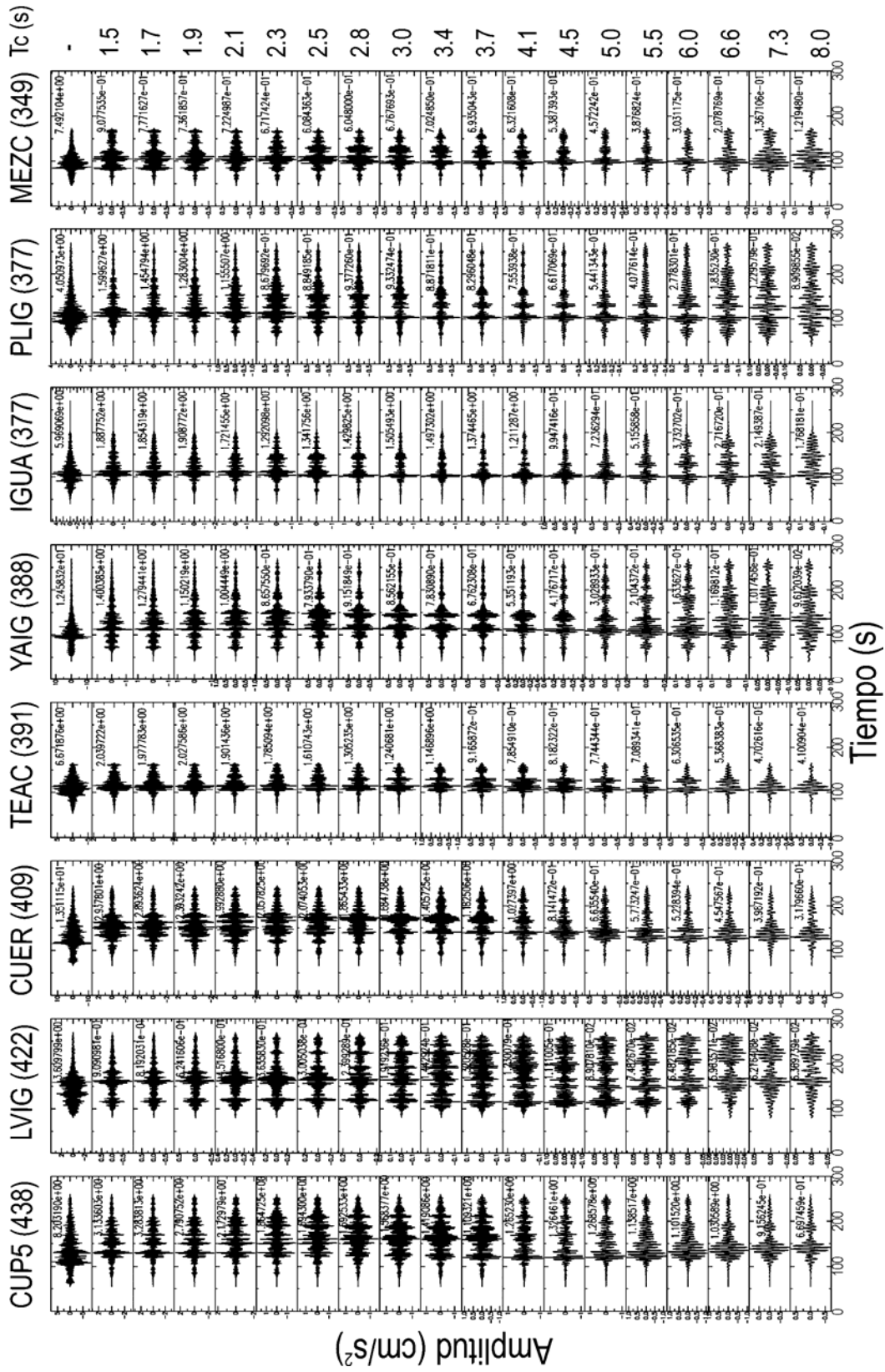


Fig. 3.36. Componentes radiales del evento del 30.09.1999, filtradas en diferentes periodos centrales (columna derecha). La estación correspondiente se muestra en el renglón superior con su distancia epicentral en km.

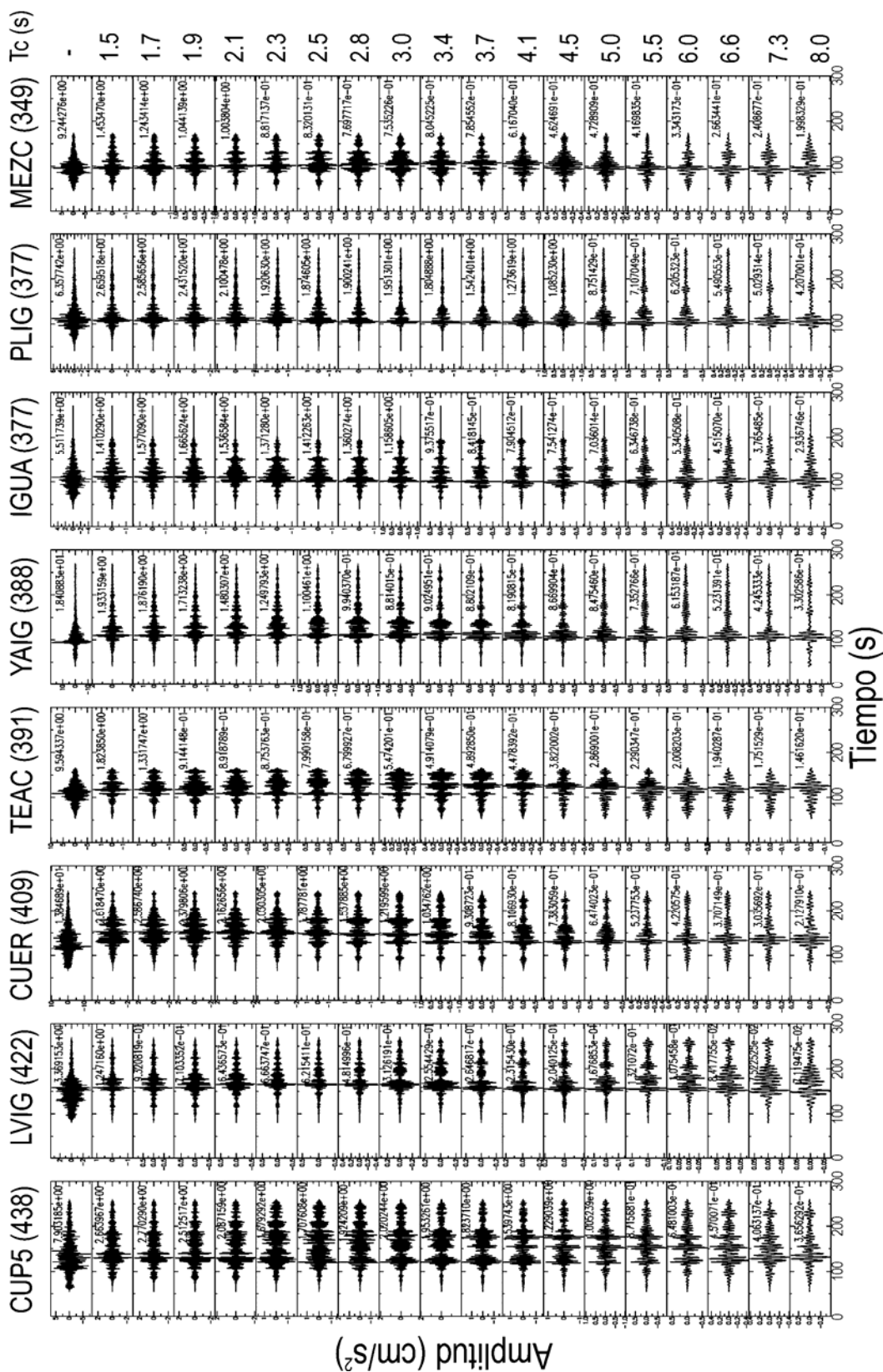


Fig. 3.37. Componentes transversales del evento del 30.09.1999, filtradas en diferentes periodos centrales (columna derecha). La estación correspondiente se muestra en el renglón superior con su distancia epicentral en km.

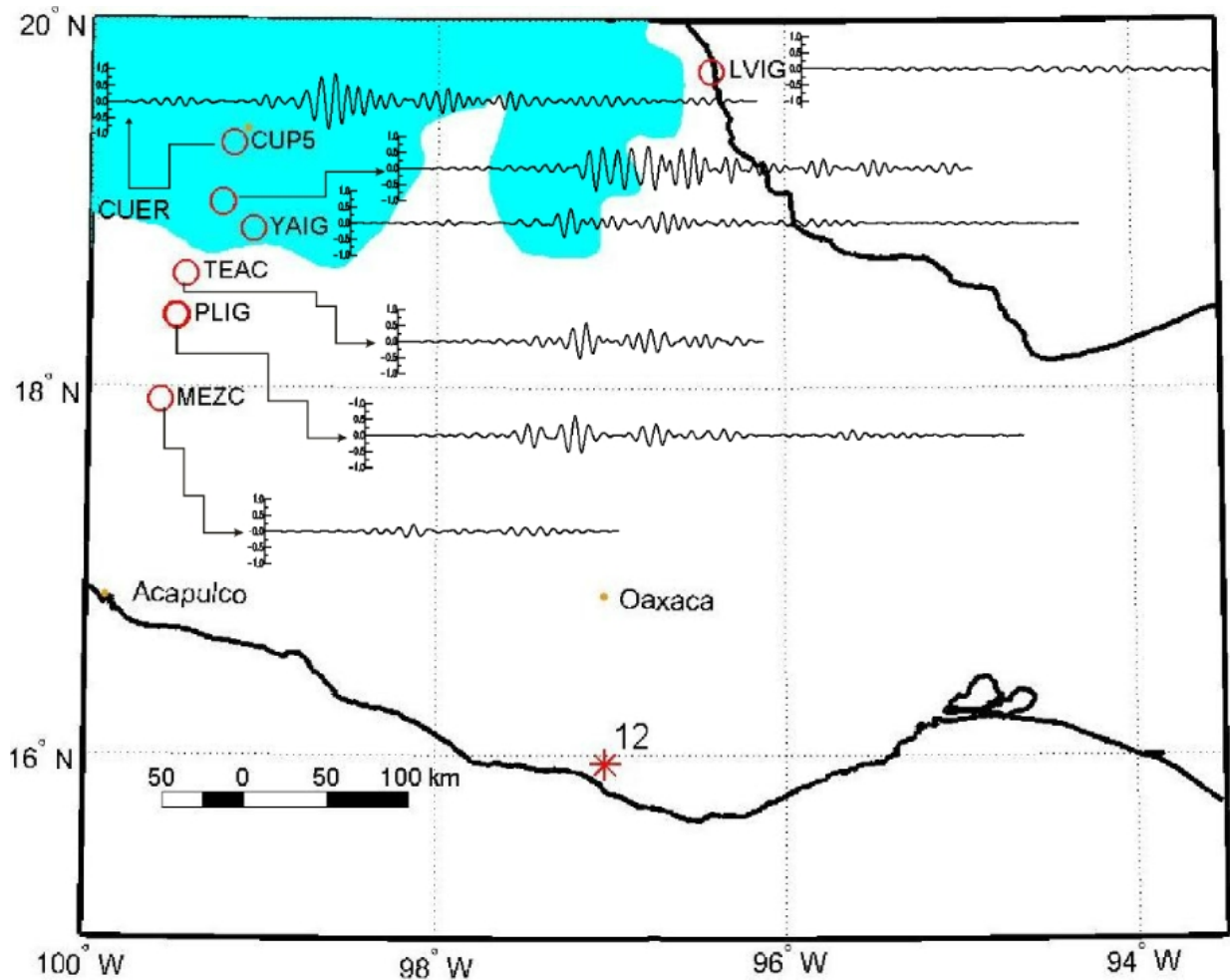


Fig. 3.38. Distribución de estaciones (círculos) y evento del 30.09.1999 (asterisco). Se muestran los componentes verticales en escala común (± 1 gal), filtrados entre 3.5 y 6 s de periodo. La zona sombreada representa al EVT.

III.3.1. Discusión acerca de las formas de onda.

Las formas de onda muestran que algunos pulsos observados en TXCR, CUER y CUP5, estaciones localizadas en roca y sobre el EVT, no se desarrollan en estaciones fuera del EVT. Debe señalarse que no se trata de trenes de onda o pulsos que estén relacionados con efectos de sitio pues los que a través de este análisis cualitativo de ondas identificamos, en su mayoría corresponden a periodos mayores a 6 s, tal y como se observa en la trayectoria 4. Adicionalmente, están las amplificaciones observadas en TXCR en periodos menores a 4.5 s, estación empleada de referencia (cimentada en roca) y que por tanto no debería presentar amplificación en dicho rango de frecuencias.

Puede observarse que en estaciones como RITC, cimentadas en sitios firmes (roca) presentan los mismos trenes de onda observados en CUER y CUP1-5. Dichos trenes se identificaron también en estaciones mucho más lejanas a la capital del país, pero también dentro del EVT (e. g. RITC, trayectoria 2, EW). Lo anterior sugiere que los trenes de onda observados en diferentes eventos en CUP1, CNPJ y CUER podrían atribuirse a efectos regionales a gran escala y no solo del valle de México. Otra evidencia relacionada a este caso es, que si la amplificación observada en estaciones dentro del EVT se debiera a un efecto exclusivo del valle de México, entonces la amplificación observada en los componentes horizontales debería ser igual entre ellos, sobre todo en periodos largos. Es decir, que las formas de ondas de estaciones en el valle de México deberían ser muy similares a las que se presentarían en estaciones dentro del EVT pero fuera del valle. Esto sugiere que la estructura cortical no tiene las mismas características en dirección Norte-Sur que en la Este-Oeste. También sugiere que cuando el componente del movimiento tiene “perpendicularidad” con la frontera sur del EVT las trazas presentan menos trenes de onda en las codas observadas.

Una característica consistente de las trayectorias analizadas (e. g. CUER, 5.5 a 6.5 s, TR 2, EW) es que el componente transversal era mayor que los otros dos, hasta en un factor de 2 con respecto al radial y aún mayor en el vertical. Esto refuerza nuestra observación anterior en el sentido de que la dirección de propagación fuente-centro de México resulta importante en la generación de amplificaciones y trenes de onda. Si la presencia de pulsos está en función de la dirección de propagación, entonces la estructura cortical no tiene las mismas características en dirección Norte-Sur que en la Este-Oeste, en el orden de los 15 km (considerando una velocidad de grupo de 3 km/s y un periodo de 5).

Otra observación es que al parecer, el efecto de amplificación se va presentando gradualmente de Sur a Norte. Véanse por ejemplo los componentes verticales de los registros en MEZC, IGUA, CUER y CUP4, para la trayectoria 2, S-N. En ellos se aprecia el efecto descrito para los periodos mayores a 2.5 s. Refuerza esta observación el comportamiento de las amplitudes de los componentes radiales filtradas en la banda de 2 a 6 s, los cuales son mayores en CUP1 y su magnitud va disminuyendo conforme acerca a la costa del pacífico. Otro ejemplo de amplificación en función de la distancia epicentral, se observa en la trayectoria 5, en la que se observa que siguiendo una trayectoria sur-norte, cruzando el EVT se presentan amplificaciones desde PLIG y alcanza sus amplitudes máximas en CUP5.

También es importante resaltar que se observa evidencia de la generación de ondas de Rayleigh en el trayecto epicentro-estación (e. g. TR2, E-W). Estos pulsos se presentan en trayectorias hacia el EVT. Para este caso se observaron dos pulsos en una banda de periodos que depende de la trayectoria. El primero de los pulsos puede inferirse que se produce en la fuente. El segundo de los pulsos tiene una velocidad menor al primero y si se originara en la fuente necesitaría mayor tiempo de propagación, lo que implicaría que el pulso se originara antes del inicio del evento (situación que es inadmisibles). Evidentemente esta es una situación imposible, por lo que la explicación más congruente es que este segundo pulso se haya generado durante el trayecto epicentro-estación.

III.4. Análisis de la dispersión.

Las ondas superficiales se caracterizan por la dependencia de su velocidad en función de su frecuencia y de su longitud de onda. A esta variación de la velocidad con la frecuencia o la longitud de onda se le denomina dispersión. En una onda afectada por dispersión, distintas longitudes de onda se propagan con diferentes velocidades apareciendo como un tren de eventos, cuya frecuencia varía. Mediante los análisis de dispersión es posible determinar la velocidad de grupo (U) en función del periodo (T).

Una manera de calcular la dispersión es mediante la Técnica de Filtrado Múltiple (MFT) de Dziewonski *et al.* (1969) que permite graficar la energía de una señal como función de la velocidad de grupo y del periodo. Las trazas son filtradas en pasabandas, en una banda relativamente angosta. Luego se calcula la envolvente de la traza filtrada y se determina el valor máximo de ésta. Debido a que es conocido el tiempo en que se presenta ese máximo, así como la distancia epicentral, es posible determinar la velocidad de grupo. En el presente análisis empleamos los programas de Herrmann (1987) que permiten determinar hasta cuatro máximos de la envolvente en una misma banda de periodos. Cada uno de los máximos se grafica en un plano T (abscisas) contra U (ordenadas). Diferentes símbolos indican, para cada valor de periodo, la velocidad de grupo para la cual la amplitud es máxima. Así pues, en caso de existir más de un pulso del mismo periodo, cada uno de éstos se propagará con una velocidad de grupo y por tanto se observará más de un máximo (en la gráfica T-U) en un mismo periodo. A la derecha de cada plano T-U se muestran dos columnas en las cuales se grafica el acelerograma correspondiente del cual se analiza la dispersión. La columna derecha muestra el acelerograma completo empleado. La columna de la izquierda muestra el mismo acelerograma pero ubicado en el tiempo, de tal manera que es posible determinar la velocidad aparente con la que propaga un pulso dado (conociendo la distancia epicentral y el tiempo en que se presenta un pulso). El máximo de la envolvente de este acelerograma, filtrado según se mencionó, se plasma en el plano T-U. La posición de este máximo respecto al eje U, indica la velocidad de propagación de la envolvente. Ahora bien, dado que el acelerograma de la columna izquierda está alineado en el tiempo, el máximo de la envolvente presenta la misma posición (en el eje U) que el punto del acelerograma en el que determinó dicho máximo. Esto es que posición de los máximos indican también el lugar en que se encontró éste en el acelerograma. Con este esquema puede ubicarse el pulso de periodo T que viaja a velocidad U.

Hasta cuatro pulsos (correspondientes al máximo de una envolvente) de periodo T pueden ser observados con sus respectivas velocidades. Entre mayor sea la diferencia de U para cada uno de los máximos, mayor será la ventana de tiempo que ocupen en el registro. Si sólo es posible observar un máximo de la envolvente, entonces la gráfica será una curva bien definida.

En esta etapa del trabajo se analizaron los tres componentes del movimiento registrado en las estaciones seleccionadas (tablas 3.1 y 3.2), en el rango de periodo (T) de 1 a 10 s. El rango de la velocidad de grupo (U) empleado para este trabajo es de 2 a 5 km/s. Se realizó una comparación de curvas T – U de las tres componentes de la misma estación. Posteriormente se

comparó una misma componente entre las curvas obtenidas para las estaciones de una misma trayectoria. Finalmente se compararon los resultados entre trayectorias.

Una observación en todos los diagramas de las estaciones seleccionadas, es que las curvas T – U de las componentes radial y vertical de una misma estación son muy parecidas entre sí. Esta semejanza no se presentó en las curvas T – U de la componente transversal.

Con lo que respecta a la trayectoria 1, no fue posible emplear las curvas de dispersión del sismo del 17.07.1998 debido a la mala calidad de las mismas. Es posible que la magnitud y la profundidad del evento ($M_c = 4.6$, 27 km) no hayan permitido observar con claridad la distribución de velocidades de ondas superficiales. Con el evento del 31.05.1990 (Fig. 3.39) las curvas de dispersión se observan con claridad en todo el rango de periodos analizado, pero con la presencia de más de un máximo en periodos menores a 4.5 s. En la estación IGUP, los rangos de velocidades de dichos máximos están entre 2.5 y 3.5 km/s. Para CUP1 el rango de velocidades es menor (de 2.9 a 3.70 km/s), pero también se presenta en periodos menores a 4.5 s.

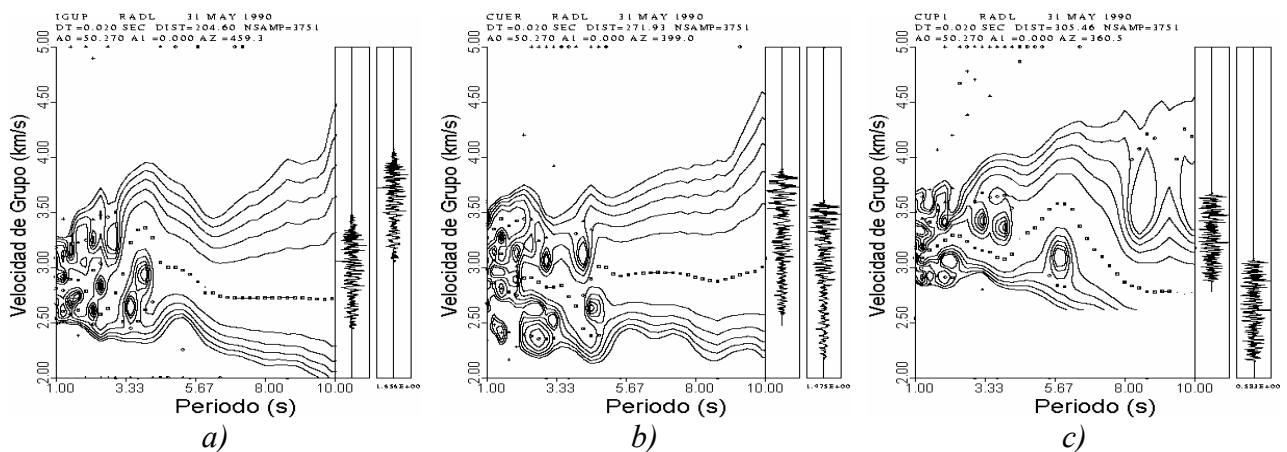


Fig. 3.39. Curvas de dispersión del evento del 31.05.1990, componentes radiales de las estaciones a) IGUP, b) CUER y c) CUP1.

En la trayectoria 2, el desarrollo de las curvas de dispersión varía según el sismo analizado. Para el evento del 23.05.1994 (Fig. 3.40) el comportamiento observado en MEZC y TNLP es de una curva bien definida, sobre todo en los componentes vertical y radial. Para las estaciones IGUA, CUER y CUP1 se observa un sólo máximo de velocidad para cada periodo analizado en periodos mayores a 3.3 s. En periodos menores, las velocidades de propagación varían de 2 a 3.3 km/s y una ventana mayor de tiempo. Para el evento del 11.01.1997, los contornos de la gráfica de CUP5 en periodos entre 1.0 y 4.5 s, indican que existen contribuciones con amplitudes semejantes entre sí, que llegan a la estación con velocidades de grupo que varían entre 2.2 y 3.2 km/s (figura 3.41). Sin embargo, para las estaciones RITL y CUER, la velocidad de grupo varía en un rango menor, de 2.9 a 3.4 km/s y de 2.9 a 3.2 km/s, respectivamente.

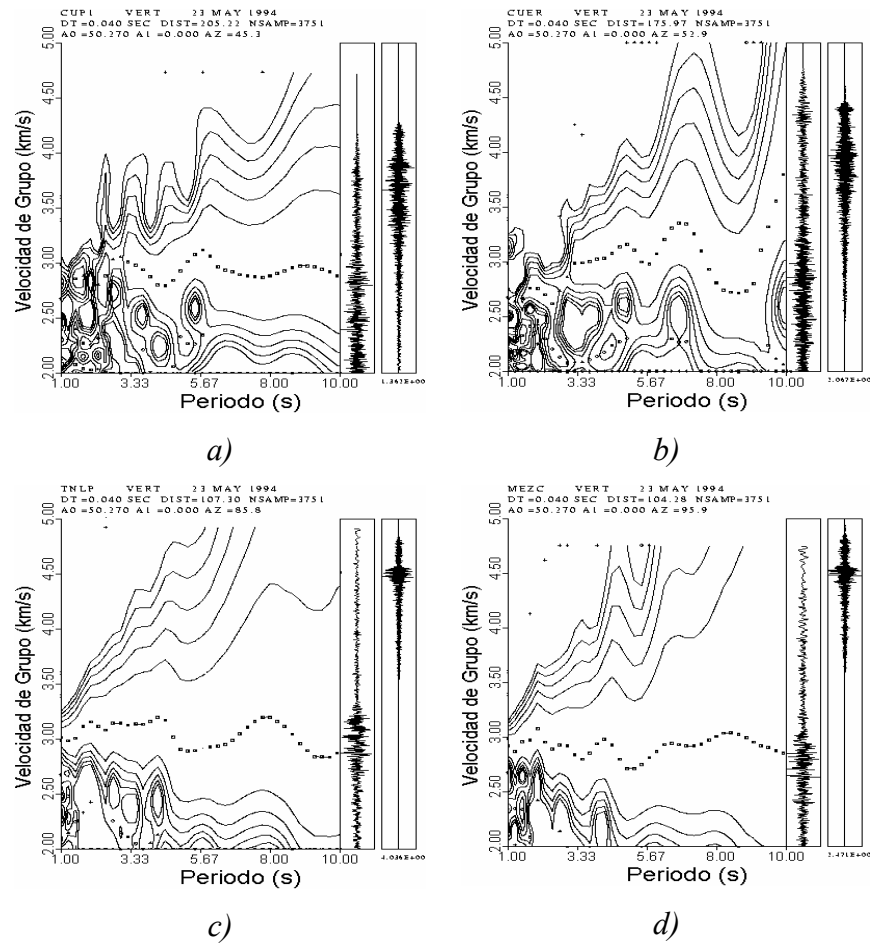


Fig. 3.40. Curvas de dispersión, componente vertical, para el evento del 23.05.1994 de las estaciones a) CUPI, b) CUER, c) TNLP y d) MEZC.

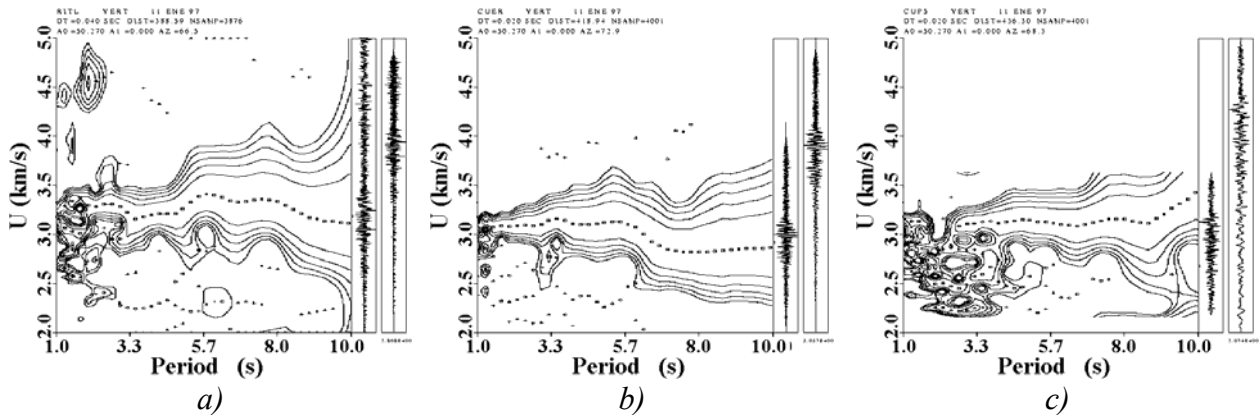


Fig. 3.41. Curvas de dispersión, componente vertical, para el evento del 11.01.1997 de las estaciones a) RITL, b) CUER y c) CUP5.

Con lo que respecta a la trayectoria 3, también son varios los comportamientos observados en función del sismo analizado. La figura 3.42 muestra los diagramas T – U obtenidos para las componentes verticales registradas en las estaciones TEAC, CUER y CUP1 para el segundo evento del 15 de mayo de 1993. Para periodos mayores a 5 s, todos los diagramas son similares para estos tres registros los cuales están dominados por el modo fundamental de ondas de Rayleigh propagándose desde el epicentro. Para periodos menores de 5 s, pueden observarse diferencias significativas entre los diagramas. Por ejemplo, en el rango de periodo entre 1 y 3.3 s, TEAC muestra contornos que se concentran en un rango de velocidad de grupo entre 3.1 y 3.7 km/s. En CUER, para este mismo rango de periodos, los máximos aparecen distribuidos en un rango mayor de U (entre 2.6 y 3.9 km/s). Esto sugiere que distintos arribos, a diferentes tiempos, contribuyen a la energía en esta banda de periodo. Esta hipótesis es respaldada por los resultados para CUP1, donde tres arribos distintos son identificados: uno con velocidad de grupo entre 2.6 a 2.8 km/s, otro con velocidad cercana a los 3.3 km/s y uno más con velocidad de grupo mayor a 3.5 km/s. La ausencia de estos arribos en TEAC sugiere que éstos fueron generados en alguna parte entre TEAC y CUER.

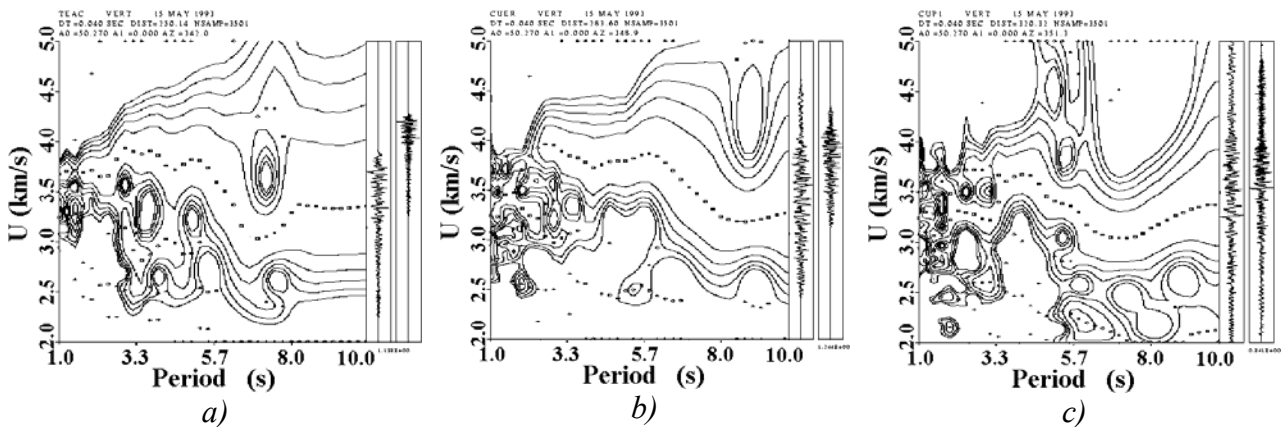


Fig. 3.42. Curvas de Dispersión del evento del 15.05.1993,2, correspondientes a los componentes verticales de las estaciones a) TEAC, b) CUER y c) CUP1.

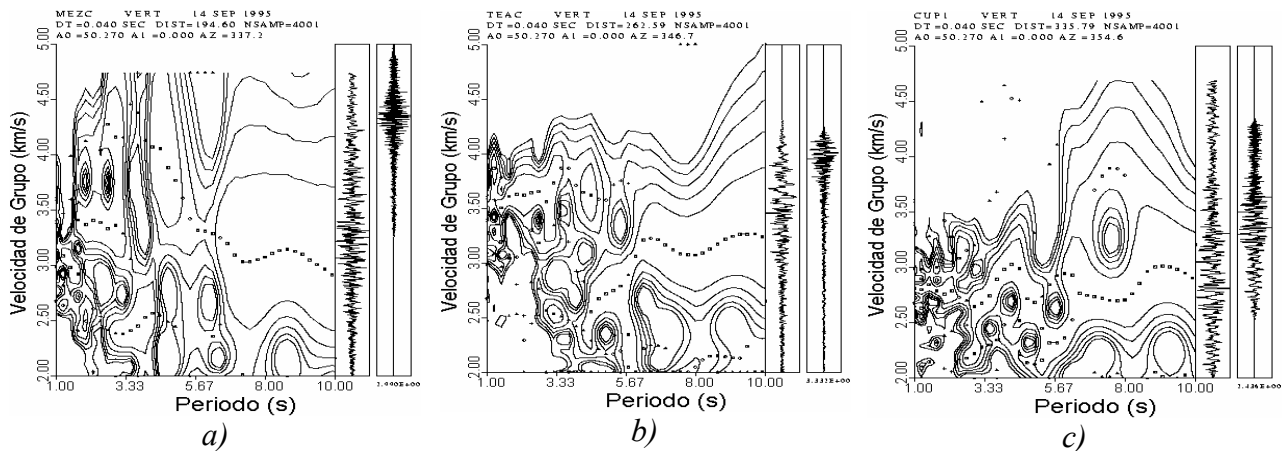


Fig. 3.43. Curvas de Dispersión del evento del 14.09.1995, correspondientes a los componentes verticales de las estaciones a) MEZC, b) TEAC y c) CUP1.

Continuando con la misma trayectoria, las curvas de dispersión del evento del 14.09.1995 muestran menor claridad a los otros eventos (Fig. 3.43). Más aún, las curvas correspondientes a MEZC (estación más cercana al epicentro y fuera del EVT) son las que presentan los máximos en un rango mayor de velocidades en periodos menores a 2 s (de 2.5 a 3.3 km/s). A pesar de ello, el rango de periodos a partir del cual se observan con menor claridad los máximos es igual para todos (6 s). La figura 3.43a muestra la curva de dispersión del componente vertical correspondiente a MEZC, donde se observa que para periodos menores a 6 s, se presentan 3 líneas de valores máximos (a 2.5, 3.5 y 4.0 km/s). Es muy probable que la línea de máximos cercana a los 2.5 km/s correspondan al modo fundamental de ondas de Rayleigh, mientras que los otros dos sean modos superiores del mismo tipo de onda, razón por la cual no alcanzarían a registrarse en las estaciones localizadas más al norte. Esto sugiere que estos modos superiores se generaron al sur de MEZC.

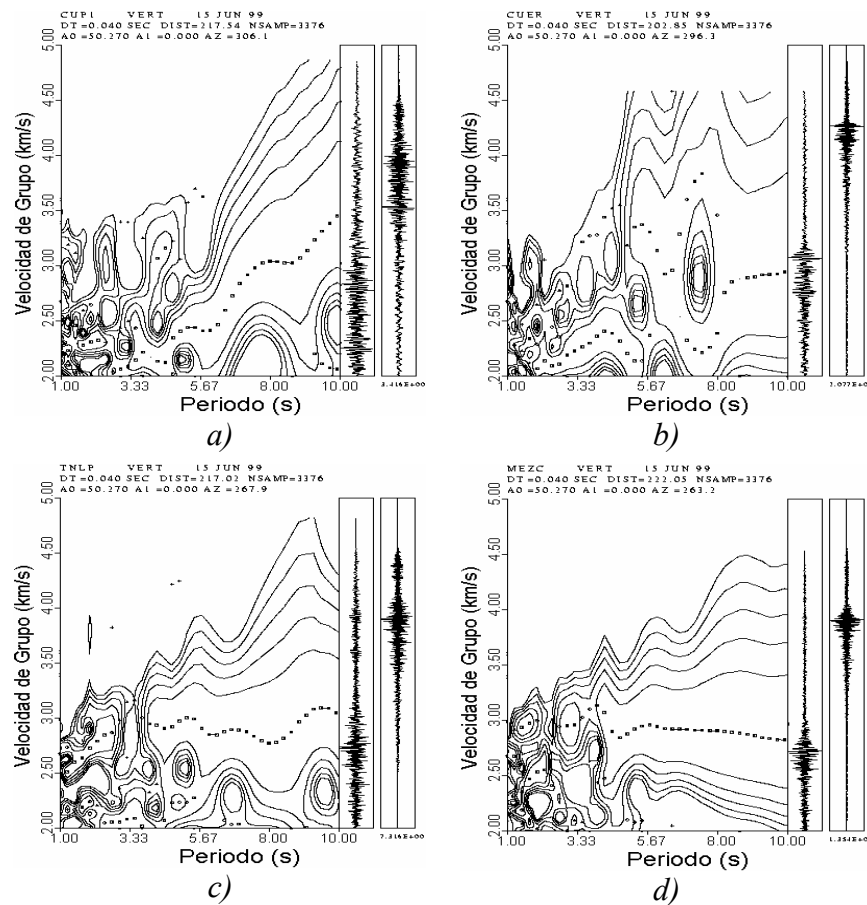
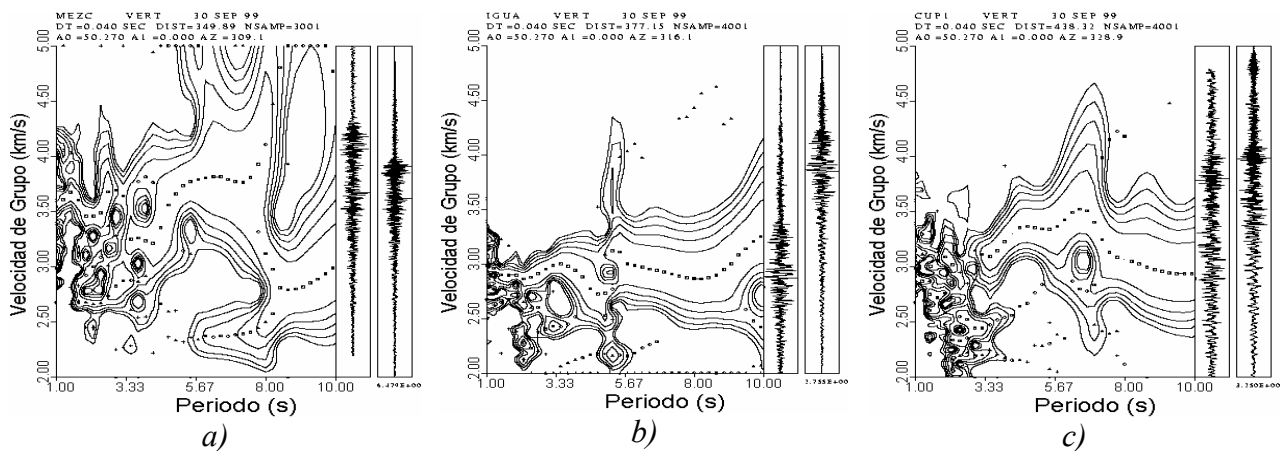


Fig. 3.44. Curvas de dispersión, componente vertical, para el evento del 15.06.1999 de las estaciones a) CUP1, b) CUER, c) TNLP y d) MEZC.

La figura 3.44 muestra curvas de dispersión de cuatro estaciones de la trayectoria 4 (un sólo evento, 15.06.1999). Las estaciones CUP5 y CUER se ubican sobre el EVT, mientras que TNLP y MEZC se ubican fuera. Las curvas T-U de las primeras dos estaciones (Fig. 3.44 a y b) presentan velocidades cercanas a 2.2 km/s en periodos menores a 5 s y que para periodos

mayores se incrementan gradualmente hasta alcanzar valores cercanos a los 3 km/s en 10 s de periodo. Con lo que respecta a las curvas de TNLP y MEZC, también muestran un comportamiento semejante entre sí (Fig. 3.44 c y d). El desarrollo de sus respectivas curvas de dispersión es muy claro en todo el rango de periodos analizado. Particularmente llama la atención el caso de las estaciones TNLP y CUP5, las cuales se encuentran a una misma distancia epicentral (217 km). La curva de dispersión de TNLP puede apreciarse con mucha claridad en todo periodo analizado, a pesar de la presencia de una serie de máximos cercanos a los 2 s (Fig. 2.44c). La curva de la estación CUP5 puede observarse bien para periodos mayores a 3 s. En periodos menores las velocidades tienen una variación mayor (entre 2 y 3.4 km/s). Esta diferencia en los rangos de periodos y de velocidades, es una evidencia de las variaciones que causa la estructura del EVT en la propagación de las ondas superficiales.



Para la trayectoria 5 (un solo evento, 30.09.1999), nuevamente observamos diferencias importantes entre las curvas correspondientes a estaciones sobre y fuera del EVT. La curva de la estación MEZC muestra la presencia de máximos en una ventana mayor de tiempo (Fig. 3.45), comparadas con las de CUP1 e IGUA. En periodos comprendidos entre 4 y 8 s se presentan dos grupos de máximos (en una línea cada uno), el primero con velocidad cercana a los 2.4 km/s y el segundo cerca de los 3.7 km/s. Estas dos líneas de máximos se ajustan bastante bien a los modos fundamental y segundo de ondas de Rayleigh del modelo propuesto por Campillo *et al.* (1996), lo que puede compararse con la figura 3.46. Este ajuste demuestra que las dos líneas de máximos descritas anteriormente corresponden al modo fundamental y a un modo superior. Observando la figura 3.45b, se observa que el modo superior no logra ser identificado. El desarrollo de la curva de la estación IGUA correspondería entonces al modo fundamental de ondas de Rayleigh. En esa misma figura se aprecia que los máximos graficados definen con claridad la curva T – U. Con lo que respecta a la estación CUP1 (Fig. 3.45c), se observan valores de velocidad de entre 2 y 3.4 km/s en periodos menores a 3.3 s. Esta distribución de máximos no se observa en las estaciones MEZC e IGUA, lo que podría deberse a arribos tardíos que se originan en el trayecto, particularmente entre IGUA y CUP1.

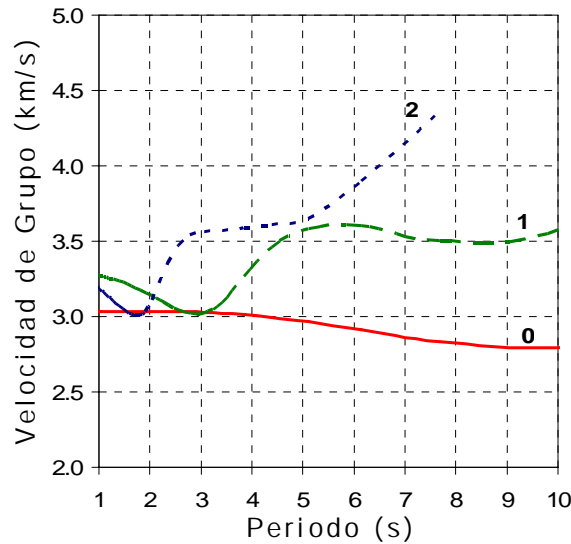


Fig. 3.46. Modos fundamental (0), primero (1) y segundo (2) de ondas de Rayleigh del modelo propuesto por Campillo et al. (1996).

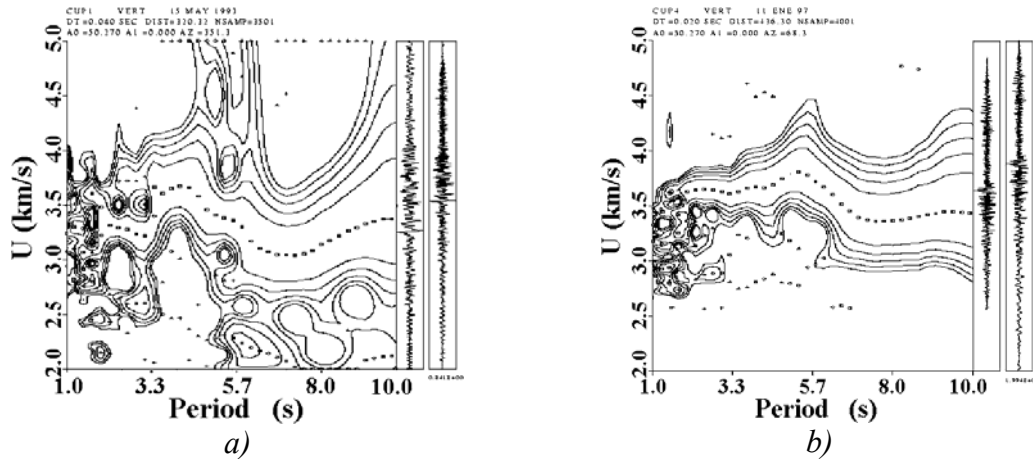


Fig. 3.47. Curvas de dispersión obtenidas de la MFT para el componente vertical de la estación CUP1, para dos eventos distintos: a) 24.10.1993 y b) 11.01.1997.

En lo que se refiere a diferencias entre trayectorias, la figura 3.47 muestra los diagramas T – U para dos eventos registrados en la estación CUP1, componente vertical. Uno de los eventos proviene del SSE (acimut reverso igual a 172.7°) con epicentro en las costas de Guerrero, mientras que el segundo tiene un acimut reverso de 249.5° . Los dos diagramas son similares para periodos mayores a 6 s y son muy diferentes para periodos menores. Los resultados para el evento del 11.01.1997, indican que para periodos entre 2 y 6 s, un solo tren de ondas contribuye con la mayoría de la energía para este registro, con velocidades de grupo que van de 3.8 km/s en 5.7 s hasta 3.6 km/s en 2 s. En periodos menores a éste, se observan en el registro muchas contribuciones diferentes con velocidades aparentes de entre 2.7 y 3.6 km/s. Los diagramas son muy diferentes para el evento del 24.10.1993. Para este evento, entre 2 y 6

s de periodo, la energía llega con velocidades de grupo que varían entre 2 y 4 km/s. Esto sugiere que el ángulo de incidencia de las ondas sobre el EVT es importante en la generación de pulsos difractados, pues las ondas sísmicas de eventos con acimuts reversos cercanos a los 270° (en relación con el centro del país) se distribuyen en una ventana menor de tiempo (Fig. 3.47).

Las curvas de dispersión muestran consistentemente que para periodos menores que un valor dado, dependiendo de la trayectoria analizada, para estaciones dentro del EVT, la energía llega durante una ventana mayor del tiempo. Para eventos con acimuts reversos cercanos a 180° (Línea de propagación de sur a norte) este periodo (al que denominaremos periodo crítico o T_{cr}) alcanza valores de 6 s, mientras que para el resto de las trayectorias este valor llega a ser de 3.33 y hasta de 4.5 s. Esto sugiere que el ángulo de incidencia de las ondas con respecto a la frontera sur del EVT tiene relación con la generación de pulsos de diferentes velocidades y que por tanto se observarán en las gráficas T-U.

III.5. Apilamiento de las curvas de dispersión.

La velocidad de grupo para periodos menores a 6 s muestra una gran variabilidad de un evento a otro. Con el propósito de obtener una estimación más robusta de U en este rango de periodo, hemos apilado los diagramas de dispersión obtenidos en la sección anterior. Este procedimiento permite enfatizar las características comunes entre varios diagramas T – U y eliminar aquellos detalles que no son consistentes para varios eventos. El apilamiento se realizó para todos los diagramas de dispersión que fueran similares par una misma estación y para los eventos de una misma trayectoria. Dada la similitud entre los componentes verticales y radiales, éstas se apilaron, mientras que las componentes transversales sólo se apilaron entre ellas, con el mismo criterio (una misma estación, varios eventos de una misma trayectoria).

eventos. El apilamiento se realizó para todos los diagramas de dispersión que fueran similares par una misma estación y para los eventos de una misma trayectoria. Dada la similitud entre los componentes verticales y radiales, éstas se apilaron, mientras que las componentes transversales sólo se apilaron entre ellas, con el mismo criterio (una misma estación, varios eventos de una misma trayectoria).

eventos. El apilamiento se realizó para todos los diagramas de dispersión que fueran similares par una misma estación y para los eventos de una misma trayectoria. Dada la similitud entre los componentes verticales y radiales, éstas se apilaron, mientras que las componentes transversales sólo se apilaron entre ellas, con el mismo criterio (una misma estación, varios eventos de una misma trayectoria).

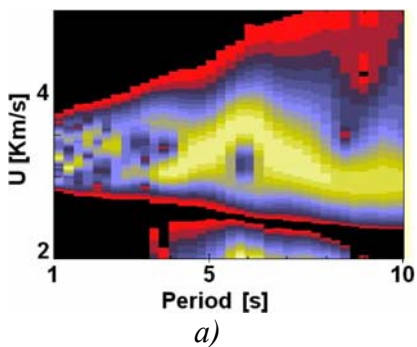


Fig. 3.48. Apilamiento de las curvas T-U de las estaciones CUP1, a) Trayectoria 1, b) Trayectoria 3 y c) Trayectoria 5.

Los diagramas apilados obtenidos para la estación CUP1 son similares con los correspondientes a CUER, excepto para el evento del 11.01.1997 (Fig 3.48 y 3.49). Para periodos mayores a un valor dado (al que denominamos periodo crítico o T_{cr}) los contornos en los diagramas T – U definen un valor único para U. Para periodos menores que dicho valor, los contornos definen varios máximos para cada periodo con amplitud similar. En el caso de la estación CUP1, T_{cr} es igual a 6.5 s para eventos de TR3, mientras que éste es 4 s para eventos de TR5 y finalmente 3.5 s para eventos de TR1 (Fig. 3.49). El apilamiento de CUP1, TR3, (Fig. 3.48b) destaca velocidades de grupo de 4 km/s y de 2.7 km/s, ambos cerca de los 6 s de

periodo. Esta diferencia de velocidades muestra que existen diferentes arribos de ondas de Rayleigh con el mismo periodo. Diferentes arribos con diferentes velocidades implican una mayor duración de los registros. Adicionalmente, de la figura 3.26 observamos que existe cierta similitud con las curvas T-U obtenidas de Campillo *et al.* (1996; Fig. 3.46), lo que podría deberse a la presencia de modos superiores en estaciones lejanas al epicentro. Sin embargo, en general los modos superiores no logran propagarse a gran distancia, lo que implicaría que éstos se generaran en el trayecto.

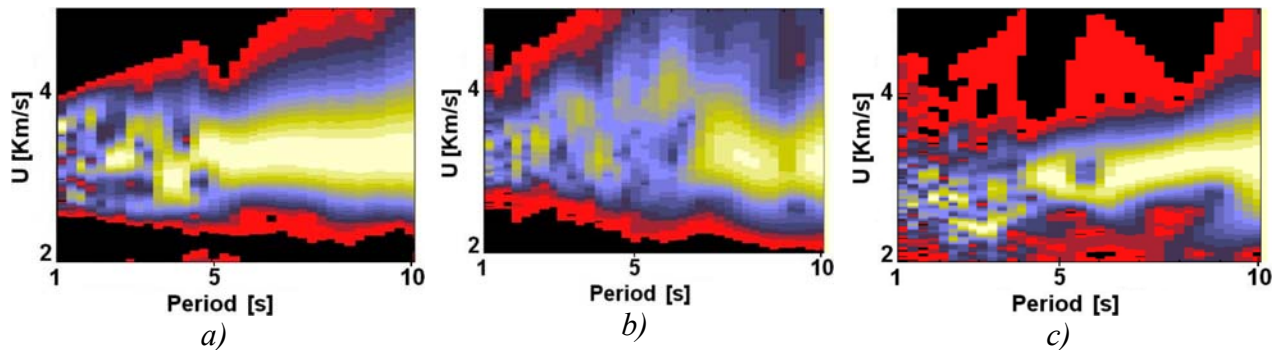


Figura 3.29. Apilamiento de las curvas T-U de la estación CUER, a) Trayectoria 1, b) Trayectoria 3 y c) Trayectoria 5.

La figura 3.28 muestra los diagramas de dispersión para la estación CUP1. Los diagramas mostrados son muy similares para periodos mayores a 6 s, independientemente de la trayectoria analizada. Para periodos cercanos a 5 s, la velocidad de grupo presenta valores cercanos a los 4 km/s. Estos valores son mayores que el resto de los máximos que se muestran en la misma curva. En las tres trayectorias mostradas no logra identificarse con claridad el valor de velocidad de grupo para periodos menores a un valor dado. Para TR3 el diagrama resultante del apilamiento muestra un valor único de U para periodos mayores a 6 s. Para TR1 y TR5, T_{cr} es cercano a 3.5 s (Fig. 3.48b). Esto muestra que la diferencia de acimuts de las trayectorias 3 y 5, no causa cambios significativos en la dispersión observada para CUP1. Obsérvese que los acimuts de TR1 y TR5 para CUP1 presentan simetría respecto a una línea imaginaria norte-sur (fig. 3.2). Por tanto, es muy probable que la estructura cortical entre el Pacífico y el centro de México, sea un medio más dispersivo para acimuts cercanos a los 180°. Al comparar las figuras 3.48 a, b y c se observa que en la segunda de ellas, alrededor de los 6 s de periodo, las máximas amplitudes en la gráfica se distribuyen en una ventana mayor de tiempo y por tanto presenta más variación en las velocidades de grupo. Al presentarse los valores de velocidad en una ventana de mayor tiempo es posible que cada velocidad corresponda a diferentes pulsos del mismo periodo, pero propagándose a diferentes velocidades. Otra posibilidad es que estos pulsos correspondan al mismo periodo y a la misma velocidad, pero que se hayan generado durante el trayecto epicentro-estación.

La figura 3.50 muestra las curvas de dispersión apiladas, componentes radial y transversal, que corresponden a las estaciones MEZC y TNLP para dos diferentes trayectorias. En esa figura se observan las velocidades de grupo con claridad en todo el rango de periodos analizados. En la figura 3.50b pueden apreciarse velocidades cercanas a los 4.4 km/s,

alrededor de los 7 s de periodo. Estas velocidades presentan una buena aproximación con el segundo modo de ondas de Rayleigh del modelo propuesto de Campillo *et al.* (1996; Fig. 3.46). Para a, b c y de la figura 3.50 pueden leerse con claridad las velocidades de grupo, en ventanas de tiempo pequeñas, lo que es una característica común en estaciones al sur del EVT. Comparando las figuras 3.48 y 3.49 con la 3.50, se observa que en CUP1 y CUER las velocidades en periodos menores a 6 s no se leen con claridad, mientras que para MEZC y TNLP existe menor incertidumbre en el mismo rango de periodos.

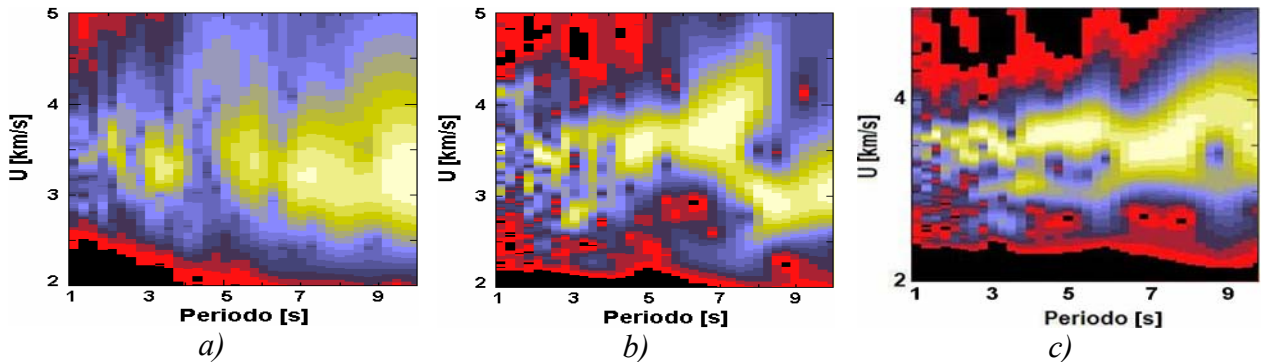


Fig. 3.50. Apilamiento de las curvas T-U de los componentes vertical y radial de a) MEZC, TR3; b) MEZC, TR5; y c) TNLP, TR5.

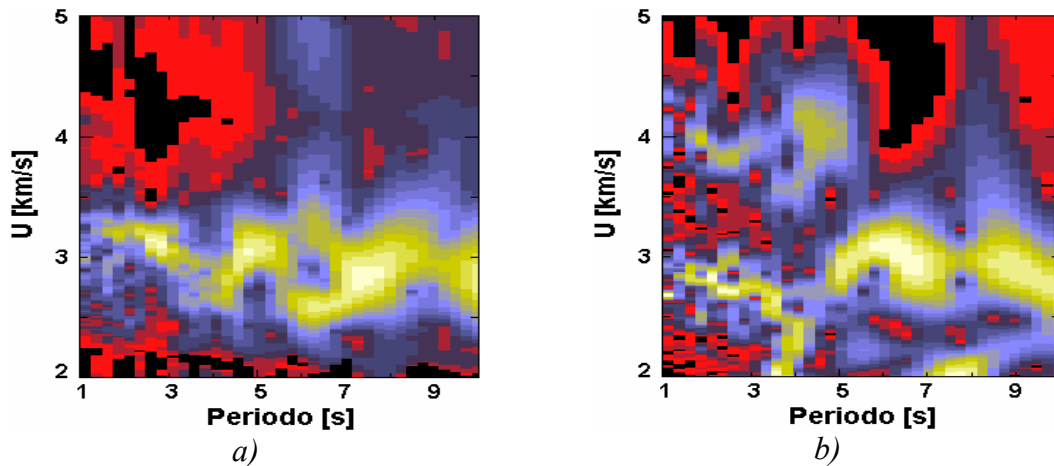


Fig. 3.51. Apilamiento de las curvas T-U obtenidas para el componente vertical y radial de TR3, para a) TXCR (tres eventos) y b) LVIG (un evento).

Con lo que respecta a la estación TXCR (fig. 3.51a), la curva apilada muestra con bastante claridad los valores de velocidad en función del periodo. A pesar de ello, también se observan dos velocidades de grupo alrededor de los 6 s de periodo. Para la estación LVIG, sólo un evento fue apilado.

III.6. Cocientes espectrales H/V.

Los efectos de sitio son causados por el contraste de impedancia entre un suelo muy suave sobre otro más firme. Cuando aflora roca no existe contraste de impedancia. Con la intención de verificar que nuestros resultados no han sido afectados por condiciones locales, se calcularon cocientes espectrales H/V de los registros empleados en el presente trabajo (Lermo y Chávez-García, 1993). En nuestro análisis descartamos las estaciones en las cuales sólo se tenía un registro. En cada registro se tomó la ventana de tiempo en la cual el movimiento sísmico presenta las máximas amplitudes. El espectro de amplitudes de Fourier, calculado para cada traza, fue suavizada mediante un filtro triangular de 5 puntos. Para cada estación se calculó el promedio los espectros de Fourier de los dos componentes horizontales y el resultado se dividió entre la amplitud del espectro del componente vertical. Posteriormente se promediaron todos los cocientes H/V de una misma estación. Los resultados se muestran en la figura 3.52, divididas en dos grupos de acuerdo con la localización relativa de las estaciones respecto al Eje Volcánico Transmexicano.

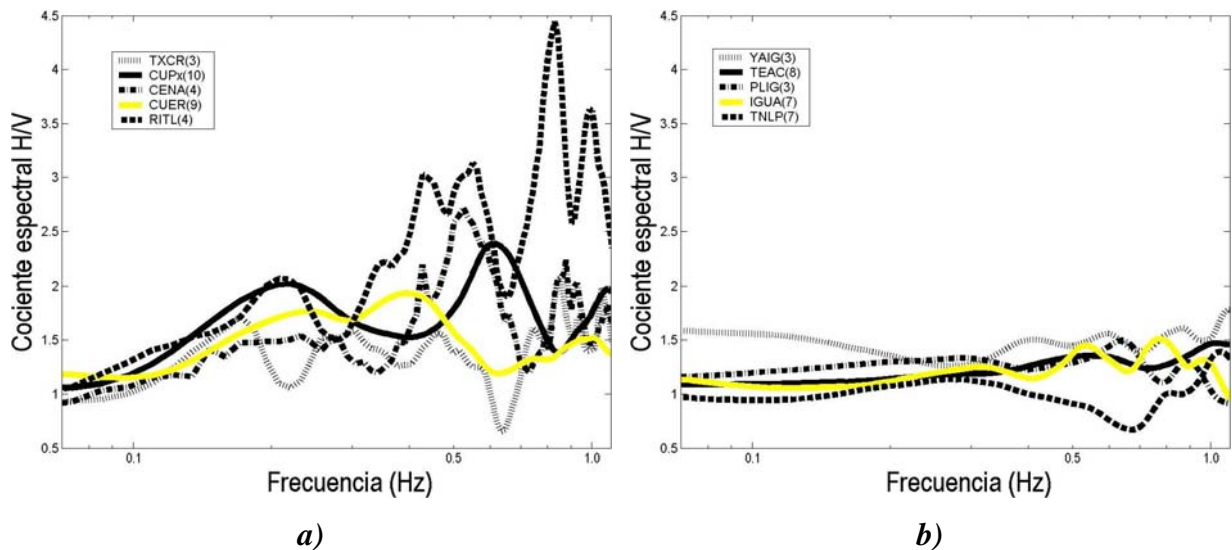


Figura 3.32. Promedio de los cocientes espectrales H/V para estaciones a) sobre el EVT y b) fuera del EVT. El número entre paréntesis (a la derecha del nombre de cada estación) proporciona el número de eventos que fueron promediados. CUPx indica las estaciones CUP1 a CUP5.

La figura 3.52a muestra los resultados para 5 estaciones cercanas a la ciudad de México. Esta figura muestra dos máximos en cada estación, con excepción de la estación TXCR. El primer máximo se observa alrededor de 0.2 Hz y el segundo en 0.47 Hz. Para la estación TXCR se observan valores H/V cercanos a 1 pero el cociente espectral se incrementa a 1.5 en 0.195 Hz.

Los cocientes H/V para las estaciones fuera del EVT se muestran en la figura 3.52b. El promedio de los cocientes espectrales H/V de la estación YAIG se incluyó en esta figura, debido a la similitud que guarda con los cocientes de las estaciones que se encuentran fuera del EVT. Esta similitud podría deberse a la cercanía de YAIG con la frontera sur del EVT.

Los resultados muestran que el promedio de cocientes espectrales son cercanos a 1 en todas las frecuencias analizadas en estaciones fuera del EVT.

Las figuras 3.52a y 3.52b muestran que existe amplificación en las estaciones localizadas en el EVT. Para las estaciones CUPx y CUER los resultados del análisis cualitativo de las formas de onda y de los cocientes espectrales H/V, muestran que la mayor amplificación se presenta entre 0.2 y 0.5 Hz. Todas las estaciones dentro del EVT, independientemente de las características del sitio, muestran un máximo entre 0.17 Hz y 0.33 Hz (figura 3.52a). Para 0.2 Hz, la velocidad de fase es cercana a los 3.2 km/s. Así entonces, la longitud de onda debería ser de alrededor de 16 km y no podría ser afectada por las condiciones de un sitio dado. Esa longitud de onda podría ser afectada por estructuras de dimensiones de ese orden kilómetros. Una estructura importante que tiene dimensiones capaces de modificar longitudes de onda de tal tamaño es el EVT. Esto sugiere que la amplificación observada en la figura 3.52a puede asociarse a un efecto regional, probablemente causado por la presencia del EVT.

III.7. Atenuación.

Las ondas sísmicas sufren diferentes cambios en su amplitud durante su propagación. Un factor que afecta a las amplitudes es la pérdida de energía debida a la inelasticidad de los materiales a través de los que éstas se propagan. Este efecto, llamado *atenuación intrínseca*, provoca una disminución de la amplitud conforme se incrementa la distancia recorrida. El efecto de la atenuación intrínseca se mide con el factor de calidad Q , que se evalúa en términos de la fracción de energía que se pierde en cada ciclo:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = -\frac{\Delta E}{2\pi E} \quad (\text{Ec. 3.9.1})$$

donde E es el máximo valor de energía de deformación y $-\Delta E$ es la pérdida de energía por cada ciclo a causa de las propiedades del material.

Q es inversamente proporcional a la atenuación, por lo que valores pequeños del factor de calidad implican mayor atenuación (Shearer, 1999). A partir de esta definición, puede obtenerse una aproximación, válida para valores de Q mucho mayores que 1.

$$A(x) = A_0 e^{-ax/(2cQ)} \quad (\text{Ec. 3.9.2})$$

donde x es la distancia medida a lo largo de la línea de propagación y c es la velocidad.

Para analizar la atenuación en este trabajo se utilizó un modelo de propagación de ondas en un medio heterogéneo y atenuante.

Ahora bien, cuando se construyen modelos para representar el movimiento del terreno que se puede esperar en cierta región, la amplitud de las ondas sísmicas depende de la estructura de la Tierra en la trayectoria fuente-estación. Por esta razón se construyen modelos semiempíricos

en los que la amplitud de las ondas se hace depender de la magnitud y de la distancia. Una forma funcional sugerida para un registro sísmico fue propuesta por Joyner y Boore (1981):

$$A_{ij}(f, r) = S_i(f)G_{ij}(r)e^{br_i} \quad (\text{Ec. 3.9.3})$$

donde cada término representa:

$A_{ij}(f, r)$: Máximo pico de velocidad o aceleración de la onda S filtrado en un pasa bandas con una frecuencia central f , asociado al sismo i y registrado en la estación j .

$S_i(f)$: Fuente.

$G_{ij}(r)$: Función de dispersión geométrica.

r : Distancia epicentral.

b : Coeficiente de atenuación,

$$b = \frac{-\pi \cdot f}{\beta \cdot Q \cdot (f)} \quad (\text{Ec. 3.9.4})$$

donde β es la velocidad de ondas S .

Aplicando logaritmos a la ecuación 3.9.3 obtenemos:

$$\log A = \sum_{i=1}^n a_i - \log r + br \quad (\text{Ec. 3.9.5})$$

en la que la sumatoria representa la contribución de los factores de fuente de cada sismo (Joyner y Boore, 1981).

Ordenando términos, tenemos:

$$\log A_{ij}(f, r) - \log G_{ij}(r) = \sum_{i=1}^n a_i + br_{ij} \quad (\text{Ec. 3.9.6})$$

La ecuación 3.9.6 conforma un sistema matricial de la forma $\bar{A} x = \bar{b}$, cuyas incógnitas son los términos de fuente y el coeficiente de atenuación. Reescribiendo:

$$\log A_{ij}(f, r) - \log S_i(r) = \log G_{ij}(r) + br_{ij} \quad (\text{Ec. 3.9.7})$$

La ecuación 3.9.7 representa la atenuación. Las unidades de salida corresponde a aceleración espectral.

III.9.1. Procedimiento de análisis.

Es posible calcular la atenuación de las amplitudes que se generan en un lugar y que viajan hasta el punto de registro. En esta parte del análisis se filtraron los registros de las tres componentes del movimiento en 9 diferentes frecuencias centrales (de 0.1 a 0.9 Hz, a cada 0.1 Hz), cada una con un ancho de banda de variación gaussiana.

El filtro de variación gaussiana o filtro gaussiano tiene como característica que su ancho de banda está en función de la frecuencia central. A mayor frecuencia, mayor es el ancho de banda. El filtro es simétrico alrededor de una frecuencia central ω_n .

$$\omega_n = (1.1)\omega_{\min} \omega^{i-1}, \text{ para } i = 1, 2, \dots, 9 \quad (\text{Ec. 3.9.8})$$

donde $\omega_{\min} = 2\omega(0.1)$ (Ec. 3.9.9)

La expresión de este filtro estará dada por:

$$H_n(\omega) = e^{-\alpha \left(\frac{\omega - \omega_n}{\omega_n} \right)^2}, \text{ para } (1 - AB)\omega_n \leq \omega \leq (1 + AB)\omega_n \quad (\text{Ec. 3.9.10})$$

donde AB es el ancho de banda.

El filtro considera el parámetro α que generalmente es asignado con un valor de 50.3 (Herrmann, 1973, 1987). Para este trabajo de investigación el ancho de banda se definió de 0.25 (valor AB) y las frecuencias centrales vienen dadas por ω_n (Ec. 3.9.8).

Una vez filtrados los registros, se toma la amplitud máxima de cada uno de éstos. Los resultados son las amplitudes máximas que se presentan en un registro para una banda de frecuencias dada. El método empleado supone una fuente puntual unitaria por lo que a estas amplitudes se les eliminó el efecto de la fuente (Ec. 3.9.7) y son los valores de entrada para resolver el sistema de ecuaciones $\bar{A} x = \bar{b}$.

Los archivos se analizaron considerando los grupos de sismos (TR1 a TR5), de acuerdo con las trayectorias y con las líneas de estaciones propuestas anteriormente. En las tablas 3.3 y 3.4 se muestran las estaciones empleadas para el análisis de atenuación. En estas tablas se indica entre paréntesis el número del evento.

Tabla 3.3. Distancias epicentrales (km) de las estaciones de la línea de estaciones Sur-Norte.

Evento (No.)	31.05.90 (01)	15.05.93, 1 (02)	15.05.93, 2 (02)	24.10.93 (04)	23.05.94 (05)	14.09.95 (06)	27.03.96 (08)	11.07.97 (09)	17.07.98 (10)	15.06.99 (11)	30.09.99 (12)
Estación											
LVIG										205.91	422.59
TXCR		341.85				355.15	370.82				

CUPn	305.46	324.39	320.32	309.55	205.22	335.79		436.29	279.89	217.54	438.32
CUER	271.92	287.54	283.59	271.87	175.97	298.36		418.94		202.85	409.50
YAIG							306.06			180.90	388.20
TEAC	226.49	253.72	250.14	235.40		262.59	295.57			210.95	391.84
IGUA				212.28	119.63	239.67	275.74	377.92		212.12	377.15
IGUP	204.60										
PLIG									171.16	211.92	377.08
TNLP		204.11	201.05	183.08	107.29	210.65			139.22	217.02	
MEZC		189.09	186.26	166.99	104.28	194.59	237.93	365.43	121.28	222.05	349.89

Tabla 3.4. Distancias epicentrales (km) de las estaciones de la línea de estaciones Oeste-Este.

Evento (No.) \ Estación	09.10.95 (07)	11.01.97 (09)	22.01.03 (13)
CNPJ			584.53
CUP1	581.27		
CUP2	581.27		
CUP4		436.29	584.16
CUP5		436.29	
CUER		418.93	572.22
YAIG			544.77
RITB			543.65
RITC			531.88

Evento (No.) \ Estación	09.10.95 (07)	11.01.97 (09)	22.01.03 (13)
RITE			547.77
RITL	531.88	388.59	534.97
RITP			535.55
RITS			536.69
PLIG			499.28
RIML		277.26	
MOIG			341.54
GUZM	164.03		
CJIG			133.03

Después de aplicar la formulación descrita anteriormente (de acuerdo con la ecuación 3.9.7), se graficaron las amplitudes resultantes con respecto de su distancia epicentral. Los resultados varían, dependiendo de la trayectoria analizada y de la frecuencia central. En las gráficas de distancia-amplitud generadas, se muestran los nombres de las estaciones, cada una en su respectiva distancia epicentral. Junto al nombre de la estación se indica entre paréntesis el número del evento correspondiente (tablas 3.1 y 3.2). A continuación se realiza una descripción por trayectorias.

Trayectoria 1.

Para esta trayectoria se emplearon los sismos 31.05.1990 y 17.07.1998. En el componente vertical se observa que el comportamiento general corresponde a un decaimiento de las amplitudes relativas en función de la distancia (Fig. 3.53). Ahora bien, existen algunas particularidades como el caso de las estaciones MEZC y TNLP, las cuales son la primera y segunda más cercanas a los epicentros seleccionados (121 y 139 km, respectivamente). Las amplitudes relativas registradas en TNLP son siempre mayores a las registradas en MEZC. Esta diferencia entre las amplitudes es muy grande para $f_c = 0.1$ Hz y para $f_c = 0.2$ Hz (ambas por un factor de más de 2). Para $f_c = 0.4$ Hz sin embargo, las amplitudes relativas de estas dos

estaciones toman valores muy similares entre sí. Para el caso de la estación IGUP (204 km), a frecuencias menores a 0.4 Hz, las amplitudes relativas son las de mayor magnitud; a partir de 0.4 Hz (de acuerdo a las frecuencias utilizadas en este análisis) dichas amplitudes son menores a las registradas en las estaciones de menor distancia epicentral. Para el caso de la estación TEAC, ubicada en la frontera sur del EVT, sus amplitudes presentan dos tendencias. La primera de ellas muestra amplitudes relativas menores (casi la mitad) a la estación con menor distancia epicentral; y la segunda (para 0.2 y 0.3 Hz) presenta amplitudes relativas mayores (alrededor del doble) a las observadas a estación con menor distancia epicentral de la misma trayectoria. En lo que se refiere a las 3 estaciones de esta trayectoria dentro del EVT (CUER, CUP1 y CUP5), la que siempre presenta las mayores amplitudes, respecto a las otras 2, es CUP5, luego CUER y finalmente CUP1. Sin embargo debe considerarse que el registro de CUP1 del que se calculó la amplitud relativa (31.05.90) está incompleto. Para 0.1 Hz, la amplitud en CUP5 es igual a la observada en TNLP (0.00969) y por tanto mucho mayor a la de MEZC, a pesar de que esta última estación se encuentra a menor distancia epicentral. Sin embargo, a partir de 0.5 Hz las amplitudes relativas de CUP5 se vuelven mucho menores que en TNLP y MEZC (poco menos de la mitad).

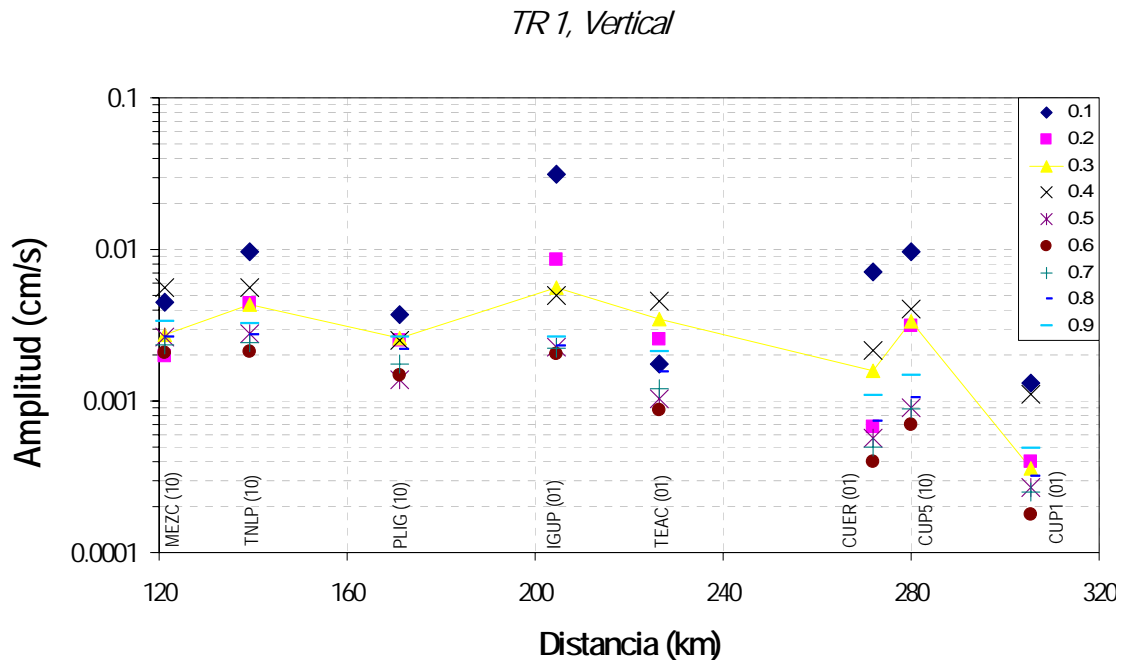


Fig. 3.53. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 1. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central (Hz) para la cual se filtraron los registros.

Para el componente radial, el comportamiento también varía en función de la frecuencia (Fig. 3.54). Para 0.1 Hz el comportamiento en conjunto de las amplitudes muestra un decaimiento en función de la distancia, a pesar de que en CUP5 la amplitud es mayor (0.04682) que en MEZC, estación más cercana al epicentro. Por otro lado, en la misma componente, las amplitudes registradas en IGUP son mayores que en MEZC, TNLP y PLIG para frecuencias centrales entre 0.1 y 0.7, mientras que para 0.8 y 0.9 son muy similares a las registradas en MEZC. Para frecuencias centrales entre 0.3 y 0.6 la estación CUP5 muestra mayores

amplitudes que las registradas en estaciones más cercanas. Esta tendencia, para la misma estación, se sigue observando para frecuencias entre 0.7 a 0.9, pero con mucho menor magnitud y en algunos casos menor. Sin embargo, para el caso de la estación CUP1 sus amplitudes sólo muestran incremento en 0.1 Hz respecto de las estaciones más cercanas al epicentro. Para todas las demás bandas de frecuencias analizadas CUP1 tiene las amplitudes relativas más pequeñas de la trayectoria. Adicionalmente se observa en esta trayectoria (Fig. 3.53), que las frecuencias analizadas de 0.1 a 0.4 Hz son las que muestran un incremento de la amplitud cerca de los 204 km de distancia epicentral, que corresponde a la estación IGUP.

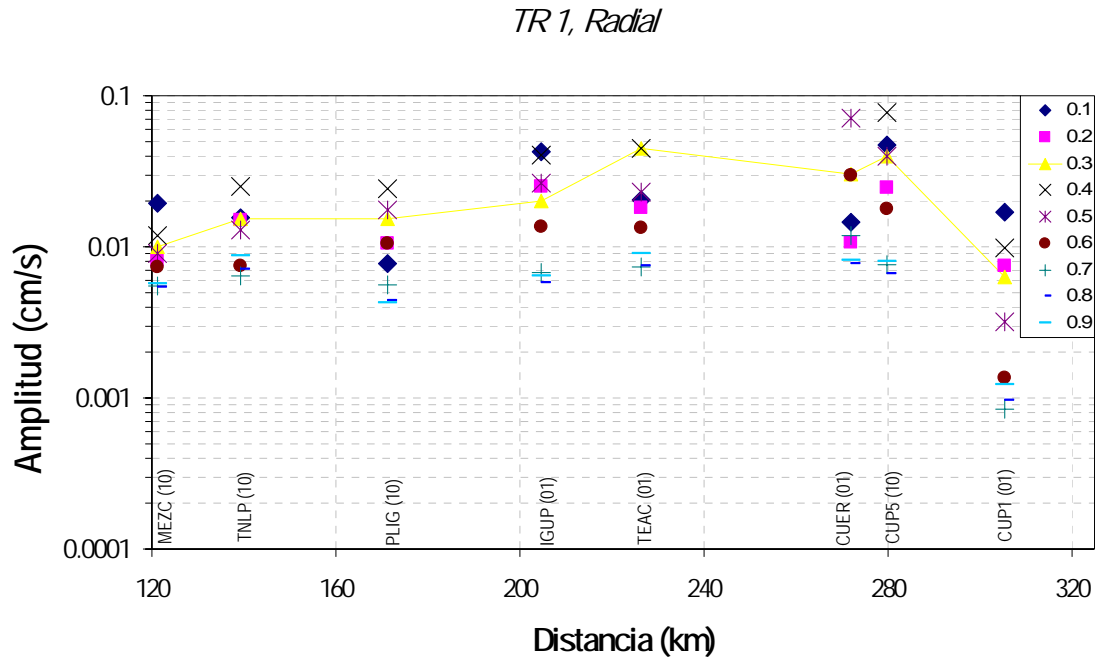


Fig. 3.54. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 1. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

En el componente transversal, para 0.4, 0.5 y 0.6 Hz las amplitudes registradas en CUER (271 km) son mayores que en TEAC (226 km), con una tendencia generalizada de incremento de amplitud en función con respecto de la distancia recorrida (Fig. 3.55). Para el resto de las frecuencias analizadas presenta un decaimiento de la amplitud al incrementarse la distancia. Sin embargo con las estaciones CUP1 (305 km) y CUP5 (279 km), estas presentan comportamientos diferentes. En la primera de ellas se registran las amplitudes más pequeñas de la trayectoria, excepto para 0.2 Hz donde presenta amplitudes mayores que MEZC, PLIG y CUER. Respecto a CUP5 sus amplitudes son casi iguales en 0.7, 0.8 y 0.9 Hz. Para esta misma estación sus amplitudes relativas son mayores que MEZC (121 km) excepto para 0.8 y 0.9 Hz, mientras que en 0.7 Hz éstas son prácticamente iguales (0.00243 y 0.00213, respectivamente).

TR 1, Transversal

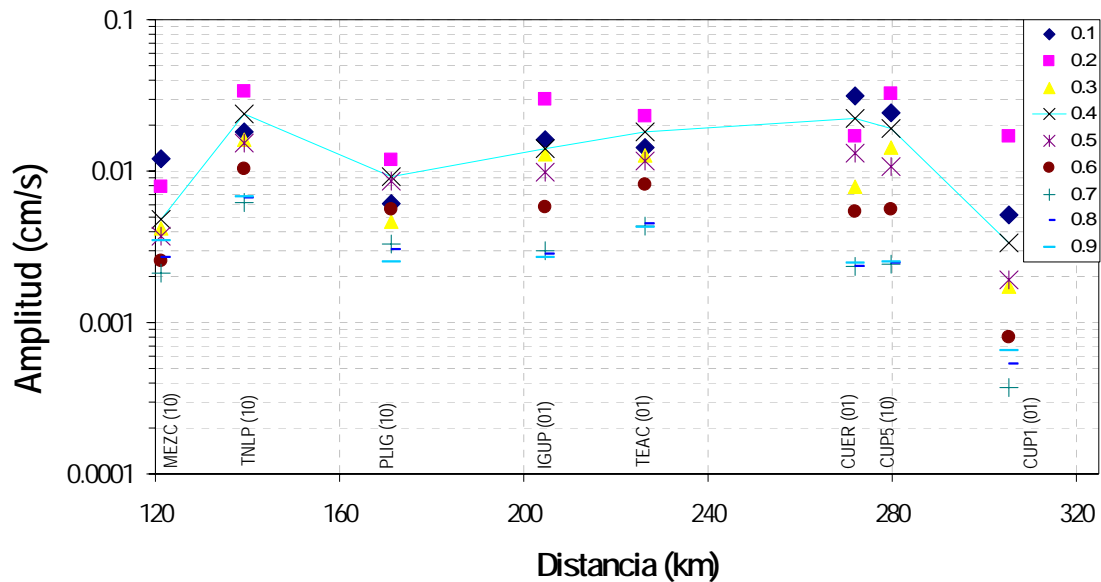


Fig. 3.55. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 1. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Trayectoria 2, línea de estaciones S-N.

Para esta trayectoria se emplearon dos eventos con epicentros muy cercanos al paralelo 18° (Eventos 05 y 09, Fig. 3.2). Debido a la disposición Sur-Norte de las estaciones y a la ubicación geográfica de los epicentros, los datos de la figura 3.56 se concentran en dos grupos. El primero de ellos de de 100 a 220 km y el segundo de 350 a 450 km. En el componente vertical para 0.1 Hz (Fig. 3.56), se observa que en ambos grupos las amplitudes de CUP1 y CUP4 son mayores que las que se presentan en las demás estaciones. Para el registro de CUER del sismo del 11.01.1997 (evento 9), sus amplitudes también son mayores que las que se presentan en las demás estaciones a excepción de CUP4. Para todas las demás frecuencias analizadas no son las máximas. De la estación CUER las amplitudes relativas provenientes del sismo del 23.05.1994 (evento 5), son mayores a las que corresponden al mismo sismo, excepto en 0.2 Hz, donde se alcanza un valor apenas 10% menor que el que se registra en IGUA, que es la siguiente estación con mayor amplitud. Esto último muestra una tendencia en el aumento de las amplitudes conforme la distancia aumenta. En lo que respecta a la estación CUP4, para frecuencias centrales de 0.1, 0.2, 0.3, 0.7, 0.8 y 0.9, las amplitudes registradas son mayores que las de MEZC (estación más cercana al epicentro). Sin embargo para el resto de las frecuencias CUP4 muestra valores de amplitud menores a las registradas en MEZC. En esta parte se destaca el incremento de la amplitud a partir de la estación PLIG, lo cual aparentemente se mantiene hasta CUER. Al observar las amplitudes del otro sismo (11.01.1997, misma trayectoria y componente), el comportamiento de las amplitudes relativas muestra un decaimiento conforme aumenta la distancia, a excepción de CUP1 para 0.1 Hz,

donde la amplitud es más de dos veces mayor a la registrada en MEZC (estación más cercana al epicentro). También vale la pena mencionar que el sismo del 11.01.1997 ocurrió en la zona de subducción mientras que el del 23.05.1994 fue causado por deformación interna de la placa.

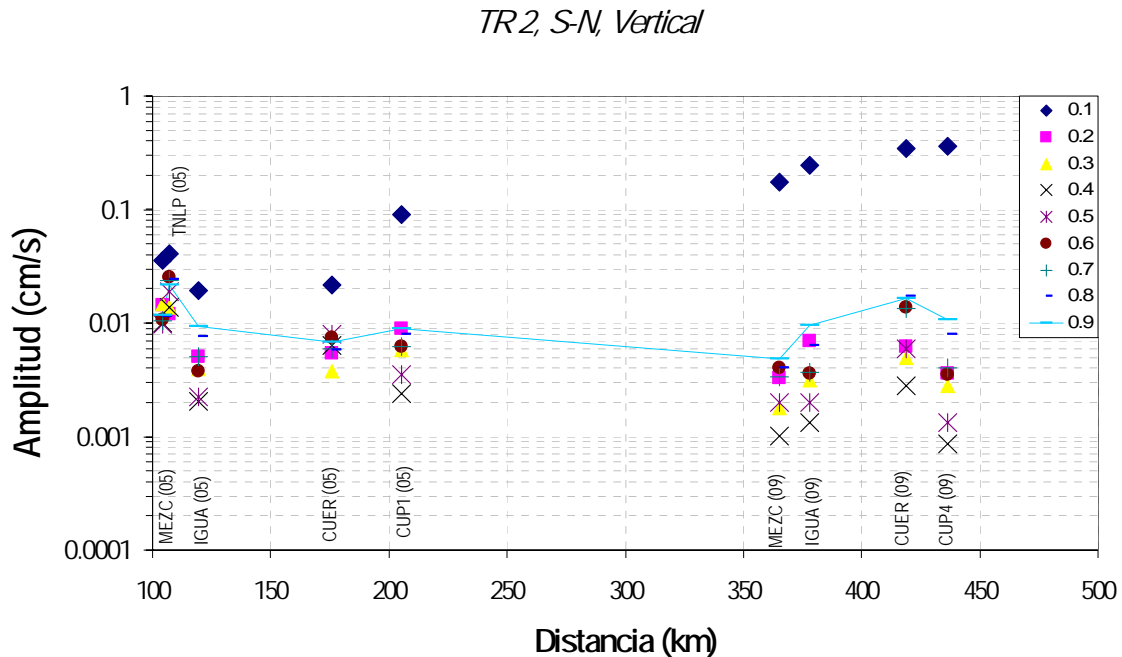


Fig. 3.56. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, S-N. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Con respecto al componente radial, en general las amplitudes para el evento del 11.01.1997 en CUP4 y CUER son notablemente mayores a las registradas en IGUA y MEZC (Fig. 3.57). Por ejemplo, en 0.2 Hz la amplitud para CUER (418 km, 0.64086) es 5 veces mayor que la registrada en MEZC (365 km, 0.12552). Al observar particularmente las amplitudes provenientes del evento del 23.05.1994, éstas en general decaen con la distancia. Las amplitudes en CUER y CUP1 son mayores que en IGUA que a su vez es menor a las registradas en TNLP y MEZC (excepto en 0.1 Hz en donde es la mayor de las amplitudes).

En cuanto al componente transversal (Fig. 3.58) las estaciones más lejanas al epicentro CUP4 (436 km) y CUER (418 y 175 km) registran amplitudes mayores a las registradas en el resto de las estaciones de la trayectoria, principalmente para 0.2 y 0.3 Hz. Para 0.1 y 0.2 Hz CUP1 (205 km) tiene amplitudes mayores que las registradas en MEZC, TNLP e IGUA (104, 107 y 119 km, respectivamente), que alcanzan hasta un factor de 10 en 0.1 Hz respecto a MEZC. Este factor va disminuyendo a medida que la frecuencia analizada se incrementa, de tal modo que a partir de 0.5 Hz las amplitudes de TNLP e IGUA llegan a ser muy parecidas o mayores a CUP1.

TR2, S-N, Radial

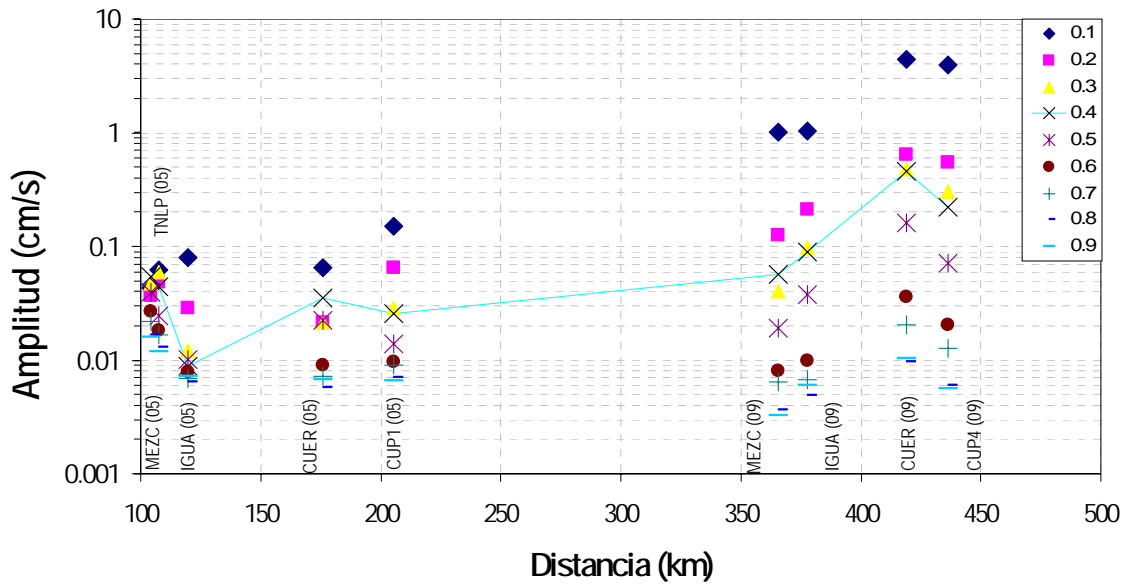


Fig. 3.57. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, S-N. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

TR2, S-N, Transversal

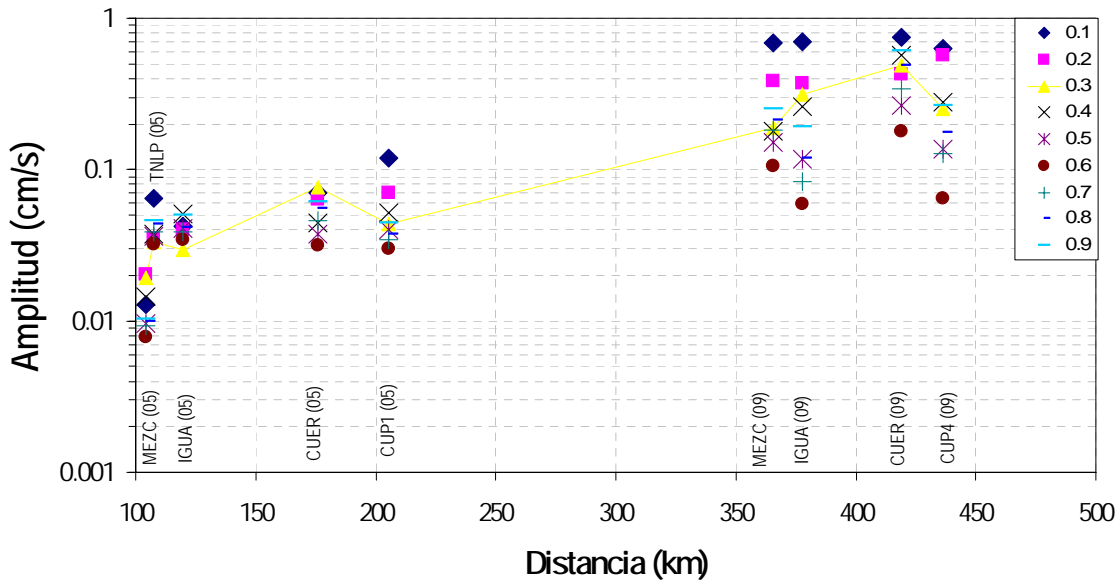


Fig. 3.58. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, S-N. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Trayectoria 2, línea de estaciones W-E.

Los registros de esta línea de estaciones se obtuvieron de sismos localizados cerca del paralelo 18° N (eventos 07, 09 y 13, Fig. 3.2). En la trayectoria 2 pero con una línea de estaciones distribuidas de oeste a este (W-E). En el componente vertical, para 0.1 Hz se observa una clara tendencia de caída de amplitud en función de la distancia, destacando que cerca de los 550 km 13 de las 14 amplitudes relativas varían entre 0.003 a 0.005 (Fig. 3.59). Sin embargo, para el resto de las frecuencias, a esta misma distancia, las amplitudes relativas se distribuyen en un rango mucho mayor de valores (e. g. en 0.2 Hz, de 0.0025 a 0.015), siendo las estaciones CUP4, CNPJ y CUP1 las que alcanzan los valores máximos, aunque esta última presenta un registro muy cortado. Cabe señalar que en las estaciones CUER, CNPJ y CUP4, para el evento 13 se registran amplitudes mayores que en RITC (a 531 km).

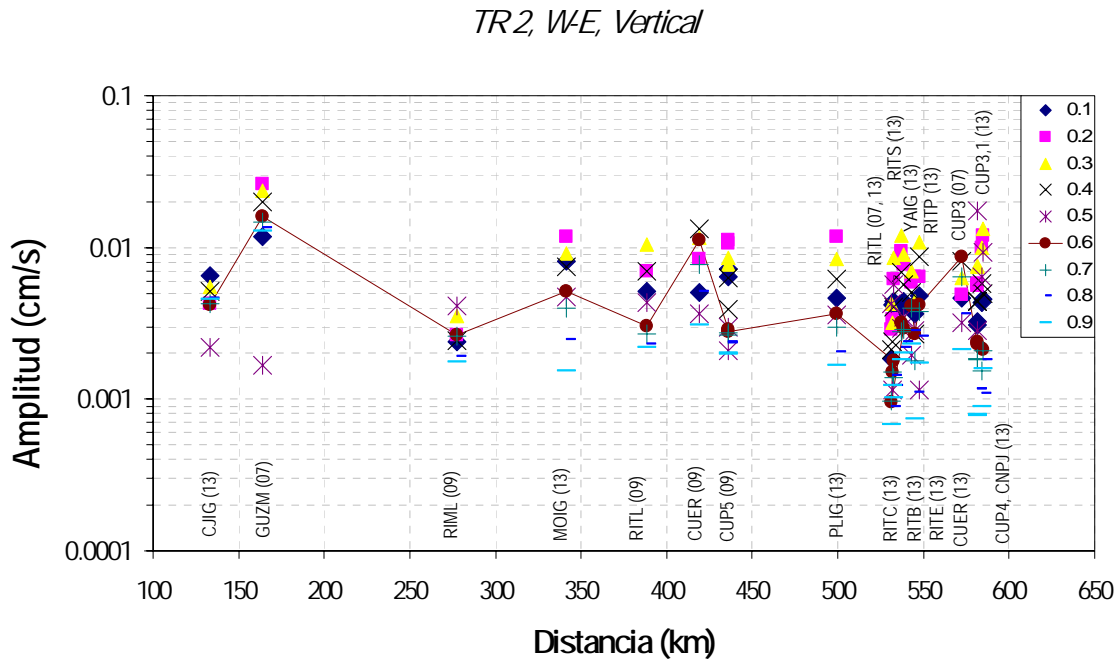


Fig. 3.59. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, W-E. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Para el componente radial (Fig. 3.60), la estación RIML (Fig. 3.2) registra las amplitudes mayores del sismo del 11.01.1997 para 0.8 y 0.9 Hz, mientras que para el resto de las frecuencias analizadas sus amplitudes son menores, esto a pesar de ser la más cercana al epicentro de ese grupo de estaciones. En el resto de las amplitudes se presenta en general una caída en función de la distancia. Sin embargo es notable que las amplitudes en YAIG sean menores que en MOIG (más cercana al epicentro) pero también menores a las registradas en Toluca a pesar de tener una distancia epicentral semejante a YAIG (alrededor de 540 km), ubicada en el límite sur del EVT.

TR2, WE, Radial

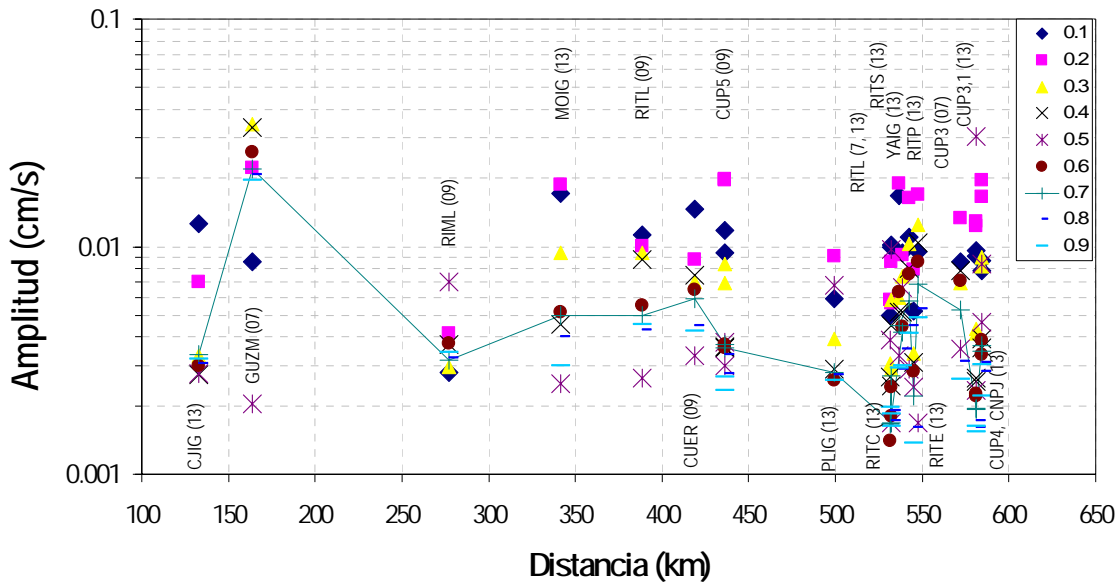


Fig. 3.60. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, W-E. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

TR2, WE, Transversal

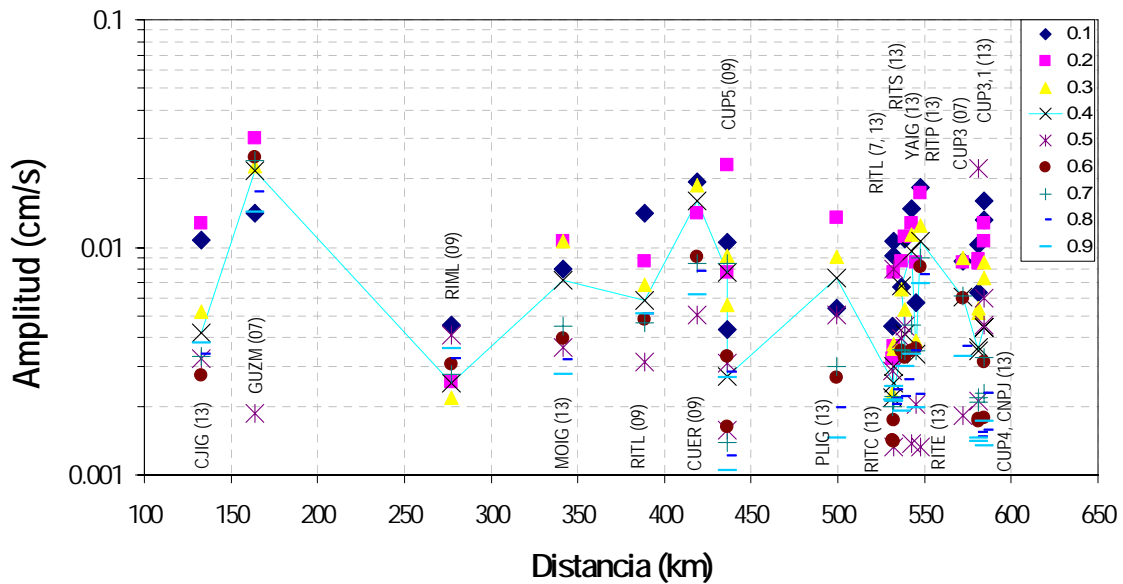


Fig. 3.61. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 2, W-E. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

En el componente transversal, el comportamiento general muestra una tendencia de decaimiento de la amplitud conforme se incrementa la distancia epicentral (Fig. 3.61), pero

con algunas particularidades. Las máximas aceleraciones de la trayectoria están registradas en GUZM (164 km, 40 gals), de mayor cercanía a la fuente. Sin embargo al procesar los datos para analizar la atenuación, es notorio que en 0.5 Hz la amplitud en CUER (418 km) es 2.5 veces mayor que en GUZM. Para 0.6 a 0.9 Hz la estación MOIG (341 km), también muy cercana a una de las fuentes analizadas, presenta menores amplitudes que las registradas en CUER (572 km) aunque las diferencias mayores están en 0.6 Hz.

Trayectoria 3.

En la trayectoria 3, componente vertical, para frecuencias de 0.2 y 0.3 Hz se observa con claridad que cerca de 300 km de distancia las amplitudes relativas son las mayores (Fig. 3.62). Esta tendencia es generalizada en las demás frecuencias analizadas. En 0.1 Hz las estaciones que presentan las amplitudes relativas máximas de la trayectoria son YAIG, TXCR y CUP1, a una distancia epicentral de alrededor de 300 km. Nuevamente es de destacar que se presenten amplitudes relativas máximas en estaciones que no son las más cercanas al epicentro. Otro punto importante de destacar es que para 0.1 y 0.2 Hz la estación YAIG muestra las mayores amplitudes (0.07749 y 0.07033, respectivamente). Para el resto de las frecuencias en CUER se registran las máximas amplitudes, excepto para 0.3 Hz donde CUP1 tiene un valor mayor; y para 0.9 Hz donde las amplitudes muestran una tendencia a decaer en función de la distancia.

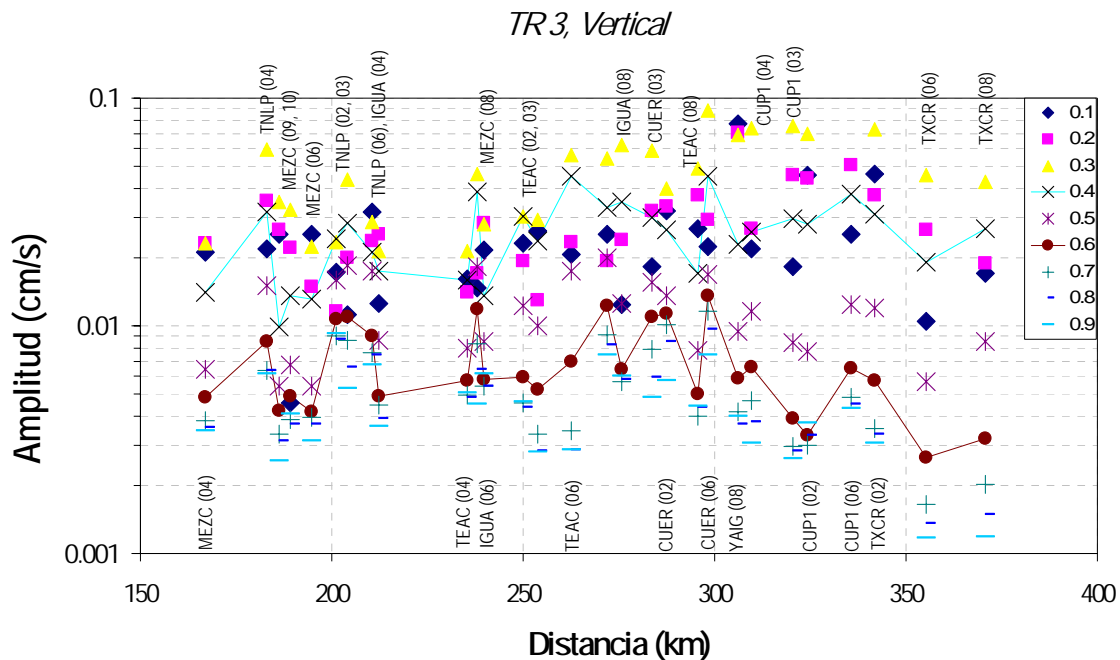


Fig. 3.62. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 3. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

En el componente radial de esta trayectoria es muy claro el aumento de amplitud conforme aumenta la distancia (Fig. 3.63). De las frecuencias analizadas, es dentro del rango de 0.2 a 0.4 Hz donde se observa con mayor magnitud el incremento de amplitudes; por ejemplo en 0.3 Hz la estación MEZC presenta una amplitud relativa de 0.09 a una distancia epicentral de 194 km, mientras que en CUP1 la amplitud es 2.89 a 355 km del epicentro. Ahora bien, si comparamos con la estación CUER la amplitud es de 0.77837 a 298 km. Al observar las amplitudes registradas en TXCR, estación considerada como de referencia por algunos autores, se observará que las amplitudes son menores que las registradas en CUP1, pero para los casos que en este trabajo se han analizado son siempre menores a los de MEZC. Vale la pena mencionar que las mayores diferencias de las amplitudes de MEZC y TXCR se presentan también de 0.2 a 0.4 Hz. Una observación importante es que en esta trayectoria y componente se presentan las amplitudes máximas para 0.3 Hz.

En el componente transversal, la distribución de amplitudes nuevamente muestra que de 0.1 a 0.3 Hz, a una distancia epicentral cercana a los 300 km, las amplitudes se incrementan (Fig. 3.63). Este efecto de amplificación se observa en estaciones como CUER, YAIG, CUP1 y TXCR (287, 306, 335 y 341 km, respectivamente).

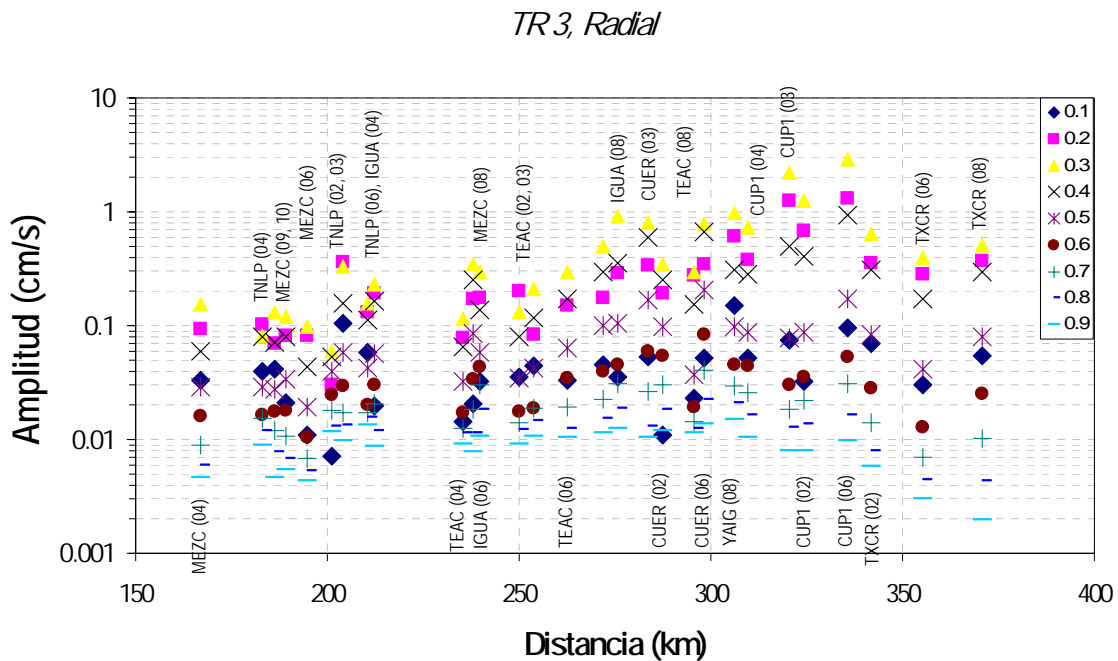


Fig. 3.63. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 3. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

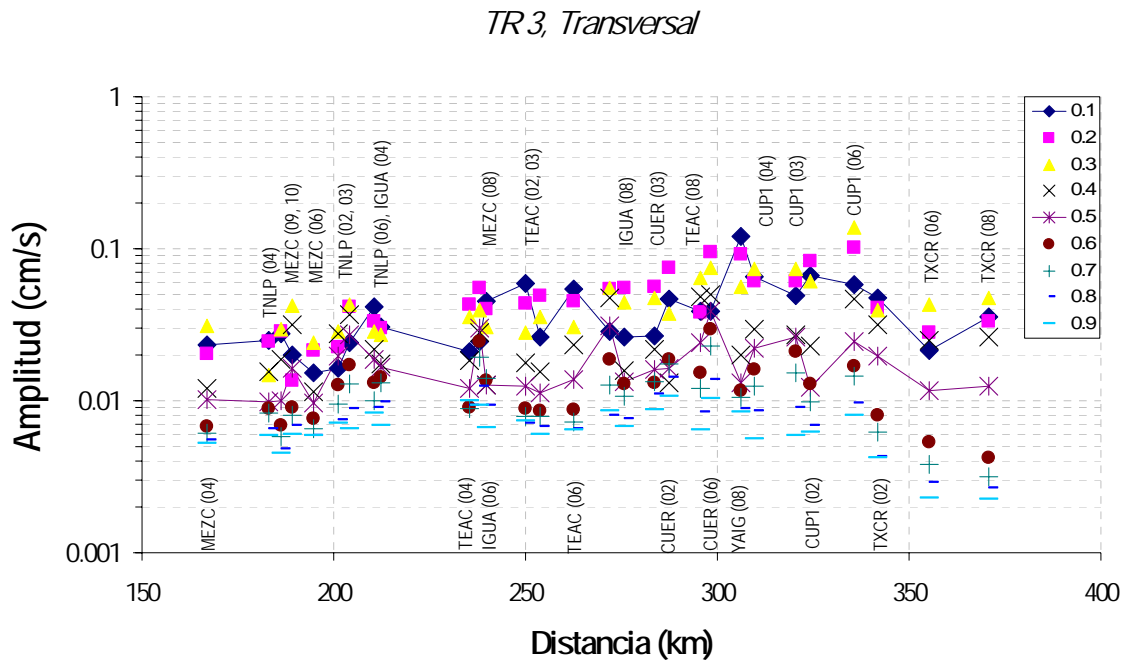


Fig. 3.64. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 3. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Trayectoria 4.

En la trayectoria 4 se empleó un solo sismo (15.06.1999). El epicentro se encuentra al Este de todas las estaciones y sus distancias epicentrales están entre 202 y 222 km, a excepción de YAIG que se localiza a 180 km del epicentro (Fig. 3.2). A pesar de que esta estación es la más cercana al epicentro las amplitudes no son las de mayor magnitud. Las amplitudes de CUER siempre son mayores a las presentadas en YAIG (Fig. 3.65 y 3.66) que además son las máximas excepto en 0.1 Hz, donde IGUA registra la amplitud máxima (0.35457 a 212 km). Es importante observar que las estaciones YAIG y CUER presentan acimuts reversos muy similares (114° y 115° , respectivamente) lo que prácticamente las alinea con el epicentro. Adicionalmente se observa que las amplitudes registradas en YAIG son las más pequeñas excepto para 0.9 Hz donde se alcanzan valores muy parecidos a los registrados en TEAC y PLIG (cerca de 0.15).

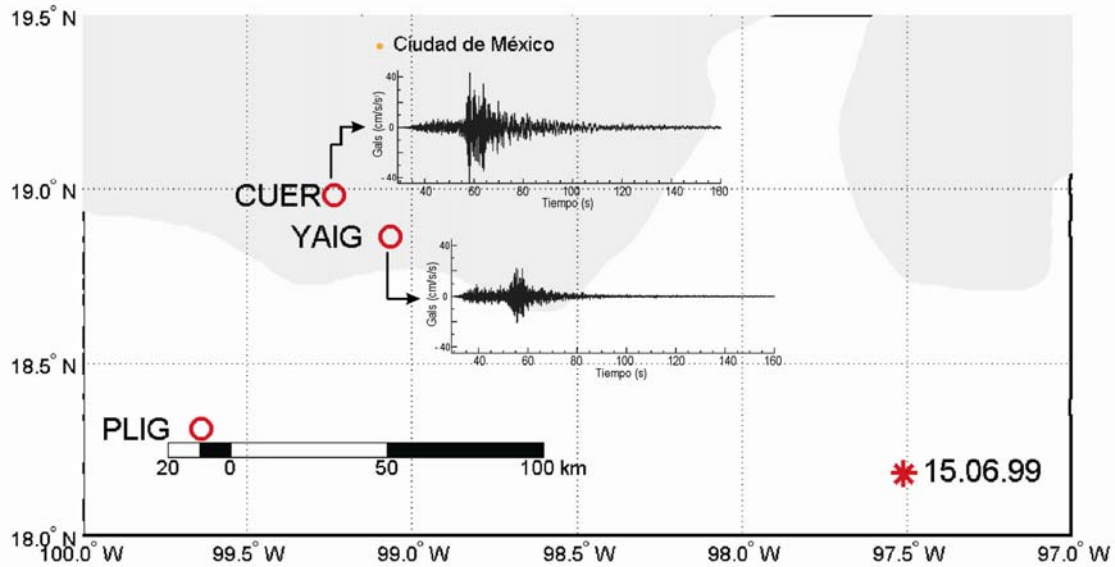


Fig. 3.65. Registros verticales sin filtrar de CUER y YAIG (círculos) correspondientes al sismo del 15.06.99 (asterisco). La región sombreada corresponde al EVT.

En el componente radial de esta trayectoria se observa que para las frecuencias 0.2 a 0.5 Hz, las amplitudes relativas de CUP5 (segunda más lejana al epicentro, 217 km) son las mayores de la trayectoria, seguidas de las registradas en CUER (segunda más cercana al epicentro, 202 km). La estación más lejana es MEZC (222 km) en donde se registran las amplitudes más pequeñas, excepto para 0.3 Hz pues PLIG (211 km) presenta un valor ligeramente menor (0.00144 y 0.00136, respectivamente). Al observar las amplitudes de la estación CUER, éstas son mayores a las registradas en YAIG en el rango de 0.2 a 0.7 Hz, excepto en 0.3 Hz, en donde toman valores de amplitud prácticamente iguales (0.00325 y 0.00326). Sin embargo otra vez es notable que la estación más cercana a la fuente tenga amplitudes menores a una estación más lejana. De todo lo anterior es de destacar que nuevamente en CUP5 se presentan valores máximos de amplitud, mayores a estaciones mucho más cercanas y en una banda de frecuencia de entre 0.2 a 0.5 Hz. Vale la pena mencionar que se analizó en conjunto con estos datos la estación LVIG (205 km, no incluida en la figura 3.72) cuyo acimut presenta una diferencia de alrededor de 80°, respecto a las demás estaciones de la trayectoria. Sus amplitudes mostraron ser los valores más pequeños en todas las frecuencias, excepto en relación con MEZC, de 0.3 a 0.5 Hz, en donde toman valores prácticamente iguales.

En lo que respecta al componente transversal, es notoria la tendencia al decaimiento de la amplitud en función de la distancia recorrida. La estación YAIG (180 km) es la más cercana al epicentro y sin embargo CUP5 (217 km) muestra amplitudes mayores en el rango de 0.1 a 0.7 Hz. Vale la pena enfatizar que es en 0.2 Hz donde se ven las diferencias mayores entre estas dos estaciones, ya que llegan a casi un factor de 2.5. A partir de 0.7 Hz las amplitudes registradas en CUP5 alcanzan valores muy cercanos a los de YAIG, hasta que en 0.9 llegan a ser menores. Destaca también el hecho que existen dos estaciones con una misma distancia epicentral, CUP5 y TNLP (217 km), pero es en la primera de ellas en la que se presentan las amplitudes mayores.

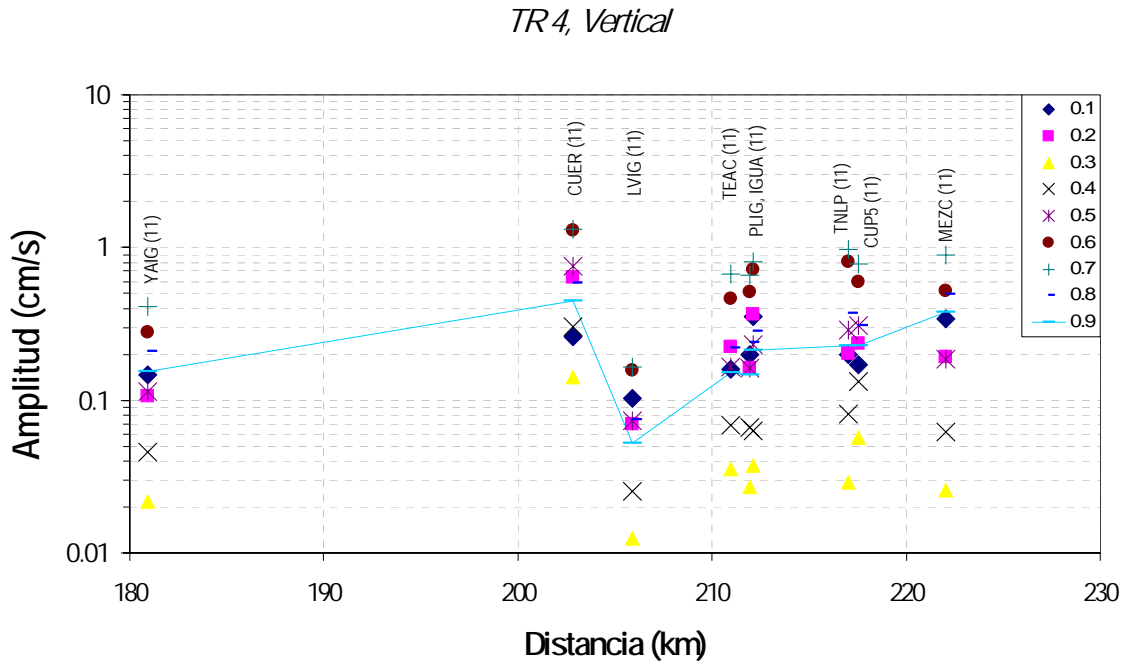


Fig. 3.66. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 4. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

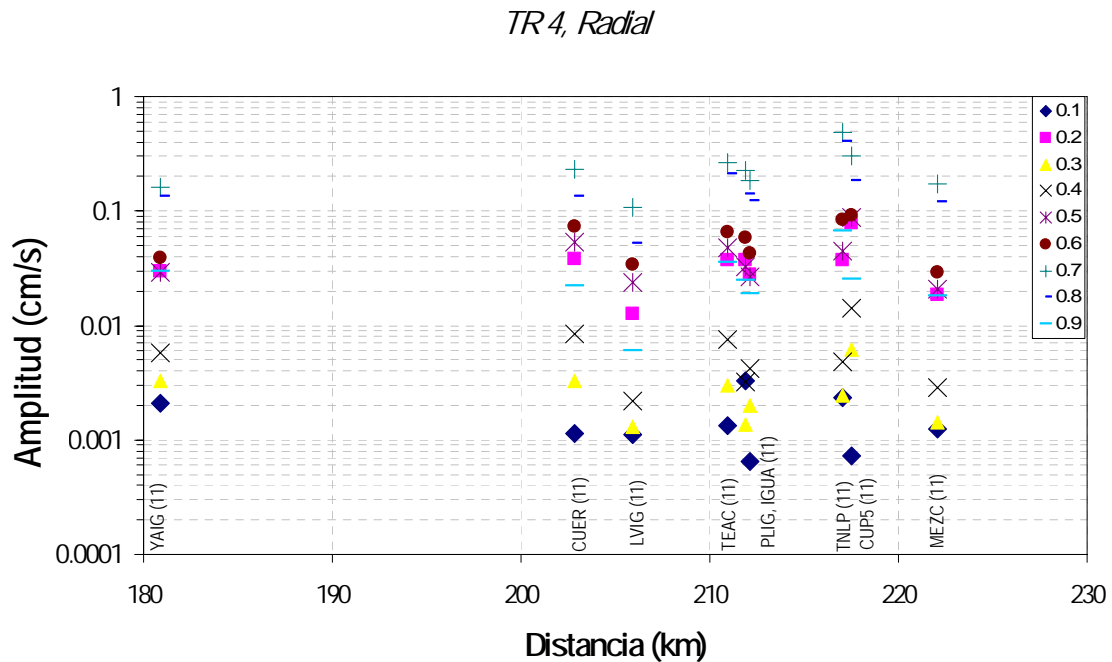


Fig. 3.67. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 4. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

TR4, Transversal

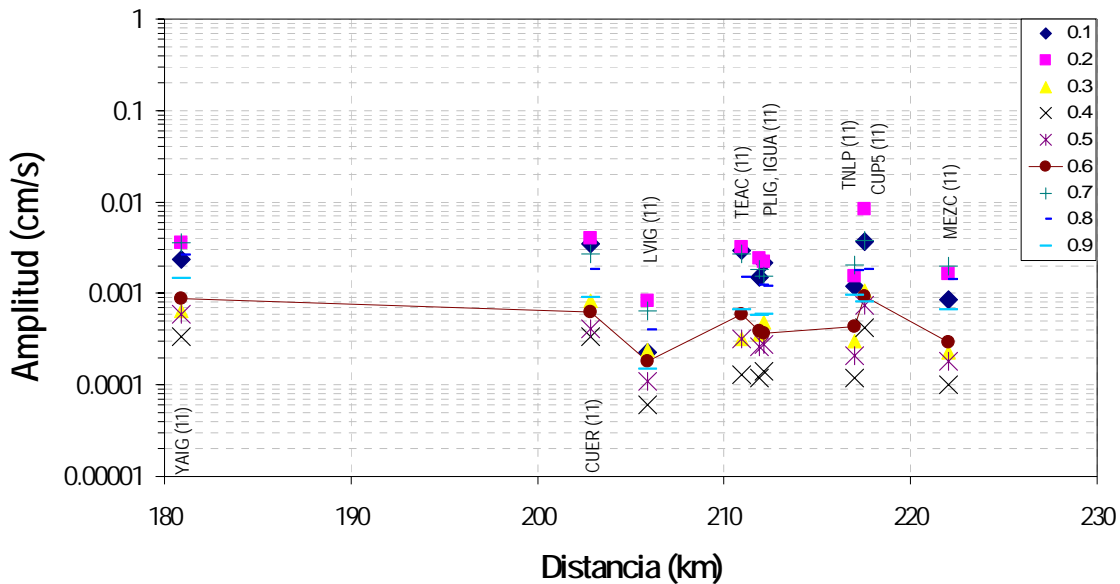


Fig. 3.68. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 4. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

Trayectoria 5.

Respecto a la trayectoria 5 es de notar que nuevamente las amplitudes en CUER son las mayores, seguidas por las registradas en CUP5 excepto para 0.2 Hz, donde las amplitudes de esta última son las mayores (Fig. 3.69). Otra particularidad es que las amplitudes relativas en la estación YAIG son las más pequeñas en la trayectoria, excepto en 0.1 y 0.2 Hz, donde las más pequeñas corresponden a MEZC.

En lo que respecta al componente radial, es muy claro que para 0.1, 0.4 Hz y mayores, las estaciones CUER y CUP5 son la de mayor amplitud relativa, a pesar de no ser las más cercanas al epicentro (Fig. 3.70). También es interesante que para 0.1 Hz y a partir de 0.5 Hz se observa una distribución de puntos muy cercana a una curva de amplitudes ascendentes respecto de la distancia. De esta distribución de valores, es en 0.1, 0.5 y 0.6 Hz, CUP5 tiene amplitudes relativas a CUER, mientras que en 0.7, 0.8 y 0.9 los valores de CUP5 son menores a los de CUER. Particularmente con lo que respecta a la estación YAIG presenta una amplitud menor a las de estaciones más cercanas al epicentro para 0.1 y 0.2 Hz. En el resto de las frecuencias analizadas presenta amplitudes relativas muy parecidas a PLIG.

En el componente transversal, la estación más lejana a la fuente es LVIG (422 km) que presenta menores amplitudes relativas de la trayectoria y que es congruente con un decaimiento de la amplitud en función de la distancia recorrida. Otra particularidad es que las estaciones PLIG (377) y CUP5 (438 km) presentan valores de amplitud prácticamente iguales, excepto en 0.7, 0.8 y 0.9 Hz, valores para los cuales las amplitudes de CUP5 se incrementan

paulatinamente hasta llegar al doble de PLIG (Fig. 3.71). CUER (409 km) alcanza su amplitud máxima, mayor a todas las amplitudes de la trayectoria en 0.4 Hz, con valores muy parecidos a los de PLIG (0.02867 y 0.02815, respectivamente).

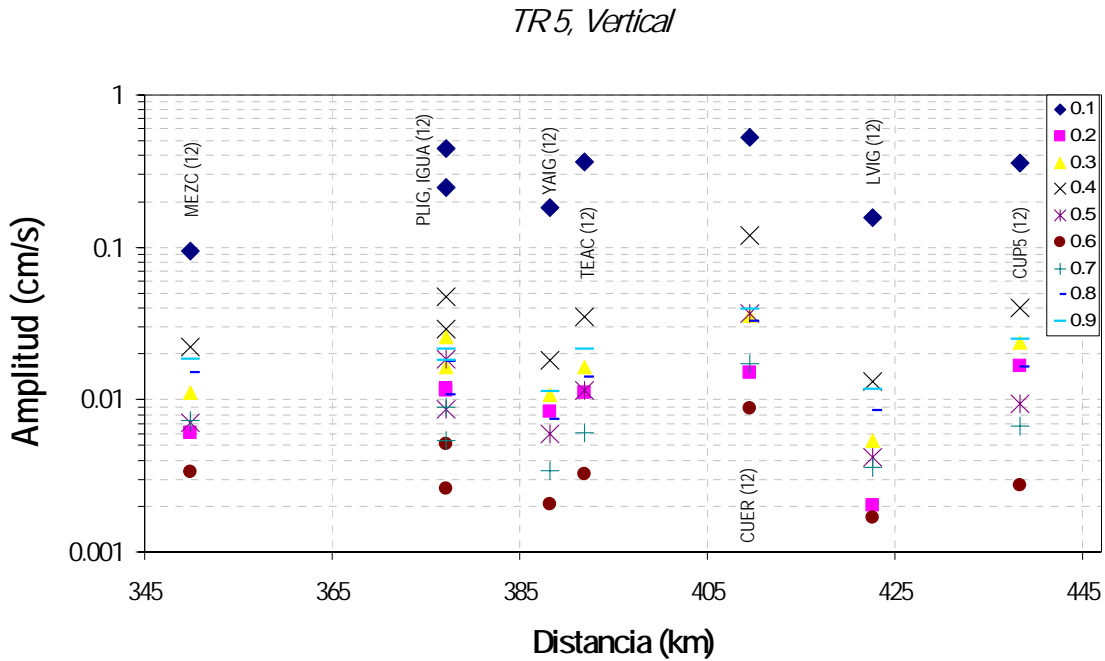


Fig. 3.69. Gráfica de amplitudes relativas del componente vertical respecto a su distancia epicentral, trayectoria 5. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

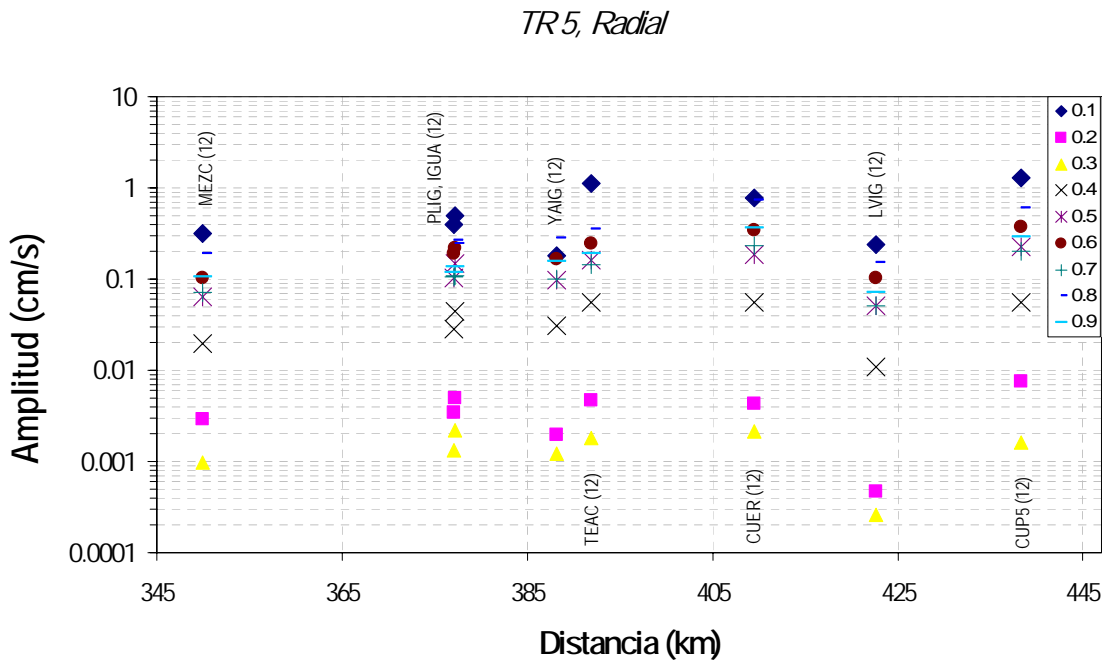


Fig. 3.70. Gráfica de amplitudes relativas del componente radial respecto a su distancia epicentral, trayectoria 5. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

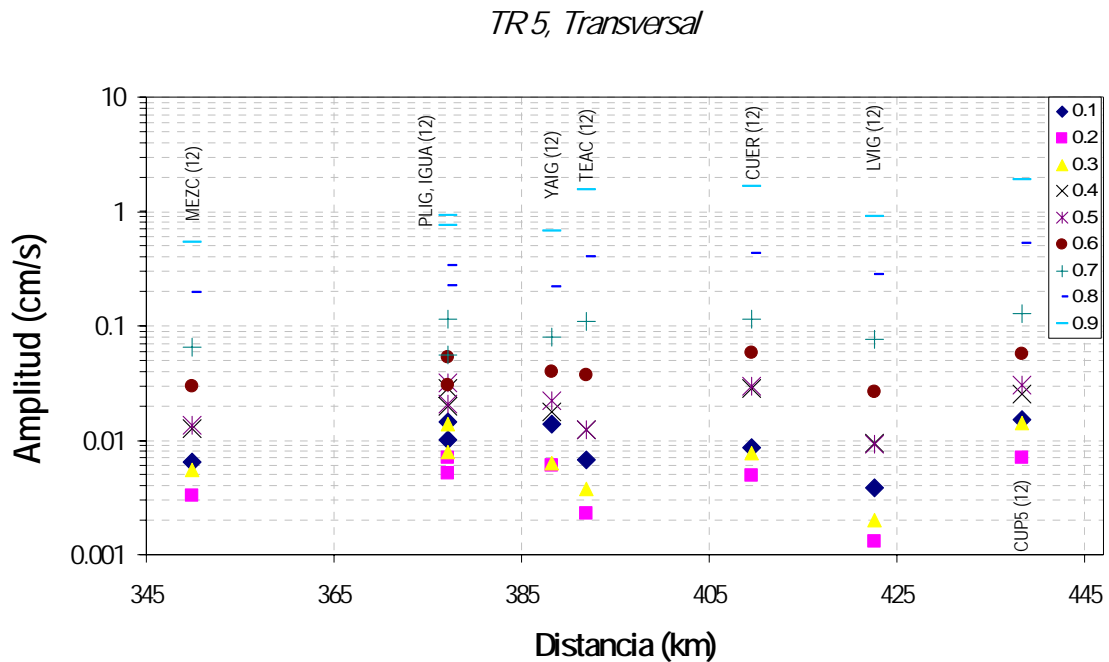


Fig. 3.71. Gráfica de amplitudes relativas del componente transversal respecto a su distancia epicentral, trayectoria 5. A la derecha del gráfico se muestra la frecuencia central para la cual se filtraron los registros.

III.9.2. Discusión.

El análisis de la atenuación muestra los siguientes resultados. En general se observa un decaimiento de la amplitud con el incremento de la distancia. Sin embargo, a partir del análisis de los tres componentes en las diferentes trayectorias, se identifica una región en la que se presentan amplificaciones en las estaciones (Fig. 3.72), la cual coincide con la frontera sur del EVT. Esto es, que las amplitudes registradas en estaciones localizadas a partir de esta región, son mayores que las ubicadas al sur de dicha región, aún si estas últimas se encuentran más cerca del epicentro. La región en cuestión involucra a las estaciones al norte de PLIG (inclusive). Al norte de CUP1 sólo utilizamos los registros de TXCR por lo que no fue posible determinar lo que ocurre al norte de dicha estación. En TXCR también observamos amplificación en relación a estaciones más cercanas al epicentro. Fue posible identificar que la amplificación observada en esta zona (frontera sur del EVT) depende tanto del ángulo acimutal de los eventos analizados como de la frecuencia e incluso del componente. Por ejemplo, para TR1 los componentes vertical y radial están amplificados a partir de las estaciones TEAC e IGUP, respectivamente; esto respecto a estaciones más cercanas al epicentro. Sin embargo para el componente transversal la amplificación es mayor para las estaciones CUER y CUP1, en los mismos rangos de frecuencia. Para TR2, línea de estaciones

S-N, los componentes vertical y transversal muestran la amplificación máxima en 0.2 y 0.3 Hz en CUER y CUP1, mientras que el radial se presenta a partir de PLIG. En TR2, línea de estaciones W-E, consistentemente no se observa que haya amplificaciones en la estación MOIG ó RIML (Morelia, Mich), pero también es notorio que las amplificaciones se presentan nuevamente en CUER, CUP4 y CNPJ en el rango de 0.2 a 0.5 Hz en los tres componentes (*e. g.* Fig. 3.73 a 3.75). En esta misma trayectoria existen amplitudes menores que las tres estaciones antes mencionadas, pero también presentan amplificaciones en el mismo rango de frecuencia. Para TR3 los componentes radial y transversal muestran amplificaciones de 0.2 a 0.4 Hz, mientras que para el vertical se presentan para 0.1 y 0.2 Hz. Sin embargo para los tres componentes se observan las amplificaciones a partir de YAIG, que se hacen mayores en CUER y CUP1 e inclusive se observan en TXCR. Para TR4, destaca el hecho que dos estaciones tienen la misma distancia epicentral, una dentro (CUP5) y la otra fuera (TNLP) del EVT, lo que permite comparar las amplitudes registradas. Por otro lado, en 0.2 Hz la estación CUP5, para los componentes vertical y radial, muestra las amplitudes más pequeñas de la trayectoria, pero para el transversal éstas son las mayores de TR4. Un detalle importante es que la amplificación se ve claramente a partir de 0.2 para los componentes radial y transversal, pero para el vertical se presentan a partir de 0.3 Hz. Por último, en el caso de TR5 los tres componentes muestran amplificación en el rango de 0.1 a 0.4 Hz, a partir de IGUA y PLIG.

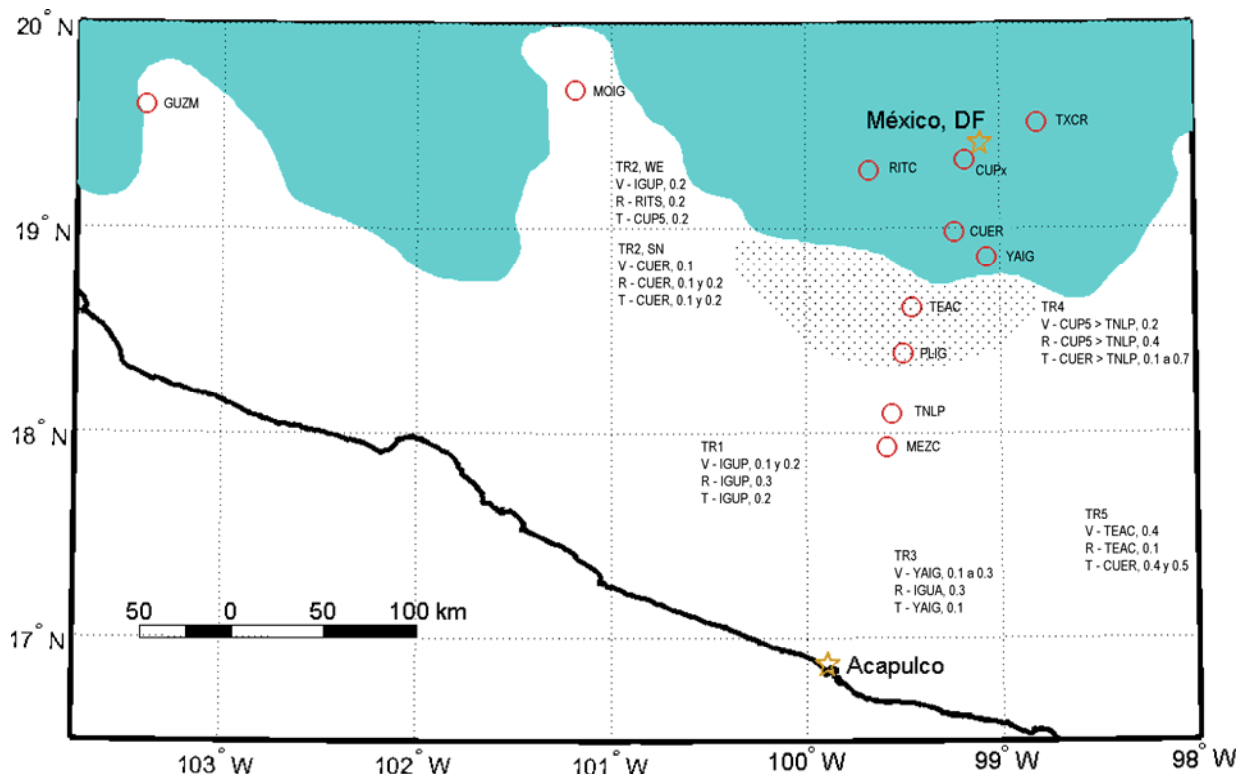


Fig. 3.72. Mapa de la distribución de estaciones (círculos) empleadas en el análisis de la atenuación. El área sombreada representa al EVT. El área sombreada con puntos a tresbolillo corresponde a la región a partir de la cual se observa amplificación. También se muestra por trayectorias (TR1 a TR5) y por componentes (V, R y T) la estación a partir de la cual se observa amplificación así como la frecuencia correspondiente (Hz).

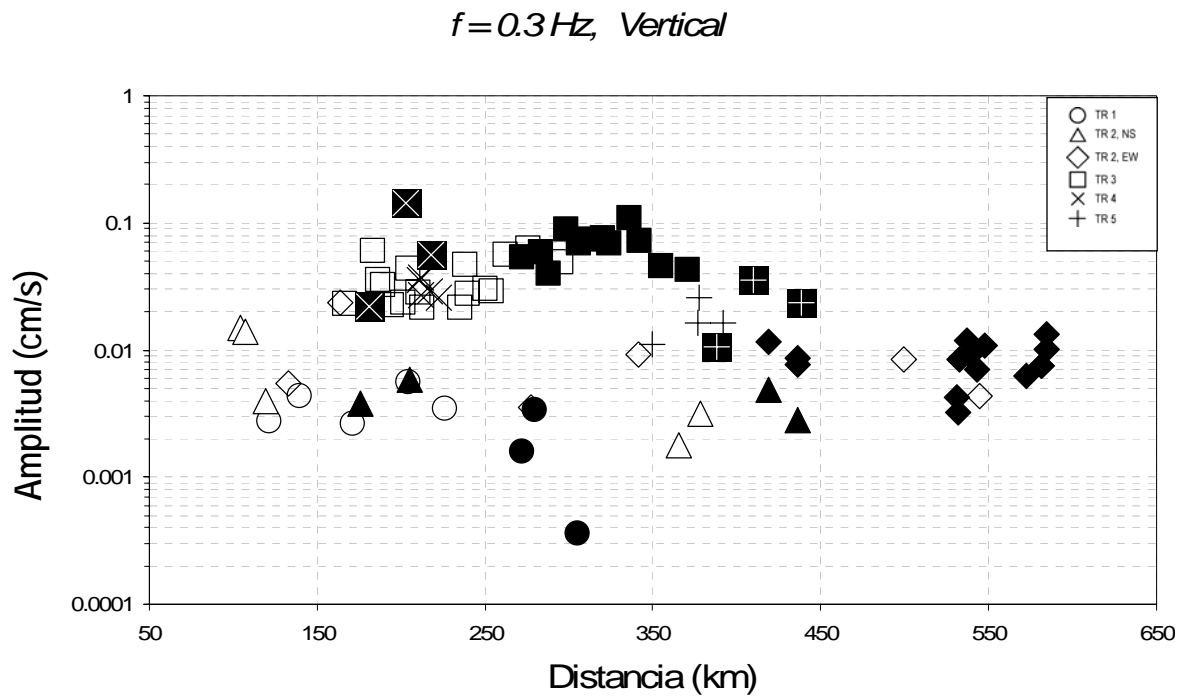


Fig. 3.73. Gráfica de la amplitud relativa-distancia epicentral, todas las trayectorias, componente vertical. Los símbolos sólidos corresponden a estaciones dentro del EVT, los vacíos a estaciones fuera del EVT.

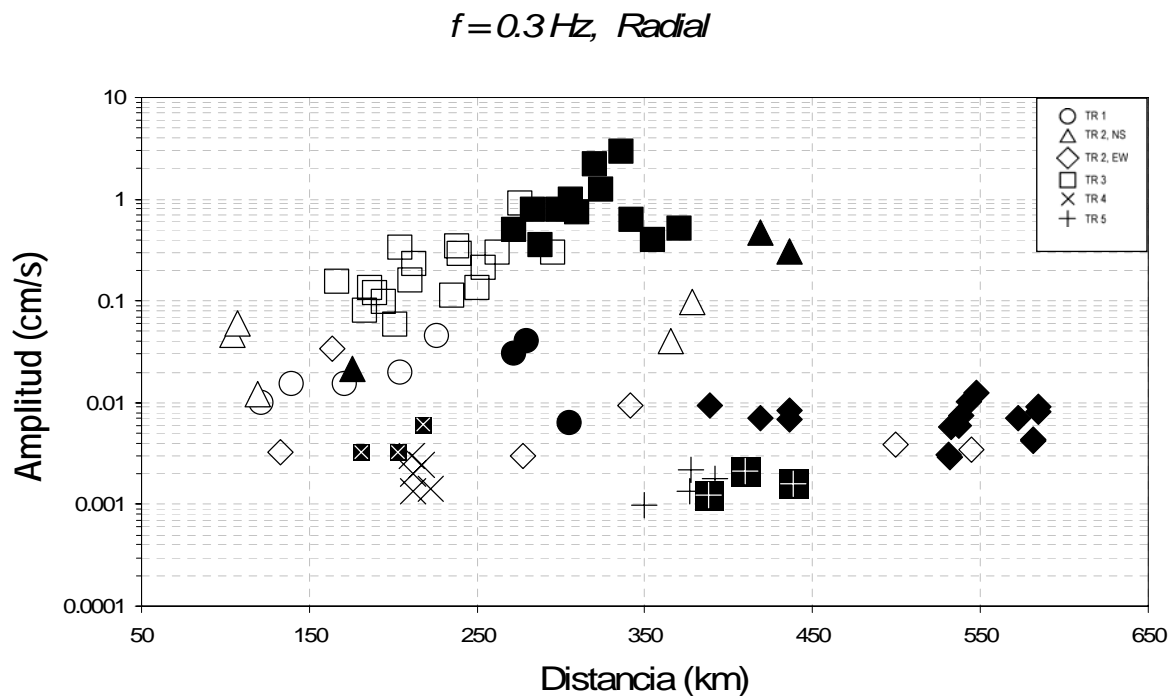


Fig. 3.74. Gráfica de la amplitud relativa-distancia epicentral, todas las trayectorias, componente transversal. Los símbolos sólidos corresponden a estaciones dentro del EVT, los vacíos a estaciones fuera del EVT.

Estas diferencias entre los rangos en los cuales se observa amplificación, el ángulo acimutal y el componente del movimiento analizado, sugiere que la transición geológica entre la placa continental y el EVT genera efectos 3D en la propagación de ondas, causando difracciones en pulsos con periodos menores a un valor dado dependiendo de la trayectoria epicentro-estación.

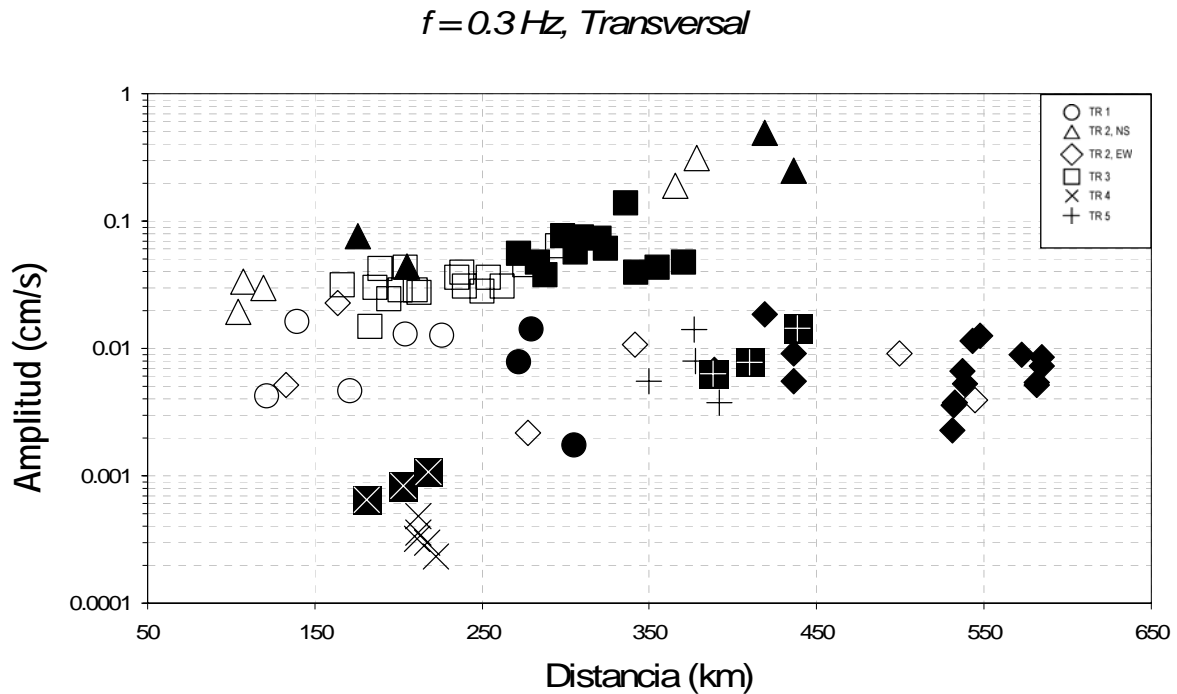


Fig. 3.75. Gráfica de la amplitud relativa-distancia epicentral, todas las trayectorias, componente radial. Los símbolos sólidos corresponden a estaciones dentro del EVT, los vacíos a estaciones fuera del EVT.

III.10. Análisis de la duración.

La duración del movimiento del terreno debido a sismos fuertes, determina la energía de entrada a una estructura, pues define la respuesta no lineal de la misma (Trifunac y Westermo, 1976). Además tiene un rol importante en el análisis de efectos locales como la licuación (Trifunac, 1995). En sentido general, la duración del movimiento sísmico es el tiempo en que el suelo se mueve en un lugar dado. Por tanto el contenido de frecuencias de un registro puede causar mayor duración en el lugar del registro. Esto es que la duración puede analizarse en diferentes bandas de frecuencia. La duración de los registros sísmicos se ha estudiado por diferentes grupos de investigadores. Sin embargo, tal y como muestran Bommer y Martínez-Pereira (1999), hay diversas definiciones y formulaciones para evaluar la duración. Algunas definiciones se basan en la respuesta estructural (*e. g.* Rosenblueth y Bustamente, 1962; Pérez, 1980; Zahrah y Hall, 1984; Xie y Zhang, 1988). Otras definiciones de la duración están en función de un valor absoluto de aceleración registrada de tal manera que sólo se considera que hay un importante movimiento del terreno cuando se rebasa dicho valor (*e. g.* McGuire y

Barnhand, 1979; Papazachos *et al.*, 1992). Adicionalmente existen las definiciones independientes y las dependientes de la frecuencia. En la primera de ellas el registro entero se usa para calcular la duración (*e. g.* Somerville *et al.*, 1997); mientras que en la segunda la duración se define por el tiempo del registro intenso en una banda de frecuencia dada (*e. g.* Trifunac y Brady, 1975). El uso de los métodos dependientes de la frecuencia para el cálculo de la duración, proveen una predicción más precisa de la variación en función de la distancia epicentral (Bommer y Martínez-Pereira, 1999). Por otro lado, los métodos dependientes permiten explorar a detalle los rangos de frecuencia más energéticos en un evento sísmico dado.

A fin de evaluar cuantitativamente la duración de movimiento, hemos empleado la técnica de Trifunac y Brady (1975):

$$Función = \int_0^t [f(t)]^2 dt \quad (3.10.1)$$

donde $f(t)$ es el registro sísmico en aceleración y t es tiempo del registro. Una vez calculada la integral (Figura 3.76b) se calcula el valor máximo de la función (ecuación 3.10.1). Trifunac y Brady (1975) indican que se debe determinar el tiempo en que se presenta el 5% y el 95% del máximo de la función calculada (ecuación 3.10.1). La duración se calcula al obtener la diferencia de tiempos en los cuales se encuentran los porcentajes antes indicados. Los registros fueron analizados en diferentes bandas de frecuencia mediante este procedimiento. Se revisó la duración de cada registro de acuerdo a su trayectoria. No fue posible procesar algunos registros en esta etapa debido a que se encontraban incompletos. Naturalmente, la duración debe aumentar con la distancia. Sin embargo, en un mismo medio este parámetro no se debe incrementar abruptamente entre dos estaciones cercanas entre si.

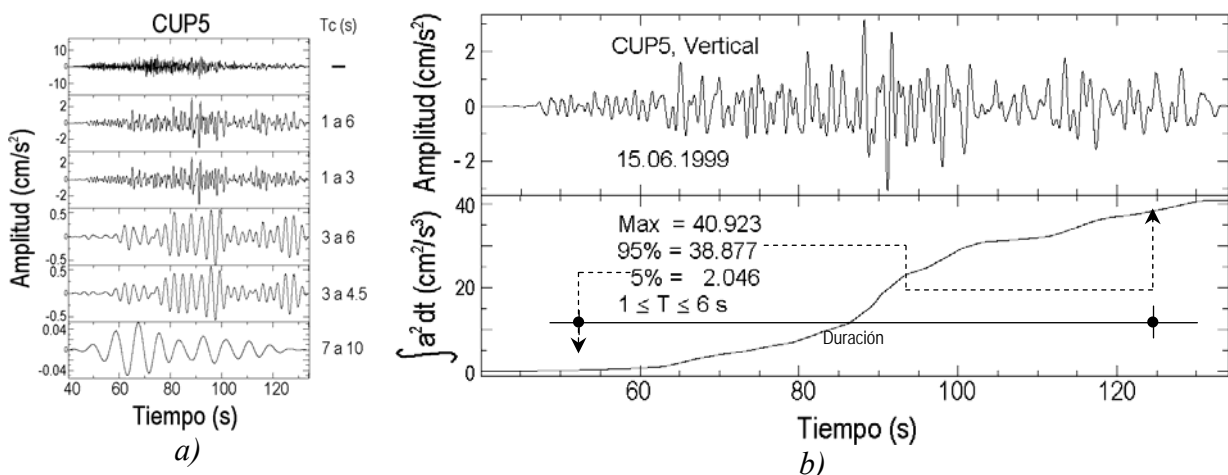


Fig. 3.56 a) Trazas filtradas de la estación CUP5. A la derecha se muestra la banda de periodo a la que fueron filtradas. b) Ejemplo del cálculo de la duración de acuerdo a lo propuesto por Trifunac y Brady (1975).

Los registros se filtraron en diferentes bandas de frecuencia. Se revisó cualitativamente la duración de los mismos. En periodos menores a 5 s se observó que aquellos que se encuentran

en el EVT presentan una mayor duración respecto a los que están fuera de éste con distancias epicentrales semejantes.

En la figura 3.76a se muestran las componentes verticales registradas por las estaciones CUP5 y TNLP para el evento del 15 de junio de 1999. Las trazas originales aparecen en la parte superior y abajo los registros filtrados. A la derecha de éstos se menciona la banda de periodo en la que se filtró. Estas dos estaciones se encuentran a una distancia epicentral de 217 km. CUP5 se encuentra en el EVT.

Las estaciones YAIG y CUER se encuentran alineadas con el epicentro del evento antes mencionado, lo que permite identificar la relación que existe entre la duración y la distancia. Algunos de los resultados del análisis de la duración, calculada para estos registros, se reportan en la tabla 3.

Tabla 3.5. Duración de los registros de aceleración, evento del 15.06.1999.

Estación	Distancia (km)	Duración (s)	
		$1 \leq T \leq 6$ s	$3 \leq T \leq 4.5$ s
YAIG	180	42.96	54.58
CUER	202	57.48	61.90
TEAC	210	47.22	38.60
PLIG	211	55.6	53.42
IGUA	212	52.28	53.38
TNLP	217	46.6	55.00
CUP5	217	61.02	60.50

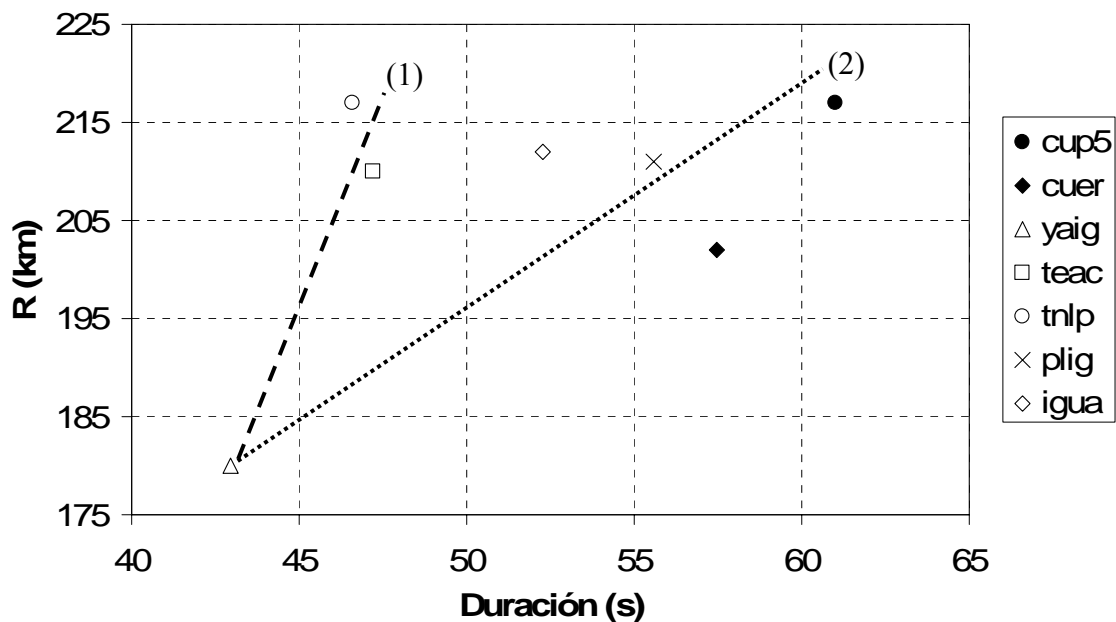


Fig. 3.77. Gráfica Duración-distancia epicentral correspondiente, componentes verticales de los registros del evento del 15.06.1999, filtrados con un filtro butterworth, entre 1 y 6 s de periodo (Tabla 3.5).

En la figura 3.77 se encuentran graficadas las duraciones vs. distancia epicentral (R, en km) de los registros de aceleración que corresponden al evento del 15.06.1999. Puede observarse que TNLP (círculo en blanco) y CUP5 (círculo negro) tienen duraciones diferentes a pesar de tener una misma distancia epicentral. Asimismo, se observan diferencias importantes de las duraciones de TEAC (cuadrado en blanco) y PLIG (equis). La distribución de las duraciones en el plano duración-R, muestra dos tendencias en el comportamiento de la duración a partir de YAIG. Dichas tendencias las señalamos con las líneas (1) y (2). La línea (1) corresponde a una duración menor, siguiendo las estaciones TEAC y TNLP. La línea (2) corresponde a una duración mayor, siguiendo las estaciones CUER, PLIG, TEAC y CUP5.

IV. ANÁLISIS DEL MOVIMIENTO DE UN ARREGLO ACELEROMÉTRICO EN TOLUCA, ESTADO DE MÉXICO.

En esta parte del trabajo se presenta un análisis del movimiento del terreno en la Ciudad de Toluca. Los datos empleados en esta parte del trabajo provienen de una red acelerográfica de 6 estaciones que operan en esta ciudad desde 1992 a la fecha. El propósito es analizar con el mayor detalle posible la respuesta del suelo y el campo de ondas en Toluca.

IV.1. Breve descripción de la zona.

La ciudad de Toluca se encuentra sobre la provincia geológica EVT, en la planicie más alta en el país a una altura de 2650 msnm (Fig. 4.1). Esta ciudad ocupa parte de los valles de Toluca y de Ixtlahuaca. La geología de esta región está conformada en su mayoría por rocas clásticas y volcánicas del Plioceno. También existen rocas volcánicas de la era Terciaria, aunque distribuidas en un área mucho menor (10% de la superficie total de la ciudad de Toluca). En esta área es donde se encuentra la zona de mayor altitud, pues alcanza hasta los 2800 msnm. El resto de la ciudad no presenta grandes pendientes. Aunque en menor cantidad también se encuentran rocas ígneas extrusivas intermedias (andesita, basalto toba volcánica y brecha volcánica) y rocas sedimentarias (arenisca). Similar al Valle de México, la estratigrafía de la cuenca de Toluca incluye sedimentos aluviales formados por periodos de actividad volcánica.

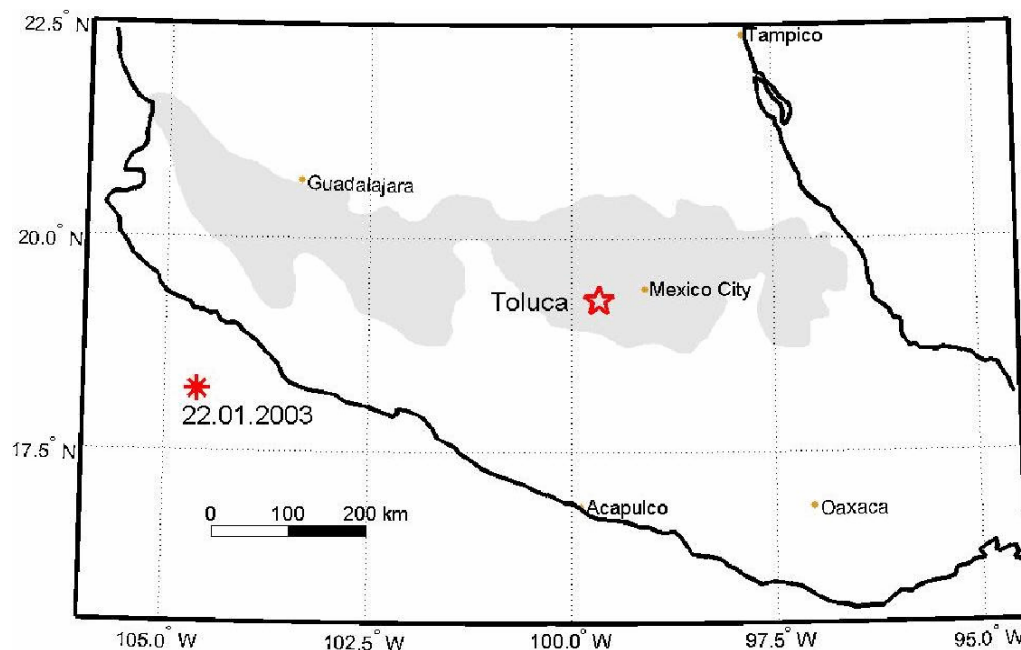


Fig. 4.1. Localización de la ciudad de Toluca (estrella) sobre el EVT (área sombreada). El asterisco muestra el epicentro del evento seleccionado.

IV.2. Arreglo acelerométrico en el Valle de Toluca.

En 1992, la primera estación acelerométrica fue instalada por la Universidad Autónoma del Estado de México (UAEM) y la Universidad Autónoma Metropolitana (UAM). Posteriormente más instrumentos fueron incluidos hasta que en 2002, 6 estaciones autónomas se pusieron en operación. Los instrumentos son Kinematics SSA-2 con escala completa de 1g y amortiguamiento del 70% del crítico. Las coordenadas de las estaciones y las condiciones del sitio se muestran en la tabla 4.1. La figura 4.2 muestra la localización de las estaciones en la ciudad de Toluca.

Tabla 4.1. Localización de las estaciones condiciones del sitio.

Estación	Coordenadas		Altitud (m)	Tipo de suelo*	Localización
	Lat. N	Long. W			
RITB	19.2809	99.5744	2178	Arcillo arenoso	CEBETIS 203, Metepec
RITC	19.2830	99.6764	2687	Roca	Facultad de Ingeniería, UAEM
RITE	19.2985	99.5288	2179	Arcillo arenoso	CETIS 23, Lerma
RITL	19.3135	99.6936	2275	Arcillo arenoso	Centro de Idiomas, UAEM
RITP	19.2601	99.6115	2681	Arcillo arenoso	Preparatoria No.5, UAEM
RITS	19.3084	99.6378	2218	Arcillo arenoso	Facultad de Psicología, UAEM

*Reportado por la institución responsable de las estaciones.

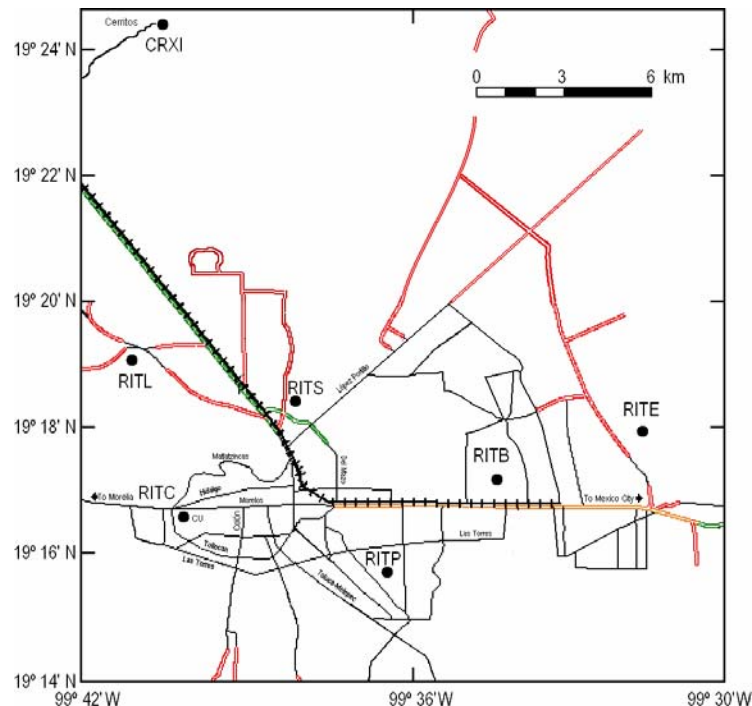


Fig. 4.2. Localización de las estaciones acelerométricas en la ciudad de Toluca. La estación CRXI operó como parte de un arreglo temporal desarrollado en 1997 (Véase Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003).

IV.3. Datos.

Se emplearon los registros disponibles obtenidos de esta red (7 eventos en total). Sin embargo, la mayoría de ellos fueron registrados por pocas estaciones: Cuatro eventos fueron registrados por una sola estación, uno por dos estaciones y uno por tres estaciones. Solamente un evento (22 de enero de 2003) ha sido registrado por las seis estaciones. Más aún, la calidad de todos los registros es baja, debido a las amplitudes pequeñas de aceleración, especialmente en la componente vertical. Por esta razón, habiendo tratado de analizar todos los registros disponibles, nuestros resultados se basan fundamentalmente en el único evento registrado por las seis estaciones. El epicentro de este evento se localizó en latitud 18.22° , longitud 104.6° (Fig 4.1) y a 10 km de profundidad. Su magnitud fue de 7.6 y su distancia epicentral a Toluca de 538 km, con un acimut de 258° (véase la figura 4.1)

IV.4. Cocientes espectrales H/V.

Los seis registros del evento del 22.01.2003, se procesaron con la intención de estudiar las similitudes y las diferencias del movimiento del terreno en los sitios instrumentados empleando cocientes espectrales. Se utilizaron dos técnicas diferentes, cocientes espectrales respecto a una estación de referencia (generalmente denominada como cocientes espectrales estándar o SSR) y cocientes espectrales de componentes horizontales respecto al vertical registrados en un mismo sitio (Cocientes espectrales de horizontal entre vertical ó HVSR). La primera técnica mencionada, usando una estación de referencia, fue propuesta por Borchardt (1970) quien se basó en dos hipótesis: uno de los registros está libre de los efectos de sitio (como sucede si éste fuera obtenido en una superficie plana sin un contraste de velocidades respecto a un estrato subyacente) y que la distancia entre las dos estaciones es suficientemente pequeña, respecto a la distancia epicentral, de tal modo que pueda aceptarse que el campo de ondas incidente en las dos estaciones es exactamente el mismo. Esta técnica es bien conocida y presentaciones detalladas de sus bases e hipótesis se han tratado en, por ejemplo, Chávez-García *et al.* (1990), así como en Field y Jacob (1995). La segunda de las técnicas, antes mencionadas, proviene de la aproximación de la función receptora del análisis de sismogramas introducido por Langston (1979). Esto se aplicó para la determinación de efectos de sitio empleando registros sísmicos por Lermo y Chávez-García (1993), quienes discuten la técnica. Si consideramos que los efectos de sitio se deben a la amplificación causada por un sólo estrato de suelo blando sobre un semi-espacio, entonces podemos caracterizar su respuesta sísmica usando sólo dos parámetros: el periodo dominante y la amplificación máxima. En muchas publicaciones en la literatura de este tema, frecuentemente se ha observado que ambas técnicas, SSR y HVSR, dan los mismos valores para periodos dominantes, mientras que la amplificación estimada mediante HVSR es generalmente más pequeña que la determinada con la técnica SSR. En este trabajo se emplean estas dos técnicas para analizar nuestros datos. Se han variado todo los parámetros relevantes requeridos durante el análisis, tal como la longitud de la ventana de tiempo o los diferentes filtros de suavizamiento. Los resultados no cambian significativamente. Las curvas que mostramos se obtuvieron empleando una ventana de 100 s de tiempo y suavizando mediante una ventana cuadrada de 1/3 de octava de ancho.

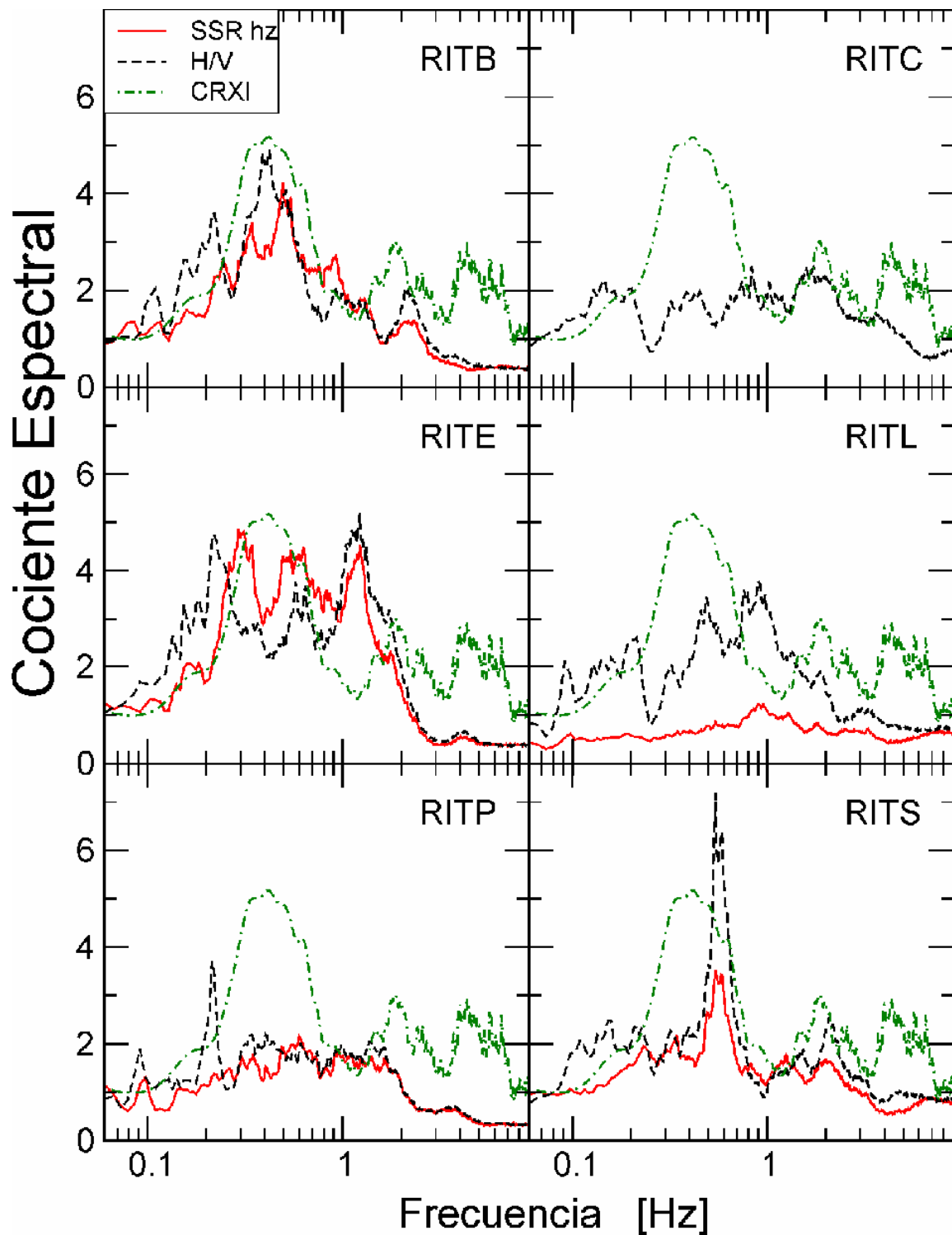


Fig. 4.3. Cocientes espectrales. La línea continua muestra el promedio SSR para los dos componentes horizontales respecto a RITC. La línea discontinua muestra el promedio H/V de los componentes horizontales respecto a su correspondiente vertical. La línea en punto y raya es el promedio H/VSR calculado por Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) para CRXI.

La figura 4.3 muestra los cocientes espectrales respecto a la estación de referencia RITC, con línea continua. Cada curva representa el promedio geométrico de los cocientes para los dos componentes horizontales divididos entre el vertical (R/V para el radial y T/V para el transversal). La estación RITL tiene una respuesta bastante similar respecto a RITC. Las amplificaciones más grandes ocurren en la banda de 0.3 a 0.6 Hz, en la estación RITB y entre 0.25 y 1.05 Hz en la estación RITE, con picos cercanos a un factor de 4. La figura 4.3 permite comparar los resultados de la técnica SSR (representada con líneas continuas) con aquellos obtenidos mediante HVSR (línea discontinua). La congruencia entre estas dos estimaciones de amplificaciones de sitio es variable entre las estaciones analizadas. Es muy buena entre RITB y RITE, pues las dos estaciones muestran la amplificación máxima (un factor de 4 entre 0.3 y 0.8 Hz). En la estación RITL, la congruencia entre las técnicas SSR y HVSR es muy mala, mientras que SSR indica que no hay amplificación, HVSR sugiere alguna amplificaciones entre 0.4 y 1 Hz. Esto se debe a la deamplificación que sufre el componente vertical en RITL como será mostrado más adelante. La estación RITP muestra un buen acercamiento entre las dos curvas, con excepción de un pico delgado en la curva de HVSR en 0.2 Hz. Finalmente, los resultados para RITS son similares para los dos métodos, pero la amplitud del pico en 0.6 Hz cambia en un factor cercano a dos entre las dos técnicas. También, se han superpuesto en la figura 4.3, los resultados obtenidos mediante HVSR de la estación CRXI (su localización se muestra en la figura 4.2) usando registros de un experimento llevado a cabo en 1995 por Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003). La línea a punto-rayas corresponde al promedio HVSR para los dos componentes horizontales y un mayor número de eventos, por lo que sus resultados son más confiables que los del arreglo de de la Ciudad de Toluca. La congruencia entre CRXI con RITB y RITE es muy buena.

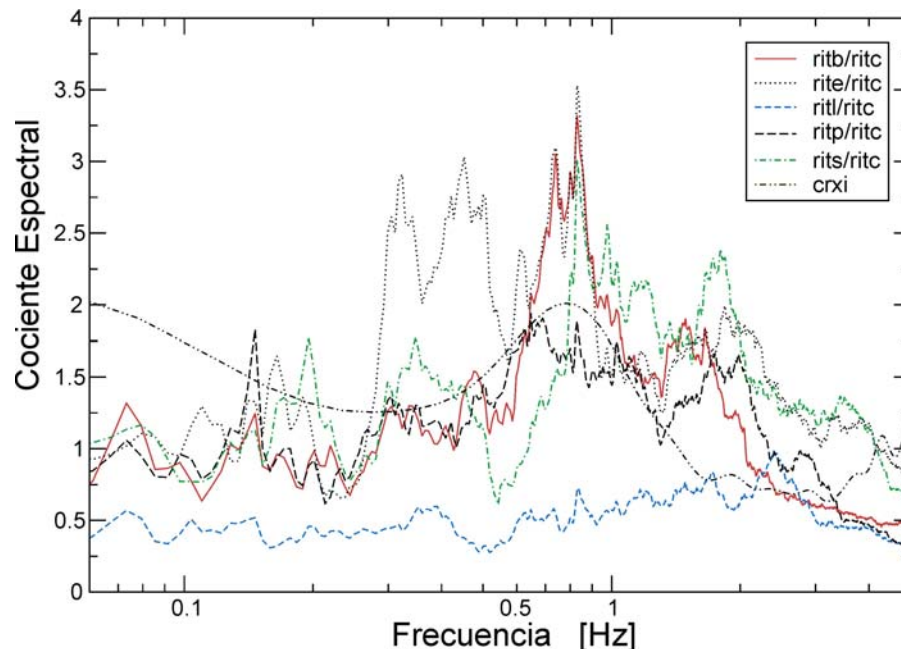


Fig. 4.4. SSR para los componentes verticales del arreglo acelerométrico de Toluca. La curva calculada para CRXI se obtuvo empleando inversión paramétrica del espectro de amplitudes de Fourier para varios eventos registrados durante la operación de un arreglo temporal en 1997 (Véase Cárdenas-Soto y Chávez-García).

La figura 4.4 muestra los resultados de emplear SSR para los componentes verticales. Algunas amplificaciones se observan en la banda entre 0.3 y 1 Hz. La amplitud máxima corresponde otra vez a las estaciones RITB y RITE. La amplificación observada en las estaciones RITB y RITE entonces, resulta de la amplificación de ondas de Rayleigh cruzando el arreglo. Esto explica las grandes amplitudes observadas en la curva HVSR para RITL en la figura 4.3. Finalmente, la figura 4.4 también incluye una estimación de la amplificación en el componente vertical de la estación CRXI. Esta estimación se obtiene de invertir el espectro de amplitudes de Fourier para todos los eventos registrados (Cárdenas-Soto y Chávez-García, 2003, en donde se explican los detalles). Los resultados de nuestras estaciones coinciden de un modo general con los resultados de CRXI, especialmente para la estación RITB, lo cual sugiere que la amplificación se debe al mismo mecanismo.

A pesar de las diferencias observadas en las curvas de cocientes espectrales evaluadas mediante las técnicas SSR y HVSR, las formas de estas curvas exhiben muy buena congruencia entre sí para todas las estaciones. Los resultados obtenidos en esta etapa confirman la inusual discrepancia observada en otros estudios (Field y Jacob, 1995) que muestran que HVSR subestima la amplificación respecto a la obtenida empleando la técnica SSR. Ramírez *et al.* (1993), así como Vera *et al.* (1997a), estudiaron los efectos de sitio en Toluca empleando registros provenientes de microtemores (ruido ambiental) e información geotécnica. De acuerdo con estos autores, la amplificación local ocurre en frecuencias comprendidas entre 2 y 3 Hz. Los análisis de nuestros registros no nos proporcionan evidencia de amplificaciones significativas a esas frecuencias. Por ejemplo, un claro efecto de sitio se observa en la estación RITS, donde los métodos SSR y HVSR dan una frecuencia fundamental de 0.55 Hz. El perfil simple mostrado por las funciones de transferencia obtenidas para las estaciones RITS, RITB, RITC, RITL y RITP sugiere que una aproximación simple en 1D podría ser suficiente para considerar los efectos de sitio. En la figura 4.5, a manera de ejemplo, comparamos la función de transferencia obtenida para RITS para un solo estrato sobre un semiespacio cuyo cociente espesor/velocidad de onda de corte es 0.416 y su contraste de impedancia es de 2.75. Puede observarse una muy buena correlación entre el modelo teórico y la función de transferencia SSR en la amplitud y la frecuencia del modo fundamental. La frecuencia obtenida mediante el método HVSR también se obtiene con el modelo 1D, sin embargo, la amplitud requiere un contraste de impedancia significativo. Para la estación RITE, el cociente espectral evaluado mediante las dos técnicas es menos simple (Figura 4.4), sugiriendo que se requiere un modelo más complejo del subsuelo o que los efectos de sitio 2D están presentes. La discrepancia con los resultados obtenidos en otros trabajos que estudian los efectos de sitio para la Ciudad de Toluca, sugieren llevar a cabo un estudio complementario de los efectos de sitio empleando más datos de eventos sísmicos y medidas de ruido ambiental. No es posible explicar en su totalidad las diferencias entre nuestros resultados y las estimaciones previas de la respuesta del sitio en Toluca. Sin embargo, en general es más aceptado que los análisis a partir de registros sísmicos son más confiables que los realizados con medidas de microtemores, especialmente en el caso de que existan efectos de sitio complejos, como es el caso de la ciudad de Toluca.

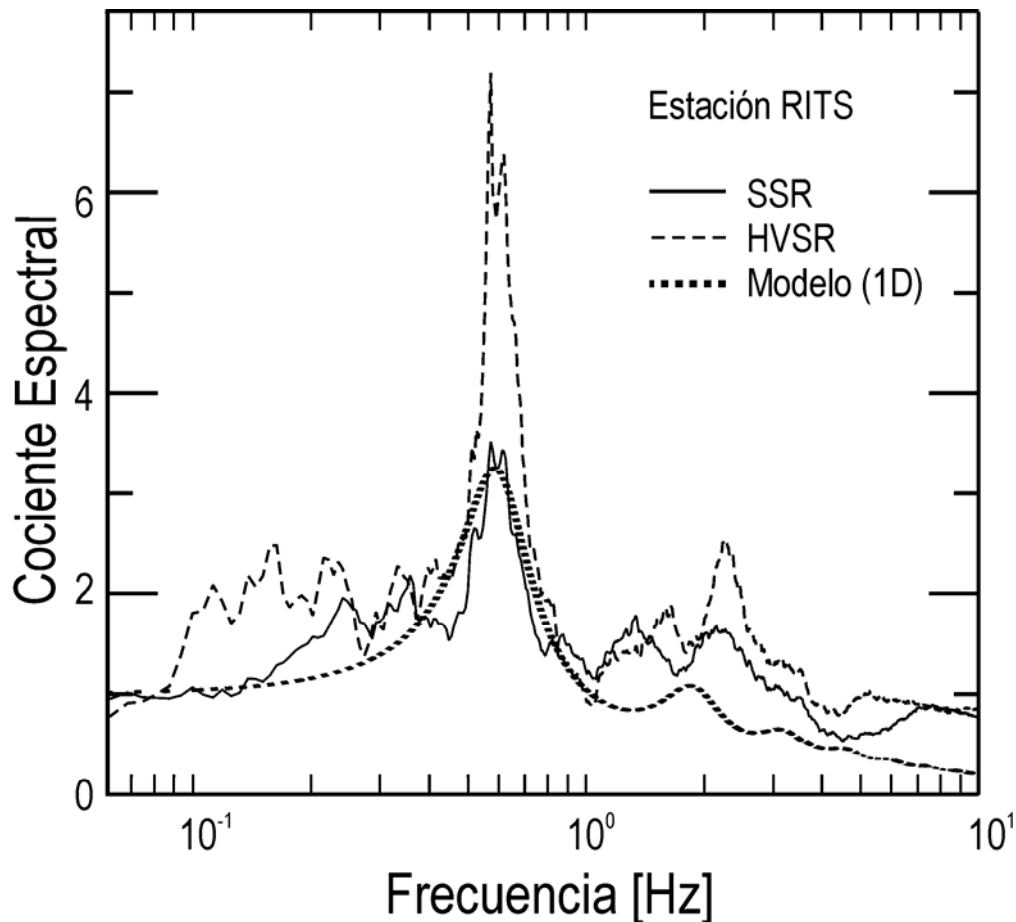


Fig. 4.5. Comparación de las funciones de transferencia obtenidas de datos en RITS (Métodos SSR y HVSr) y el modelo 1D calculado con el método de Thompson-Haskell (Aki and Richards, 1980). Los parámetros del modelo se eligieron arbitrariamente para estar en concordancia con las funciones de transferencia observadas.

IV.5. Análisis cualitativo de las formas de onda.

Las trazas registradas para el evento analizado se muestran en la figura 4.6. Todas las trazas fueron filtradas en pasa bajas con una frecuencia de 1 Hz. Luego las estaciones fueron ordenadas de acuerdo a su distancia epicentral. El análisis muestra algunas diferencias y también algunas semejanzas. RITC y RITL, por ejemplo, tienen amplitudes similares en las tres componentes. Se observa pico a pico que la amplitud se incrementa entre las estaciones RITL (hasta arriba) a RITE (hasta abajo) y éste por un factor significativamente mayor que 3, similar al que se observó en la frecuencia dominante, para los tres componentes del movimiento. A pesar de que los registros de RITS y RIPS parecen haber sido cortados demasiado pronto por los equipos acelerográficos, es claro que las amplitudes al final del registro de RITL son muy pequeñas. Esto contrasta con RITB y RITE, donde la parte final de los registros aún presentan amplitudes significativas. La duración en RITE excede los 150 s, 50% mayor que la duración del registro en RITL.

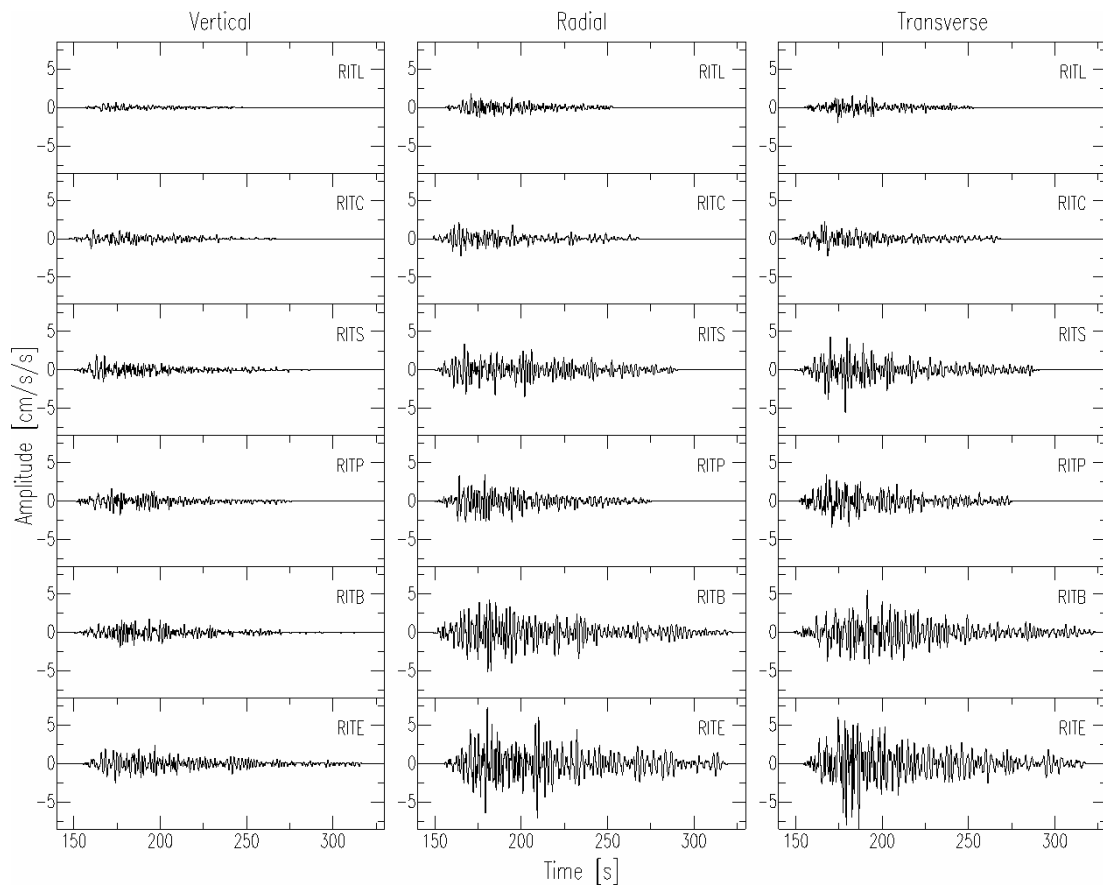


Fig. 4.6. Registros de aceleración (tres componentes) de las 6 estaciones de Toluca. Las trazas fueron filtradas con un filtro pasabajas butterworth, con una frecuencia de corte de 1 Hz. La escala de amplitudes es común en todas las trazas.

A fin de explorar la naturaleza del movimiento sísmico del terreno, los registros fueron filtrados en 15 diferentes filtros pasa bandas. El periodo central de los filtros Butterworth variaron entre 3.2 y 12 s. Sus pasabandas estuvieron en función de la frecuencia central. Las frecuencias centrales se calcularon de acuerdo a la siguiente expresión:

$$f_n = f_{min}(1.1)^{i-1} \quad (4.5.1)$$

donde f_n es la frecuencia central del filtro número n , $f_{min} = 0.06$ Hz e $i = 1, 2, \dots, 15$. EL ancho de los pasabandas se determinó con la siguiente relación:

$$(1-\omega)f_n < f < (1+\omega)f_n \quad (4.5.2)$$

donde $\omega = 0.25$. Los resultados se muestran en la figura 4.7 para la estación RITC. Se muestran las trazas para cada componente. La traza superior en cada columna es el registro original sin filtrar para cada componente. Debajo de éstas aparecen las trazas filtradas en los 15 distintos pasabandas empleados. La columna de la derecha muestra el periodo central para el cual se filtro la traza correspondiente. Puede observarse que para periodos mayores que 8 s,

los componentes vertical y radial muestran un pulso similar, que podría identificarse como una onda de Rayleigh. El movimiento de partícula para este pulso (el cual no se muestra) es retrógrado elíptico. Para estos periodos largos el componente transversal muestra un pulso único, que arriba antes que el pulso observado en los componentes radial y vertical. Ante esto, es de esperarse una velocidad de grupo mayor para las ondas de Love que para las de Rayleigh. Así pues, podría identificarse la señal observada en el componente transversal en los periodos largos con una onda de Love. A periodos más cortos, entre 5 y 8 s, se observan trenes de onda a 150 s de la escala de tiempo que pueden ser correlacionados entre los componente vertical y radial. Estos pulsos no aparecen en el componente transversal, lo que sugiere otra vez la presencia de ondas de Rayleigh. Para periodos menores a 5 s, no fue posible correlacionar los trenes de onda entre las componentes. En estos periodos cortos, los registros se ven claramente dominados por pulsos monocromáticos, todos distribuidos a lo largo de los registros (véase por ejemplo el componente radial, en la ventana de tiempo de 210 a 220 s).

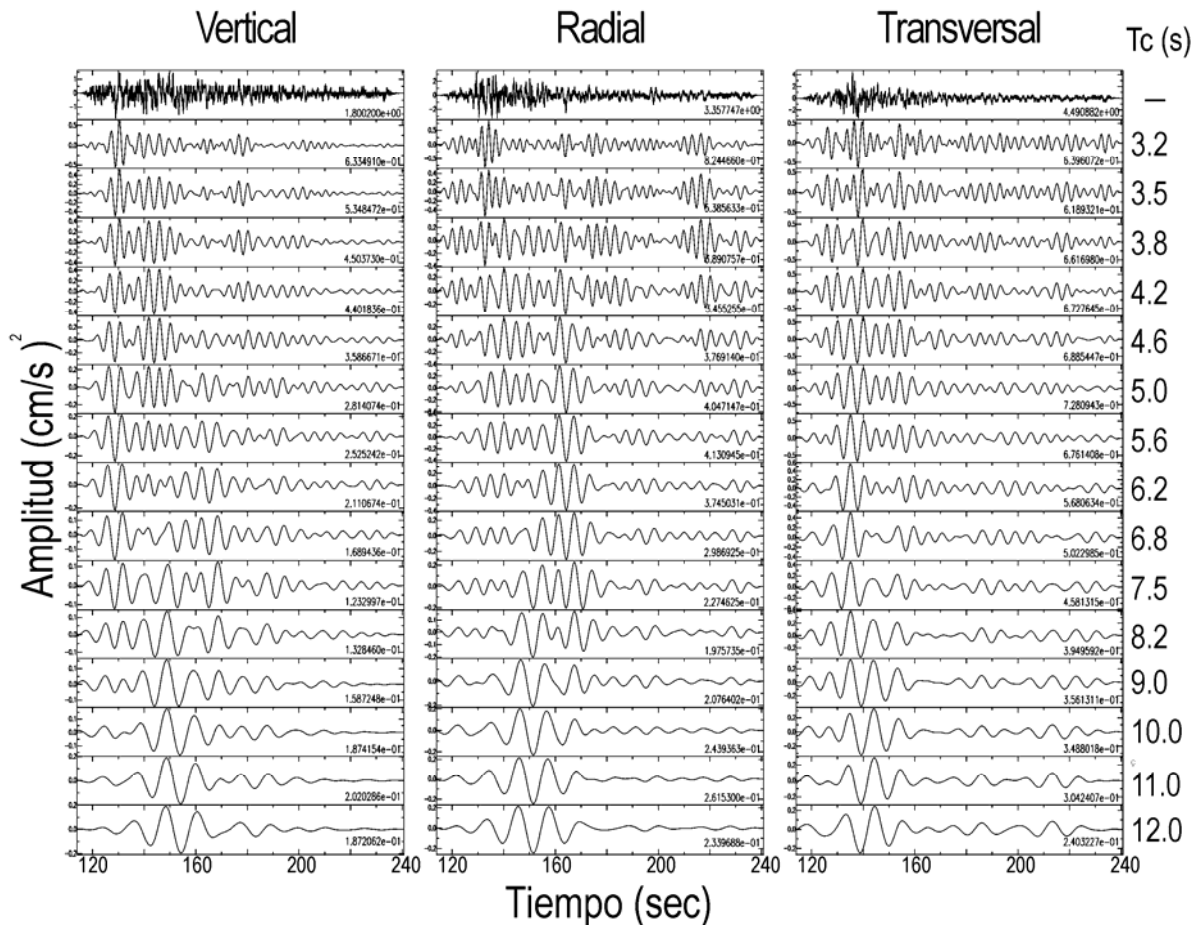


Fig. 4.7. Trazas filtradas de la estación RITC (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

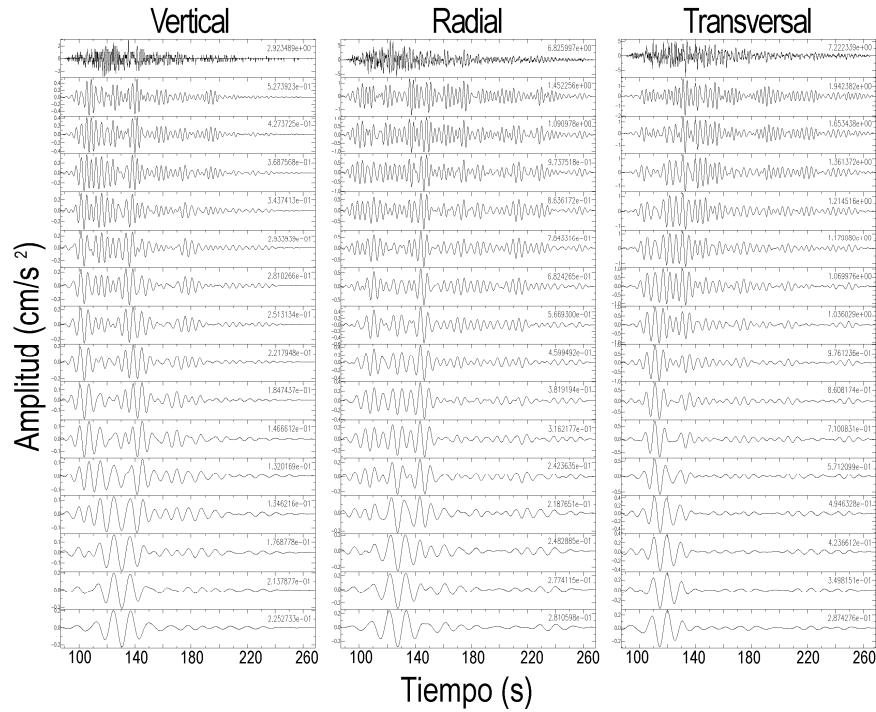


Fig. 4.8. Trazas filtradas de la estación RITB (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

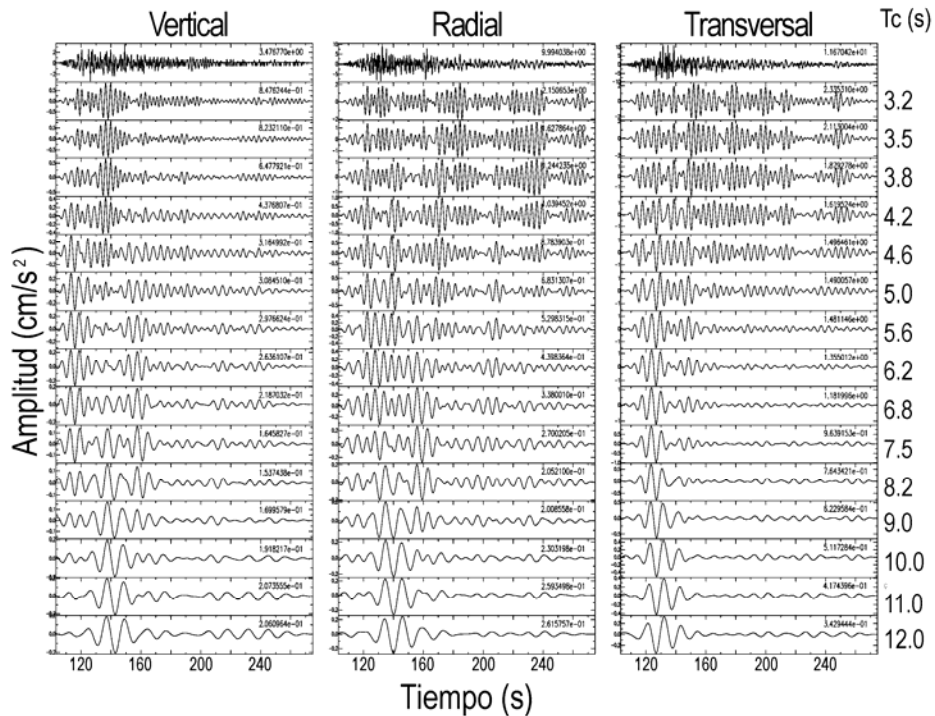


Fig. 4.9. Trazas filtradas de la estación RITE (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

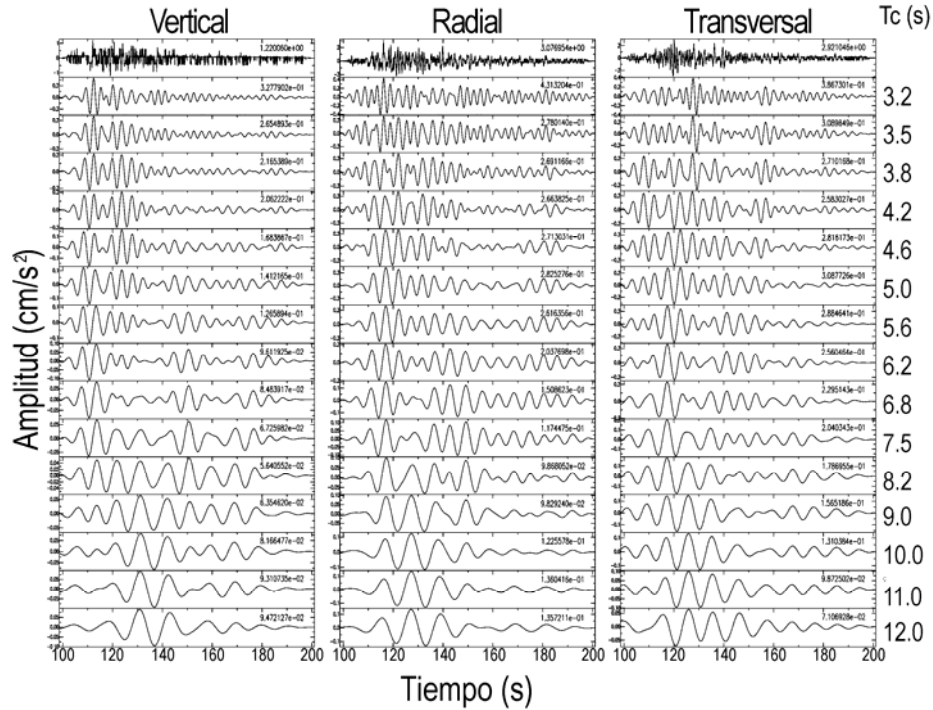


Fig. 4.10. Trazas filtradas de la estación RITL (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

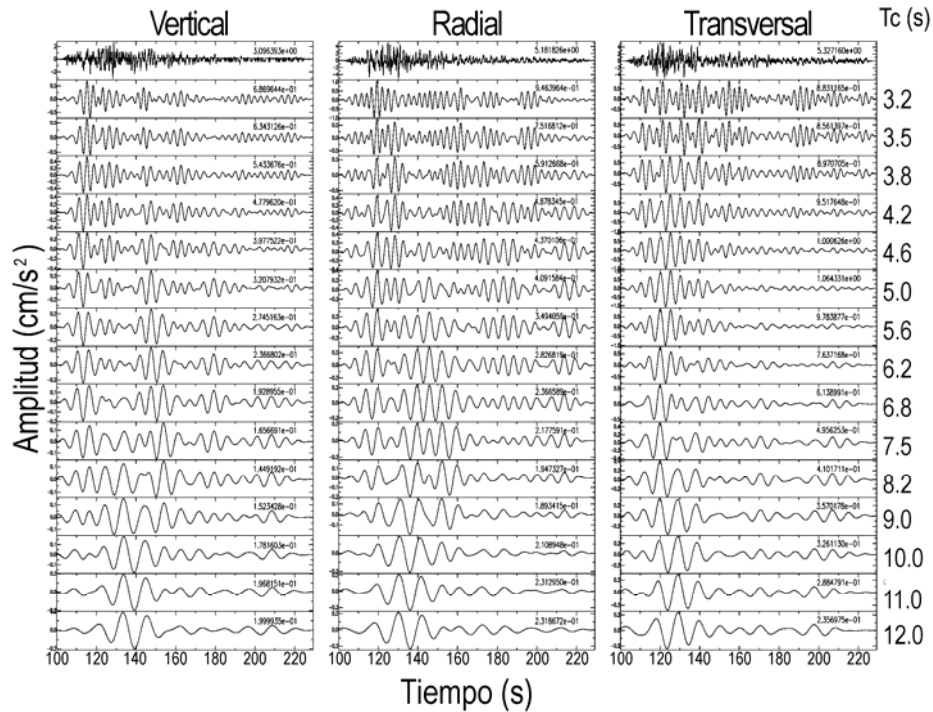


Fig. 4.11. Trazas filtradas de la estación RITP (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

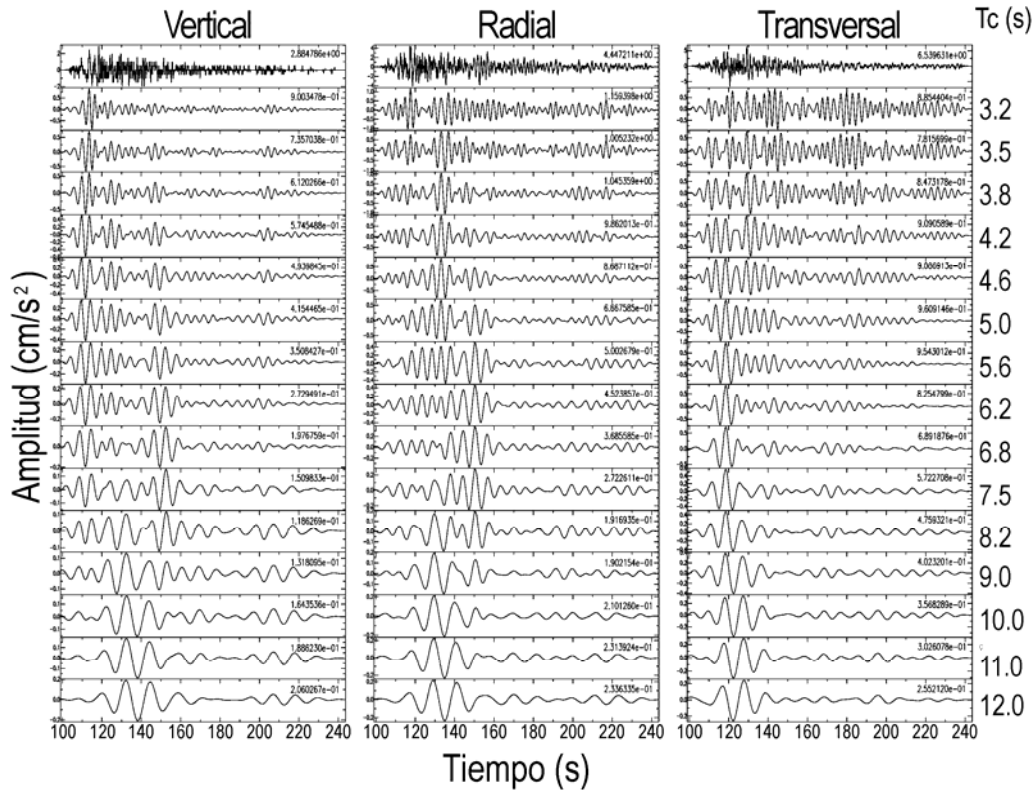


Fig. 4.12. Trazas filtradas de la estación RITS (los tres componentes). Las trazas originales fueron filtradas en 15 diferentes anchos de banda de periodo. A la derecha se muestra el periodo central en el que cada traza fue filtrada.

Los otros cinco registros fueron analizados de la misma manera. Para periodos mayores a 8 s, observamos en todas las estaciones el mismo pulso identificado como onda de Rayleigh en los componentes vertical y radial de la estación RITC. El componente transversal así mismo muestra el pulso identificado como una onda de Love. Entre 5 y 8 s de periodo, los trenes de onda de Rayleigh que se observaron en los componentes vertical y radial de la estación RITC, también aparecen en estos mismos componentes para las estaciones RITL, RITP y RITB (Fig. 4.10, 4.11 y 4.8, respectivamente). En el componente vertical de las estaciones RITS y RITE (Fig. 4.12 y 4.9) el mismo pulso identificado como onda de Rayleigh puede observarse, sin embargo, los componentes radiales correspondientes no pueden ser correlacionados con el vertical. Siendo una onda de Rayleigh, parte de su movimiento debe desarrollarse en el componente vertical. Sin embargo, la carencia de correlación entre los componentes vertical y radial en esas dos estaciones sugiere que el movimiento del terreno en la dirección radial se ve afectada por contribuciones adicionales con amplitudes grandes. En la misma banda de periodo, de 5 a 8 s, el componente transversal de todas las estaciones se correlaciona con lo descrito para RITC. Sin embargo, si observamos con detenimiento los periodos aún menores, se pierde la correlación entre los componentes horizontales, en periodos menores a 5 s. El componente vertical, a pesar de ello, se observa correlacionado entre las seis estaciones en la banda de periodo de 3.8 a 5 s. Una observación frecuentemente hecha es que el componente vertical es el menos afectado por las condiciones locales (por ejemplo Chávez-García y Salazar, 2002). Para periodos menores que 3.8 s no fue posible hallar correlación entre las trazas.

Las observaciones pueden resumirse a lo siguiente: Para periodos mayores que 8 s, las ondas superficiales cruzan el arreglo y son similares en todas las estaciones. En la banda de periodos de 5 a 8 s, las ondas superficiales parecen dominar el contenido de los registros, sin embargo, sus longitudes de onda decrecieron tanto que las irregularidades de la estructura del subsuelo afecta sus fases y por tanto no pueden ser correlacionadas entre las estaciones. Como las amplitudes se incrementan en la dirección de propagación, podríamos plantear hipotéticamente que la estructura llega a ser más suave en esa dirección. Para periodos menores a 5 s, sólo los componentes verticales pueden ser correlacionados y los componentes horizontales muestran varios trenes de ondas de amplitud equiparable, resultando en una larga duración del registro y del movimiento del terreno.

IV.6. Análisis de la dispersión sísmica en la ciudad de Toluca.

Si bien en un apartado anterior realizamos un análisis de dispersión para las estaciones dentro y fuera del EVT, con la intención de comparar nuestras observaciones, se analiza la dispersión para las 6 estaciones de Toluca.

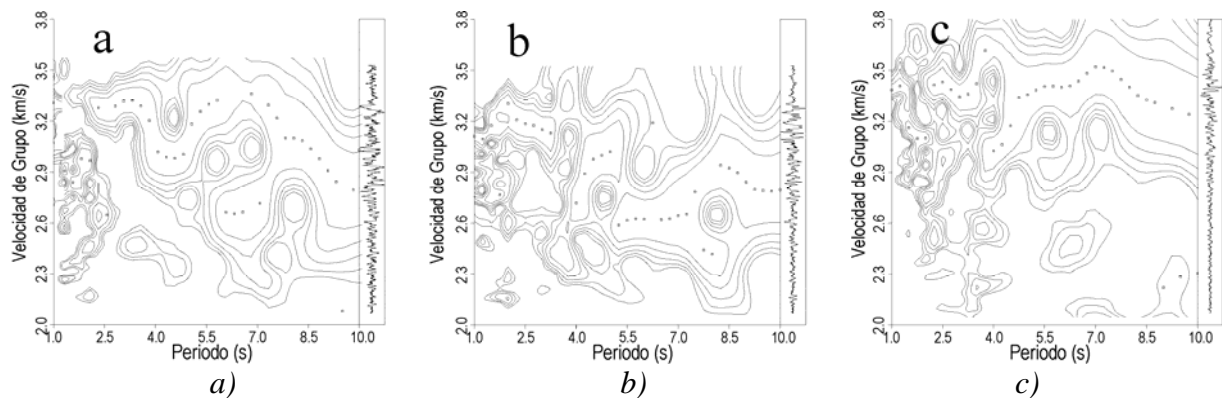


Fig. 4.13. Curvas de dispersión de los componentes a) Vertical, b) Radial y c) Transversal, de la estación RITC.

La figura 4.13 muestra los resultados de los tres componentes registrados en la estación RITC. Los contornos en periodos largos muestran formas simples para los tres componentes. Los componentes radial y vertical muestran una velocidad de grupo de aproximadamente 2.8 km/s en la banda de periodo de 8 a 10 s. Esto corresponde a la velocidad de grupo impuesta para asignar el tiempo absoluto de las trazas. El hecho de que el tiempo asignado sea correcto es apreciado en el componente transversal el cual muestra una velocidad de grupo de cerca de 3.2 km/s, en muy buena concordancia con la velocidad de grupo esperada para el modo fundamental de ondas de Love. Para periodos menores de 5 s, los resultados de ambos componentes horizontales muestran que existen diferentes arribos que contribuyen a la señal en cada periodo. La aparente velocidad de grupo de estos arribos está comprendida entre 2 y 4 km/s. La velocidad de grupo real de estos arribos es probablemente mucho menor, pues es muy probable que se hayan generado a lo largo de su trayecto fuente-estación (Chávez-García y Salazar, 2002). El componente vertical muestra algunas diferencias con los horizontales. Los

arribos en la banda de periodo de 2 a 5 s atraviesa un rango menor de velocidad de grupo y solamente para periodos menores a 2 s que el campo de onda que incide, atraviesa un rango grande de velocidades de grupo (de 2 a 4 km/s).

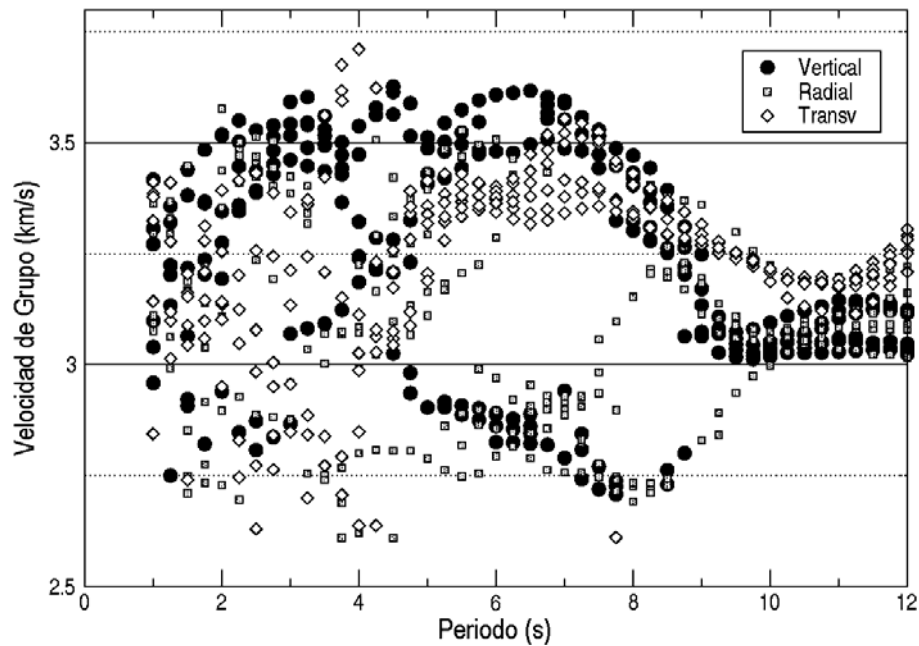


Figura 4.14. Velocidades de grupo para las estaciones analizadas en Toluca.

Los resultados son similares para las cinco estaciones restantes. Esto se muestra en la figura 4.14 en la que hemos graficado las coordenadas de los picos máximos amplitudes para cada periodo de los tres componentes de las seis estaciones del arreglo acelerométrico en Toluca. El tiempo para cada registro se impuso al asignar la velocidad de grupo en el componente vertical en 3.2 km/s (la velocidad de grupo esperada para el modo fundamental de ondas de Love propagándose desde la fuente) alrededor de los 10 s de periodo. Es probable que ésta no sea la velocidad de grupo correcta debido a que se observa que la dispersión de los rombos abiertos (figura 4.14), se incrementa ligeramente alrededor de los 10 s de periodo. A este rango de periodos, las amplitudes más grandes en los componentes vertical y radial arriban con una velocidad de grupo entre 3 y 3.1 km/s. Otra vez, esta velocidad de grupo es mayor que la predicha por el modelo de Campillo *et al.* (1989) (2.8 km/s), de lo cual se sugiere diferencias significativas en la estructura cortical localizada entre la costa de Colima y la ciudad de Toluca. La figura 4.14 también muestra que para periodos mayores que 8 s, las características dominantes en los registros son modos fundamentales de ondas de Love y Rayleigh. En periodos más cortos, entre 4 y 8 s, dos arribos de ondas son coherentes para todas las estaciones; una con velocidad de grupo cercana a 3.45 km/s y la segunda con velocidades de grupo de alrededor de 3 km/s. Esta última aparece en los componentes vertical y radial, sugiriendo que un pulso de Rayleigh se propaga en la dirección epicentral. Este pulso tiene una gran dispersión de la velocidad de grupo y aparece principalmente en los componentes vertical y radial, lo que hace suponer que un pulso difractado de onda de Rayleigh proviene de casi 90° de acimut. La gran velocidad de grupo de estos pulsos es demasiado grande para esta banda de periodo, lo que podría deberse a que fueron difractados en alguna parte de su trayecto fuente-estación. La velocidad de grupo se calcula asumiendo

que la energía se propaga desde la fuente. Si algún pulso se genera mediante difracción a lo largo de la trayectoria, la distancia viajada será menor y por tanto será la velocidad de grupo correspondiente. En el rango de periodos menores a 5 s, se observa una gran dispersión, con arribos de energía distribuida en un rango de velocidad de grupo muy grande. No se observa correlación entre los componentes horizontales y su respectivo vertical, sugiriendo que las direcciones de propagación no coinciden con las direcciones radial o transversal.

IV.7. Análisis $f - k$.

Una de las ventajas de un arreglo es la posibilidad de usarse como antena. Con este fin, se pueden usar varios métodos diferentes (Aki y Richards, 1980). Un método muy estable ante la presencia de ruido es el cálculo del espectro $f - k$ (Frecuencia - Número de onda). Un arreglo 2D en una superficie plana permite descomponer el campo de onda observado a lo largo de los componentes horizontales del vector de número de onda. Si realizamos esta descomposición para el resultado de filtrar las trazas por series de filtros pasabandas, se obtienen series de espectro en el dominio frecuencia - número de onda. La amplitud máxima para cada espectro proporciona las coordenadas de un número de onda para los arribos más coherentes en esa banda de frecuencia para todas las estaciones. Hemos puesto en práctica lo descrito por Capon (1969) para calcular el espectro $f - k$ mediante el método de alta resolución.

Primero usamos diferentes filtros y diferentes ventanas de tiempo a lo largo de los registros para calcular el espectro $f-k$ (Roullé y Chávez-García, 2003). Luego se verificó que estos resultados no dependieran de los parámetros elegidos para los cálculos. El ancho de las ventanas analizadas estuvo en función del periodo central del filtro. Se realizaron diferentes pruebas imponiendo una velocidad de fase en cualquiera de los componentes horizontales. Los resultados no cambiaron significativamente. La figura 4.15 muestra las velocidades de fase y *Acimut reversos* determinados mediante este análisis. Los *acimut reversos* muestran claramente la dirección epicentral (258°) para los tres componentes en el rango de frecuencias menor a 0.3 Hz. En este rango de frecuencias, las velocidades de fase están dispersas alrededor de la velocidad de fase predicha para los modos fundamentales de ondas de Love y Rayleigh de acuerdo con el modelo de Campillo *et al.* (1989). En el rango de frecuencias de 0.3 a 0.5 Hz, un arribo consistente se indica para los componentes vertical y radial para un *Acimut reverso* de 124° . La velocidad de fase correspondiente no puede ser determinada mediante el arreglo (los símbolos se alinean en una línea de número de onda constante) debido a problemas de *aliasing*. Sin embargo, esto sugiere fuertemente que las velocidades de fase son menores a 2 km/s. Por esta razón, no es posible identificar con certeza la estructura geológica que genera este arribo. A pesar de esto, puede considerarse que se debe a la frontera sur del EVT, debido a que es la estructura geológica más prominente. Como consideración adicional, la zona de transición entre la placa tectónica de Norteamérica y el EVT es muy compleja y se desarrolla en la región cercana a la frontera sur de dicho eje. Una observación similar fue reportada por Barker *et al.* (1996). La figura 4.16 muestra una sección geológica debajo de Toluca, tomada de Mooser *et al.* (1996). Observamos una capa con un espesor de alrededor de 2 km de secuencias Vulcano-sedimentarias subyacida por rocas calizas.

Cárdenas-Soto y Chávez-García (2003) interpretaron los arribos tardíos observados en el centro de México como la causa de una difracción en la frontera del EVT. Los resultados presentados en esta etapa del trabajo señalan hacia el mismo mecanismo.

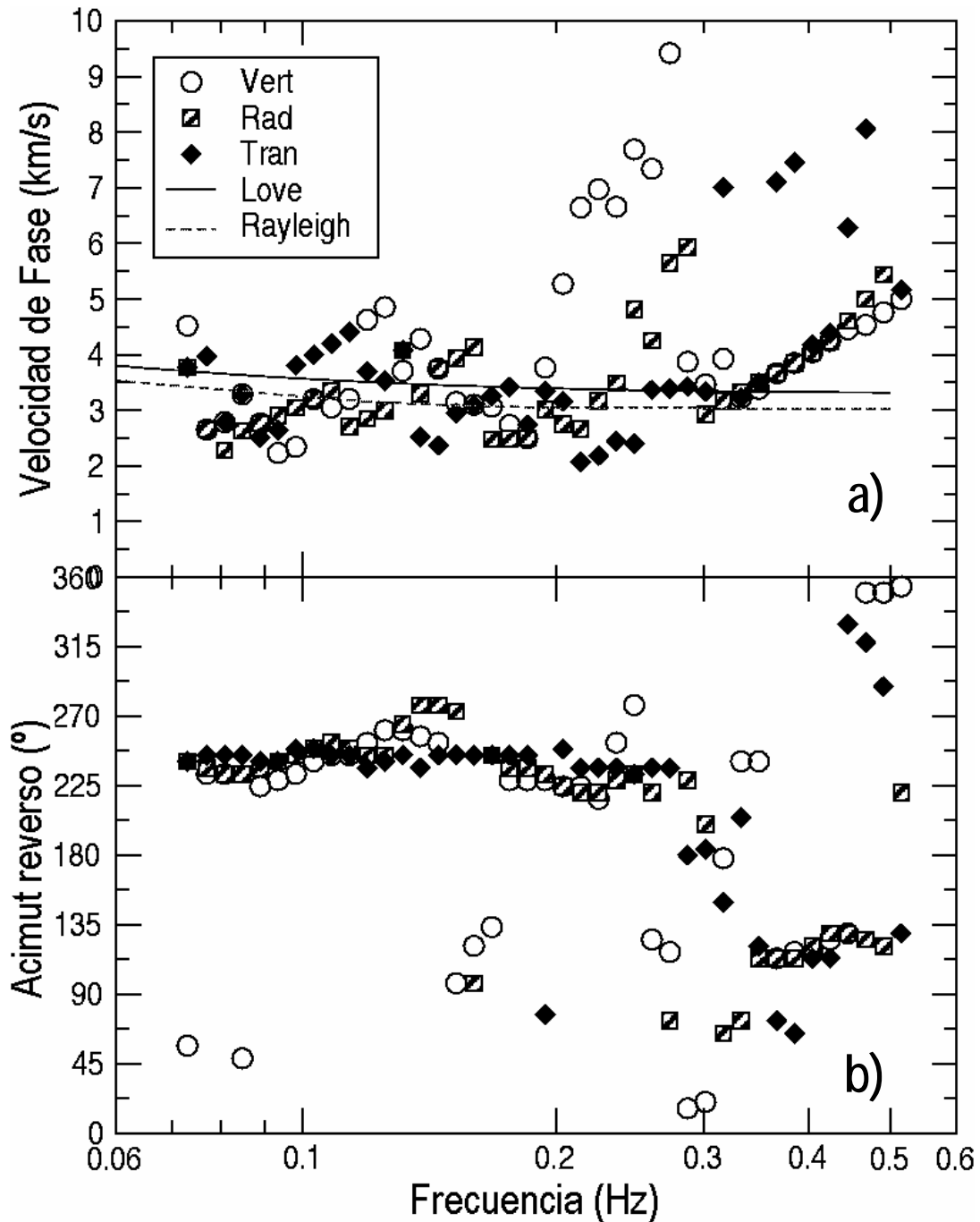


Figura 4.15. Resultados de el análisis $f-k$. a) Velocidad de fase. b) Acimut reverso. Estos valores se obtuvieron a partir del pico máximo observado en el espectro $f-k$, calculado para los registros de las 6 estaciones.

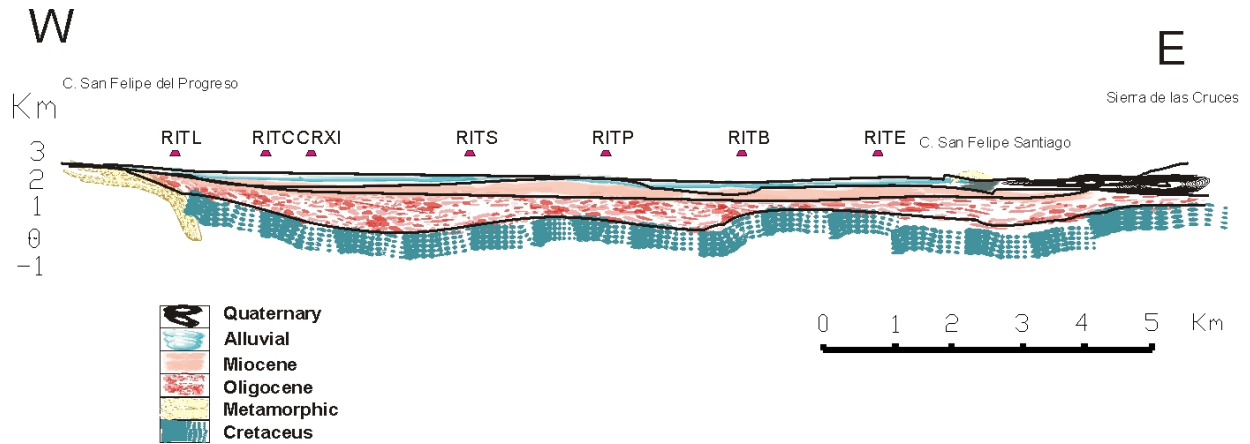


Fig. 4.16. Corte transversal E-W de la cuenca de Toluca (Mooser et al., 1996). Sobre este perfil se presenta la proyección de las estaciones empleadas en esta parte del análisis.

IV.9. Discusión.

Se presentó en esta etapa un primer análisis de las características de propagación de ondas en la ciudad de Toluca, basado en registros de movimientos fuertes obtenidos en la ciudad. Los datos provienen de 6 estaciones de registro fuerte instalada en 1992. Sin embargo, sólo siete eventos se han registrado con esta instrumentación. Más aún, sólo uno de los eventos se ha registrado en las seis estaciones. Se analizó la respuesta sísmica en Toluca usando cocientes espectrales calculados para todos los registros disponibles y un análisis detallado de los acelerogramas obtenidos por este único evento registrado en las seis estaciones. Los análisis llevados a cabo permiten obtener buenos resultados a pesar de la limitante del número de eventos registrados.

Los análisis realizados exploran las formas de onda en la banda de periodo de 1 a 10 s, tratando de correlacionar el movimiento de terreno registrado por los sitios instrumentados. Se observa que para periodos mayores a 8 s, las ondas superficiales viajan a través del arreglo y son similares en todas las estaciones. En la banda de periodo de 5 a 8 s, las ondas superficiales parecen aún dominar el contenido de los registros. Sin embargo sus longitudes de onda se ven disminuidas en magnitud de tal modo que las irregularidades de la estructura del subsuelo afecta sus fases y por tanto es difícil correlacionarlas entre las seis estaciones. Como las amplitudes se incrementan en la dirección de propagación, consideramos que es muy probable que la estructura sea más blanda en dicha dirección. Para periodos menores a 5 s, solo el componente vertical se observa correlacionado (lo que sugiere que el movimiento horizontal está dominado por longitudes de onda menor que 5 km) y los componentes horizontales muestran muchos trenes de onda de amplitud equiparable, resultando por tanto, en largas duraciones del movimiento del terreno.

A partir de los análisis de esta parte del trabajo, también se sugiere que las heterogeneidades laterales en la estructura de subsuelo afectan significativamente las longitudes de onda en el orden de 1 a 10 km. Los registros del evento analizado muestran un incremento de amplitud

conforme la distancia epicentral aumenta. Esta amplificación ocurre en la banda de frecuencia de 0.2 a 1 Hz, similar a la reportada por Ordaz y Singh (1992). Existen también diferencias significativas entre los componentes verticales de las estaciones. Esto es obvio puesto que el presente análisis sugiere que el movimiento de tierra consiste principalmente de ondas superficiales. La estructura irregular del subsuelo afecta la propagación de estas ondas, cuyo movimiento de terreno ocurre en los componentes radiales y verticales.

El análisis de dispersión sugiere que, para periodos mayores a 8 s, un solo modo de propagación se presenta en los registros. A periodos menores de 5 s, los registros incluyen diferentes contribuciones, probablemente arribos de diferentes direcciones. Esto se confirma por el análisis $f-k$, el cual a pesar de la baja resolución a periodos cortos, claramente identifica un tren de ondas arribando de una dirección diferente a la epicentral. Sus velocidades de fase no pueden ser medidas debido al *aliasing*.

Los resultados aquí presentados muestran una gran similitud entre el movimiento del terreno en el Valle de México y en el Valle de Toluca, en lo que se refiere a los efectos de trayecto. Se muestra evidencia de arribos de energía tardíos provenientes de una dirección diferente a la epicentral (muy probablemente de la frontera sur del EVT). Esto es muy probable debido al hecho de que, a gran escala, la estructura geológica debajo de Toluca sea muy similar a la que subyace a la ciudad de México. Afortunadamente para la Ciudad de Toluca, los efectos de sitio no llegan a modificar el movimiento de terreno tanto como en la capital de país, a pesar de que los efectos de trayecto proveen de largas duraciones en periodos intermedios (de 1 a 5 s).

Es importante enfatizar que los resultados de esta etapa muestran que los efectos de sitio pueden estudiarse en otras ciudades del país, particularmente en el centro, además de que las técnicas para realizarse están disponibles. Esta etapa del estudio indica que el movimiento sísmico del terreno en la ciudad de Toluca puede ser importante y que el análisis sísmico puede ser muy útil para entender y predecir las diferencias esperadas en el movimiento del terreno entre diferentes partes de dicha ciudad. Como es obvio, no se puede generalizar resultados de un solo registro sísmico, pero si podemos comparar lo que aquí obtenido con el resto de las etapas.

V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

En el presente trabajo hemos realizado un estudio de los efectos de trayecto y sitio a través del análisis de registros de sismos fuertes (Alcántara *et al.*, 2000). Nuestro interés principal se concentró en comprender la contribución de los efectos trayecto causados por la presencia del EVT. Para ello se eligieron 13 eventos sísmicos ($4.6 \leq M_c \leq 8.0$) con epicentros localizados en diferentes zonas del país. Se procuró que los epicentros seleccionados se distribuyeran alrededor del centro del país, de tal manera que se contara con diferentes trayectos epicentro-centro de México. Las estaciones empleadas de este trabajo (22 en total) están distribuidas sobre dos líneas (Sur a Norte y Oeste a Este). En cada línea se contó con estaciones dentro y fuera del EVT. Adicionalmente empleamos un arreglo conformado por 6 estaciones acelerométricas, localizado en la ciudad de Toluca. De este arreglo se empleó un evento sísmico bien registrado (22.01.2003) y que fue analizado también para las líneas de estaciones mencionadas anteriormente.

En lo que respecta al estudio por trayectorias, primero se realizó un análisis cualitativo de las formas de onda. Para ello, los tres componentes de cada registro se filtraron en diferentes bandas de periodo para diversos periodos centrales. Las amplitudes y formas de onda de las trazas filtradas se compararon entre las estaciones de una misma línea. Luego se compararon los resultados entre las 5 trayectorias propuestas. Este análisis permitió observar en TXCR, CUER y CUP5 (estaciones sobre el EVT) pulsos de periodos mayores a 6 s, que no se presentaron en estaciones fuera del EVT (*e. g.* trayectoria 4). Esto demuestra la generación de pulsos dentro del EVT. Un punto importante de enfatizar es que en TXCR (cimentada en roca) se observan amplificaciones en periodos de 4.5 s y menores. Este valor de periodo no es congruente con las condiciones locales (roca metamórfica, tabla 3.1). Se observaron también amplificaciones en estaciones como RITC (también cimentada en roca) además de la presencia de los mismos trenes de onda detectados en CUER, CNPJ y CUP1. Esta observación sugiere que las condiciones de sitio no son la causa de dichos trenes de onda, sino probablemente del fenómeno de amplificación regional descrito por Ordaz y Singh (1992). Otra observación importante es que la amplificación detectada en estaciones dentro del EVT (cerca de los 6 s de periodo) no tiene la misma magnitud para los dos componentes horizontales, lo que sugiere que la estructura cortical tiene diferentes características en la dirección Norte-Sur y Este-Oeste. Por otro lado, observamos que independientemente de la trayectoria analizada las amplificaciones empiezan a presentarse a partir de la estación PLIG en el rango de 2 a 6 s de periodo. Adicionalmente se observa que el periodo para el cual se presentan las amplificaciones máximas en PLIG (respecto a MEZC y TNLP) varía ligeramente con la trayectoria analizada (4 s para TR1; 4.5 s para TR2 y TR3; 3 s para TR4; 4.75 s para TR5). También fue posible determinar que aunque en PLIG se observan amplificaciones éstas no son las máximas de la trayectoria, sino que los valores máximos de amplificación se alcanzan en CUER y CUP1. Las amplificaciones más grandes se dan en la banda de 2 a 5 s de periodo en la estación CUER (factor de 4 respecto de TEAC) y entre 3 y 6 s en CUP1 (factor 5 relativo a TEAC). Esto indica que la amplificación se da gradualmente a partir de PLIG, alcanzando sus valores máximos en CUER y CUP1 (*e. g.* TR2, S-N; TR 5). Otra característica observada en el análisis cualitativo de las formas de onda es la identificación de pulsos que corresponden a ondas de Rayleigh de amplitud importante y que se generaron en el trayecto fuente-estación (*e. g.* TR2, E-W; Fig. 3.21 y 3.22), así como la

presencia de trenes de ondas en la coda de las señales registradas en estaciones sobre el EVT (Fig. 3.25, 3.34 y 3.38). En lo que respecta a los pulsos que se originan en el trayecto, identificamos que tienen periodos largos (alrededor de 8 s; Fig. 3.22), mientras que los trenes de onda tienen periodos intermedios que varían en función de la trayectoria analizada (3.5 s para TR1; 5 s para TR2; 3.15 s para TR3; 3 s para TR4; y TR5). Tanto los pulsos originados en la fuente como los trenes de onda contribuyen al incremento del tiempo de registro.

En el análisis de la dispersión empleamos la MTF (Dziewonski *et al.*, 1969) para graficar la energía de una señal como función de la velocidad de grupo y del periodo (curvas de dispersión T-U). Se generaron curvas de dispersión para los tres componentes de cada estación las cuales se compararon entre sí. Posteriormente se compararon con las de las estaciones de una misma trayectoria y por último se compararon entre trayectorias. Las curvas de dispersión de los componentes vertical y radial de una misma estación y evento muestran una gran similitud entre sí, lo que permitió realizar un apilamiento de estos componentes. Adicionalmente, los resultados de esta etapa muestran los pulsos que viajan del epicentro al centro del país se dispersan mayormente a partir de un periodo dado (T_c), cuyo valor depende del acimut. Para trayectorias con acimut cercano a cero (*e. g.* Fig. 3.2), la velocidad de grupo con periodos menores a 6 s (T_c) son afectadas en una región comprendida entre PLIG y CUER (Frontera sur del EVT). Para trayectorias con acimuts entre 60° y 120° o entre 240° y 300° , las señales comprendidas entre 3.3 y 4.5 s de periodo (T_c) son fuertemente afectadas. Esto indica que el ángulo de incidencia de las ondas sobre el EVT es importante en la generación de pulsos difractados, situación que es congruente con los resultados del análisis cualitativo de las formas de onda. Las curvas de dispersión permitieron observar que distintas velocidades de grupo se presentan para pulsos de un mismo periodo. Estas velocidades ocupan una ventana mayor de tiempo en los registros de estaciones sobre el EVT (*e. g.* Fig. 3.42 y 3.43). La diferencia en los valores de velocidad de grupo produce arribos del mismo periodo en diferentes instantes causando mayor tiempo de registro, situación que es congruente con lo observado en el análisis cualitativo de las formas de onda (Fig. 3.24 y 3.38). Por tanto, en la frontera sur del EVT los pulsos se ven afectados por la estructura 3D, difractándose y generando trenes de onda de velocidades más bajas (menores a 3 km/s) respecto de los primeros, provocando así arribos tardíos que se presentan en las codas de los registros del centro del país. También, es factible que se generen modos superiores en la misma frontera del EVT, con velocidades cercanas a los 4 km/s (*e. g.* Fig. 3.43, 3.46, 3.47 y 3.48). Los apilamientos de las curvas de dispersión refuerzan nuestras observaciones respecto al periodo (T_c) a partir del cual los pulsos se ven afectados (Fig. 3.49). El siguiente paso a los apilamientos puede ser el cálculo de las velocidades entre pares de estaciones de una misma línea (Siguiendo la trayectoria de un evento dado). Sin embargo se requieren más registros de buena calidad.

Los cocientes espectrales H/V muestran la clara amplificación que sufren los registros obtenidos en el EVT, aún si las estaciones correspondientes se encuentran un sitio firme. Las amplificaciones se presentan en 3 y 5.88 s de periodo (0.17 y 0.33 Hz; Fig. 3.52), cuyos valores también son consistentes con las observaciones realizadas en las etapas anteriores. Dada las condiciones del lugar en el que se encuentran la mayoría de las estaciones (cimentadas en roca) no es factible que existan periodos dominantes con valores como los antes mencionados.

En lo que respecta al análisis de la atenuación, los resultados muestran que a partir de PLIG (o en IGUP) se presentan amplificaciones, respecto a estaciones más cercanas a la fuente, que dependen del acimut. Esto confirma las observaciones realizadas en el análisis cualitativo de las formas de onda. En la figura 3.72 se muestran los valores para los cuales se presentan las amplificaciones. Nuevamente observamos amplificación en el componente vertical de TXCR para periodos entre 2 y 5 s, en relación a estaciones más cercanas al epicentro.

El análisis de la duración empleó la formulación propuesta por Trifunac y Westermo (1976). Los resultados muestran que en la banda de 1 a 6 s de periodo las señales registradas en estaciones ubicadas sobre el EVT. Sin embargo debido a la poca cantidad de registros de buena calidad con los que trabajamos, no fue posible explorar con más detalle este fenómeno.

En lo que respecta al análisis del arreglo de estaciones en la ciudad de Toluca, empleamos la mayoría de los procedimientos realizados en el análisis por trayectorias. Adicionalmente se calcularon los espectros $f-k$. Los resultados de esta parte del trabajo permitieron determinar que para periodos mayores a 8 s, las ondas superficiales se observan claramente en las seis estaciones del arreglo. De 5 a 8 s de periodo se sigue observando la presencia de ondas superficiales, pero con longitudes de onda de menor magnitud. El análisis de dispersión en el arreglo acelerométrico refuerza la observación en el análisis por trayectorias, referente a que para periodos mayores a 8 s, un sólo modo de propagación se presenta en los registros. A periodos menores de 5 s, los registros incluyen diferentes contribuciones, probablemente arribos de diferentes direcciones. Esto se confirma por el análisis $f-k$, el cual a pesar de la baja resolución a periodos cortos, claramente identifica un tren de ondas arribando de una dirección diferente a la epicentral, cuyas velocidades de fase no fue posible determina debido al *aliasing*. Los resultados muestran gran similitud entre el movimiento del terreno en el Valle de México y en el Valle de Toluca, en lo que se refiere a los efectos de trayecto. Se muestra evidencia de arribos de energía tardíos provenientes de una dirección diferente a la epicentral. Esto es muy probable debido al hecho de que a gran escala, la estructura geológica debajo de Toluca es muy similar a la que subyace a la ciudad de México. La diferencia primordial entre el movimiento sísmico observado en la Ciudad de Toluca y la Ciudad de México, son los efectos de sitio. La contribución de este efecto no modifica el movimiento de terreno en la Ciudad de Toluca tanto como en la capital de país, a pesar de que los efectos de trayecto proveen de largas duraciones en periodos intermedios (de 1 a 5 s). El estudio de arreglos de estaciones de registro sísmico ubicados en el centro del país, permite una mejor comprensión del movimiento sísmico observado. Desafortunadamente son pocos los arreglos existentes fuera de la Ciudad de México o bien, la información no está disponible.

En conjunto los resultados de las dos etapas sugieren que las heterogeneidades laterales causadas por la presencia del EVT, afectan significativamente las longitudes de onda en el orden de 1 a 10 km. Los registros de los eventos analizados muestran un incremento de amplitud conforme la distancia epicentral aumenta. Esta amplificación ocurre en la banda de frecuencia de 0.2 a 1 Hz, similar a la reportada por Ordaz y Singh (1992). Existen también diferencias significativas entre los componentes verticales de las estaciones. Esto es obvio puesto que el presente análisis sugiere que el movimiento del terreno consiste principalmente en las ondas superficiales. La estructura irregular del subsuelo afecta la propagación de estas

ondas, cuyo movimiento de terreno ocurre en los componentes radiales y verticales. Además, también se detectaron amplificaciones e incremento en la duración de los registros para las estaciones sobre el EVT. Estos dos efectos pudieron observarse desde la estación PLIG, los cuales se incrementan hasta alcanzar sus valores máximos en CUER y CUP1. El periodo para el cual se observan las amplificaciones a partir de la estación PLIG, depende del acimut del evento analizado (cuyos valores de periodo describimos anteriormente) El general podemos ver los efectos de amplificación e incremento de la duración en periodos comprendidos entre 1 y 6 s. Estas diferencias entre los rangos en los cuales se observa amplificación, el ángulo acimutal y el componente del movimiento analizado, sugiere que la transición geológica entre la placa continental y el EVT genera efectos 3D en la propagación de ondas, causando difracciones en pulsos con periodos menores a un valor dado dependiendo de la trayectoria epicentro-estación.

AGRADECIMIENTOS.

Gracias al apoyo de la UPAEP y de la ANUIES, me fue posible realizar los estudios de Doctorado en Ciencias. Mi agradecimiento a estas dos instituciones, en particular a Dr. Octavio Castillo, Dra. Josefina Rivero, Dr. Rafael Rangel, Mtro. Ricardo López Fabre y Mtro. Urbano Ponce (UPAEP), quienes en diferentes momentos permitieron mi estancia en la UNAM. Por parte de ANUIES (Oscar Comas y Oswaldo Pérez) se recibió apoyo del programa SUPERA (convenio 0060105-5165), sin el cual no hubiera sido posible la realización del presente trabajo. También agradezco al Instituto de Geofísica y al Instituto de Ingeniería, ambos de la UNAM, los recursos técnicos y económicos proporcionados (uso de instalaciones, equipo, congresos, salidas del país, etc.).

Con lo que respecta a la información empleada en la presente tesis, los registros del evento del 22.01.2003, fueron suministrados por diferentes instituciones. La UAEM-RIIS (Raúl Vera, Sandra Jiménez y Horacio Ramírez) facilitó los registros de las estaciones de Toluca. CENAPRED (Enrique Guevara y César Morquecho) dio el registro de la estación CNPJ. El Instituto de Ingeniería (Leonardo Alcántara) facilitó el registro de CUER. El Servicio Sismológico Nacional (Javier Pacheco) proporcionó los registros de CJIG y MOIG.

En especial, deseo expresar mi agradecimiento a mi tutor, Dr. Francisco J. Chávez García, quien tuvo a bien dedicar su tiempo y experiencia para mi formación académica. Pero esta formación no se limitó a la parte científica, sino que alcanzó a la parte humana. Lograr ser un investigador de su nivel y dar muestras de sensibilidad humana a aquellos que lo rodean, es una gran virtud que, para aquellos que empezamos hoy, queremos alcanzar en el futuro.

Un agradecimiento también especial para los doctores Martín Cárdenas Soto, Raúl Valenzuela Wong y Mario Ordaz Shroeder, quienes fungieron como miembros del comité tutorial. A todos ellos les agradezco su amabilidad, sus comentarios (en todo momento positivos) y sus muestras de amistad sincera. De igual manera, agradezco a los doctores Carlos Valdés, Luis Quintanar y Luis Murguía, por los comentarios realizados al presente trabajo, los cuales permitieron mejorar el contenido. También fue importante el apoyo recibido por los doctores Oscar Campos y Sergio Rodríguez Elizarrarás, durante el proceso de admisión al doctorado. Buena parte de la formación académica fue recibida en las aulas por profesores como el Dr. Juan Manuel Espíndola. Otros profesores tuvieron a bien participar como miembros del comité tutorial (FJCG, MCS y RVW).

También deseo expresarle mi agradecimiento a la Directora del Posgrado en Ciencias de la Tierra, Dra. Blanca Mendoza Ortega así como a sus auxiliares técnicos y administrativos (Araceli Chamán, Mónica Salgado y René Romero)

Durante mi estancia en la UNAM, tuve la oportunidad de tratar muy de cerca al personal de la Coordinación de Ingeniería Sismológica del Instituto de Ingeniería, quienes siempre se mostraron dispuestos a atender mis inquietudes (Jorge Aguirre, Miguel Rodríguez, Javier Lermo, Mario Chávez, Eduardo Reinoso y Julio Cuenca). No menos importantes son los compañeros de esta coordinación. Ellos fueron un factor humano muy importante en mi permanencia en la UNAM. A todos ellos, les doy las gracias por su amistad desinteresada

(Agathe Roullé, Antonio Valverde, Arturo Pérez, Arturo Iglesias, Benjamín Olvera, Carlos Quiroga, Claudia Romero, Daniel Vega, Hortensia Flores, Juan Carlos Orozco, Omar Pineda, Isabel Bernal, Marcos Chavacán, Moisés Contreras, Ricardo Vázquez, Sara Ivonne Franco, Teresa Becerril y Vicente Orozco).

En esta misma parte del texto me permito hacer mención de las personas a quienes dedico este trabajo.

A ti, Padre, porque a pesar de mis tropiezos me permites estar en Tu regazo.

A ti Dulce Madre, porque arrullas mi alma en tus brazos y encuentro el confort de un pequeño.

A mis padres María del Carmen y Hugo, por su fe y su confianza para arriesgar sus propias vidas por mi causa. Por sus desvelos, por su empeño en ser padres, porque no se detuvieron al ver los pies mecerse, porque gracias a sus sueños y anhelos soy lo que soy.

A la Revda. Asunción del Carmen, por el cariño de madre que de ti he recibido.

A mis hermanos Iván, Karylú, Paco y Aníbal †, porque paso a paso siempre han estado conmigo.

A mis hijitas María Teresita † y Magdiel del Carmen, porque siempre las llevo en mi mente y en mi corazón.

A mi esposa Martha, porque cada rosa tiene su propio aroma y cada acción su recompensa.

A mis otros pequeñitos Ian, Adriel y Eider, cuyas sonrisas han confortado mi alma en más de una ocasión.

A mis abuelitos Eloisa, Alfredo †, Lilia †, Magdaleno †, Alicia † y Lorenzo †, quienes siempre se esmeraron en consejos y cuidados para mi.

A todos ustedes, les dedico el esfuerzo, el trabajo y hasta los momentos difíciles, porque todos ustedes los compartieron conmigo.

REFERENCIAS.

Aki, K. and P.G. Richards (1980). *Quantitative seismology, theory and methods*, W.H. Freeman.

Alcántara, L., R. Quass, C. Pérez, M. Ayala, M. Macías, H. Sandoval, C. Javier, E. Mena, E. Andrade, F. González, E. Rodríguez, A. Vidal, L. Munguía, M. Luna, J. Espinosa, A. Cuellar, L. Camarillo, S. Ramos, M. Sánchez, E. Guevara, J. Flores, B. López, R. Ruiz, J. Pacheco, M. Ramírez, J. Aguilar, J. Juárez, R. Vera, A. Gama, R. Cruz, F. Hurtado, R. Martín del Campo, and F. Vera (2000). Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, CD-ROM edited by Sociedad Mexicana de Ingeniería Sísmica, Vol. 2.

Barker, J.S., M. Campillo, F.J. Sánchez-Sesma, D. Jongmans and S.K. Singh (1996). Analysis of wave propagation in the Valley of Mexico from a dense array of seismometers, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 1667-1680.

Bommer, J.J. and Martínez-Pereira, A. (1999). The effective Duration of Earthquake Strong Motion, *Jour. Earthq. Eng.*, **2**, 127 – 172.

Borcherdt, R.D. (1970). Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **60**, 29 – 61.

Campillo, M. (1990). Propagation and attenuation characteristics of the crustal phase Lg. *Pure and Appl. Geophys.*, **132**, 1 – 19.

Campillo, M., J. C. Gabriel, K. Aki, and F. J. Sánchez-Sesma (1989). Destructive strong ground motion in Mexico City: Source, path and site effects during great 1985 Michoacan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **79**, 1718 – 1735.

Campillo, M., S. K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco, and R. B. Herrmann (1996). Crustal structure South of Mexican Volcanic Belt, based on group velocity dispersion, *Geofísica Internacional*, **35**, 361 – 370.

Cárdenas, S. M. (1996). *La amplificación regional del movimiento sísmico en el centro de México. Restricciones a partir del análisis de datos y modelos*, tesis para obtener el título de Maestro en Sismología y Física del Interior de la Tierra, UACPyP del CCH, UNAM, 90 p.

Cárdenas-Soto, M., F.J. Chávez-García, and A. Gusev (1997). Regional amplification of ground motion in central Mexico. Results from coda magnitude data and preliminary modeling. *J. Seism.*, **1**, 341-355.

Cárdenas, S. M., J. Lermo, F. Núñez-Cornú, A. González, and D. Córdoba (1998). Seismic energy attenuation in the region between the Coast of Guerrero and Mexico City: Differences between paths along and perpendicular to the coast. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **105**, 47 – 57.

Cárdenas Soto M. (2000) El movimiento sísmico en el Valle de México. Efecto de la heterogeneidad lateral al campo incidente y contribución del parque inmobiliario al movimiento observado. *Tesis de Doctorado en Ciencias de la Tierra, Geofísica*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Cárdenas-Soto, M. and F.J. Chávez-García (2003). Regional path effects on seismic motion in central Mexico, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **93**, 973 – 985.

Cárdenas-Soto M., H. Ferrer-Toledo, and F.J. Chávez-García (2005). Análisis del movimiento sísmico en el valle de México mediante arreglos acelerométricos; *XV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, CD Memorias, Art. I-09.

Capon, J. (1969). High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *Proc. IEEE*, **57**, 1408 – 1418.

Chávez-García, F.J., G. Pedotti, D. Hatzfeld, and P.-Y. Bard (1990). An experimental study of site effects near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, **80**, 784 – 806.

Chávez-García, F.J., F.J. Sánchez-Sesma, M. Campillo, and P.-Y. Bard (1994). El terremoto de Michoacán de septiembre de 1985: efectos de fuente, trayecto y sitio; *Física de la Tierra*, Ed. Complutense Madrid, **6**, 157 – 200.

Chávez-García, F.J., Ramos-Martínez, and E. Romero-Jiménez (1995a). Surface-wave dispersion analysis in México City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1116 – 1126.

Chávez-García, F.J., J. Cuenca, J. Lermo y H. Mijares (1995b). Seismic microzonation of the city of Puebla, en S. Prakash (ed.) *Third Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earthq. Eng. and Soil Dyn.*, St. Louis, Missouri, abril 2-7, **II**, 545 – 548.

Chávez-García F. J. and L. Salazar (2002). Strong motion in central Mexico: a model based on data analysis and simple modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 3087 – 3101.

Couch R. and S. Woodcock (1981). Gravity and Structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, **86**, 1829 – 1840.

Demant, A. y Robin, C. (1975): Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico; *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, **2**, 172 – 187.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología, UNAM*, **2**, 172 – 187.

Dorby, R. (1991a). Soil Properties and Earthquake Ground Response, Guest Lecture, Proc. X European Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. 4, pp.1171 – 1187. (Published by A. A. Bakelma, Rotterdam, Holland), Florence, Italy, May 28-30.

- Dorby, R. (1991a). Soil Proprieties and Earthquake Ground Response, Invited Paper, Proc. IX Pan-American Conf. on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Vol. IV, pp.1557 – 1604, Sociedad Chilena de Geotecnia, Viña del mar, Chile, August.
- Dziewonsky, A., S. Bloch and M. Landisman (1969). A technique for the analysis of transient seismic signals, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **59**, 427-444.
- Esteva, L., 1988. Consequences, lessons, and impact on research and practice, *Earthq. Spectra*, **3**, 413 – 426.
- Ferrari L., G. Pasquaré, S. Venegas y F. Romero (1999). Geology of the western Mexican Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. *Geological Society America*, Special Paper, **334**, Chapter 04.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década, *Bol. de la Soc. Geológica Mexicana*, **V.LIII**, 84 – 92.
- Ferrer-Toledo H., M. Cárdenas-Soto y F. J. Chávez-García (2003). Análisis de dispersión en el centro de México, *Memorias del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, León Gto., México.
- Ferrer-Toledo H., M. Cárdenas-Soto and F. J. Chávez-García (2005). Site Response and Seismic Wave propagation in Toluca City, México, from Strong Motion Records”, *Revista de la Soc. Mex. Ing. Sis.*, Submitted, Mayo de 2005.
- Field, E. H. and Jacob K. H. (1995). A Comparison and Test of Various Site Response Estimation Techniques, Including Three that are Not Reference-Site Dependent, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **85**, 1127 – 1143.
- Fix, J. E. (1975). The Crust and upper mantle of Central Mexico, *Geohys. J. R. Astr. Soc.*, **43**, 453 – 499.
- Fuentes, C. (1997). Determinación de la estructura cortical para el sur de México utilizando dispersión de ondas superficiales, Tesis de Maestría, UACP y P del CCH, UNAM.
- Furumura, T. and B.L.N. Kennett (1998). On the nature of regional seismic phases–III. The influence of crustal heterogeneity on the wavefield for subduction earthquakes: the 1985 Michoacan and 1995 Copala, Guerrero, Mexico earthquakes, *Geophys. J. Int*, **135**, 1060-1084.
- Goldstein, P. and L. Minner (1996). SAC2000: Seismic Signal Processing and Analysis Tools For the 21st Century, *Seis. Res. Lett.*, **67**, 39.
- Gomberg, J. S., Priestley K. F., Masters T. G. y Brune J. N. (1988a). The structure of the crust and upper mantle of northern Mexico, *Geophys. J.*, **94**, 1 – 20.

Gomberg, J. S. and Priestley K. F. (1988b). Waveform modeling using locked-mode synthetic and diferencial seismograms application to determination of structure of Mexico, *Geophys. J.*, **94**, 193 – 218.

Gómez-Tuena A., T. Orozco-Esquivel, and L. Ferrari (2005). Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **LVII-3**, 227 – 285.

Herrmann, R. (1973). Some aspects of band-pass filtering of surface waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **63**, 663 – 671.

Herrmann, R. (1987). *Computer programs in Seismology*, Saint Louis University, Missouri.

Joyner W. B. and D. M. Boore (1981). Peak Horizontal acceleration and velocity from strong motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **71 – 76**, 2011 – 2038.

Langston, C.A. (1979). Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749 – 4762.

Lermo, J.F. and F.J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **83**, 1574-1594.

McGuire, R. K. y Barnhand, T. P. (1979). The usefulness of ground motion duration in prediction of severity of seismic shaking, *Proc. Second US National Conference on Earthquake Engineering*, Stanford, pp. 713 – 722.

Montalvo, J. C., E. Reinoso-Angulo, and F. J. Sánchez-Sesma (2003). Observations of strong ground motion at hill sites in México City from recent earthquakes, *Geof. Inter.*, **42**, 205 – 217.

Mooser, F., A. Montiel, and A. Zúñiga (1996). New geologic map for Mexico, Toluca, and Puebla basins, Comisión Federal de Electricidad, México D.F., 27 pp (in Spanish).

Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of surface using microtremor on the ground surface, *QR of RTRI*, **30**, No. 1, 25 – 33.

Novelo-Casanova D. A. and C. Valdés-González (2000). Coda Wave Attenuation Parallel and Perpendicular to the Mexican Pacific Coast; *J. South Amer. Earth Scie.*, **13**, 469 – 476.

Ordaz, M. and S.K. Singh (1992). Source spectra and spectral attenuation of seismic waves from Mexican earthquakes, and evidence of amplification in the hill zone of Mexico City, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 24 – 43.

Ortega R., R. Herrmann, and L. Quintanar (2003). Earthquake Ground-Motion Scalin in Central México between 0.7 and 7 Hz, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **93**, 397 – 413.

- Papazachos, B. C., Ch. A. Papaiannou, V. N. Margaris, and N. P. Theodulidis (1992). Seismic hazard assessment in Greece based on strong motion duration, *Proc. Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, **2**, Madrid, 425 – 430.
- Pardo, M. and G. Suárez (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications, *J. Geophys. Res.*, **100**, 12,357 – 12,373.
- Pérez V. (1980). Spectra of amplitudes sustained for a given number of cycles: An interpretation of response duration for strong-motion earthquake records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 1943 – 1954.
- Ramírez H., J. L. Carmona, M. Flores, R. Vera, J. Galván, M. Ramírez, M. Ruiz-Sandoval, J. Aguilar, A. Fernández, J. Carballo, and J. Iglesias (1993). Zonificación Sísmica de la Ciudad de Toluca, X Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 759 – 764.
- Reinoso E. and Ordaz M. (2001). Duration of strong ground motion during Mexican earthquakes in terms of magnitude, distance to the rupture area and dominant site period, *Earth.Eng. Struc. Dyn.*, **30**, 653 – 673.
- Rivera J. (2004). La actividad volcánica y su relación con el medio ambiente y salud, *Rev. Fac. M.*, Vol. 47, No. 5, Sept-Oct.
- Rosenblueth, E. (1986). The Mexican earthquake: A firsthand report. ASCE Civil Engineering, January, pp. 38 – 40.
- Rosenblueth, E. and Bustamante J. I. (1962). Distribution of structural response to earthquakes, *J. Engrg. Mech. Div. ASCE*, **88**, (EM3), 75 – 106.
- Roullé A. and F. Chávez-García (2003). Comparación entre métodos frecuencia-número de onda y music para estudiar el campo de ondas en el valle de México, Memorias del XIV Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, artículo I-16, en CD-ROM.
- Seed, H.B., M.P. Romo, J.I. Sun, A. Jaime and J. Lysmer (1988). The Mexico earthquake of September 19, 1985 – Relationship between soil conditions and earthquake ground motions, *Earthquake Spectra*, **4**, 687 – 729.
- Singh, S. K., Mena, E. y Castro, R. (1988a). Some aspects of source characteristics of the 19 September 1985 Michoacán earthquake and ground motion amplification in and near Mexico City from strong motion data, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **78**, 451 – 477.
- Singh, S. K., J. Lermo, T. Domínguez, M. Ordaz, J.M. Espinosa, E. Mena and R. Quass (1988b) “A study of amplification of seismic waves in the Valley of Mexico with respect to a hill zone site”, *Earthquake Spectra*, **4**, 653 – 673.

Shapiro, N. M., M. Campillo, A. Paul, S. K. Singh, D. Jongmans, and F.J. Sánchez-Sesma (1997). Surface-wave propagation across the Mexican Volcanic Belt and the origin of the long-period seismic-wave amplification in the Valley of Mexico, *Geophys. J. Int.*, **99**, 789 – 799.

Shearer, P. M. (1999). *Introduction to Seismology*, Cambridge University Press.

Singh, S.K., E. Mena, and R. Castro (1988). Some aspects of the source characteristics and ground motion amplifications in and near Mexico City from acceleration data of the September, 1985, Michoacan, Mexico earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **78**, 451 – 477.

Singh, S. K., R. Quass, M. Ordaz, F. Mooser, D. Almora, M. Torres y R Vásquez (1995a). Is the truly a “hard” rock site in the site in the Valley of Mexico, *Geophys. Res. Let.*, **22**, 481 – 484.

Somerville, P. G., N. F. Smith, R. W. Graves, and N. A. Abrahamson (1997). Modification of the empirical strong ground motion recorded in San Francisco and Oakland during the 1989 Loma Prieta earthquake, *Seismological Research Letters*, **68**, 199 – 222.

Trifunac, M.D. (1995). Empirical Criteria for Liquefaction in Sands via Standard Penetration Tests and Seismic Wave Energy, *Soil Dynamics Earthquake Eng.*, **14**, 419 – 426.

Trifunac, M. D. and Brady, A. G. (1975). A Study on the Duration of Strong Earthquake Ground Motion, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **65**, 581 – 626.

Trifunac M. D. and B. D. Westermo (1976). Dependence of the duration of strong earthquake ground motion on magnitud, epicentral distance, geologic conditions at the recording station and frequency of motion, Report No. CE 76-02, University of Southern California, Department of Civil Engineering, a report on Research Conducted Under a Contract from the U.S. Nuclear Regulatory Commission.

Valdés, M. C., W. D. Mooney, S. K. Singh, R .P. Meyer, C. Lomnitz, J. H. Luetgert, C. E. Helsley, B. T. R. Lewis, and M. Mena (1986). Crustal structure of Oaxaca, Mexico, form seismic refraction measurements, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **76**, 547 – 563.

Valdés-González C. and R. P. Meyer (1996). Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from Petatlán earthquake ($M_s = 7.6$) aftershoks, *Geofísica Internacional*, **35**, 377 – 401.

Vera, N., M. Ramírez; H. Ramírez H., M. Ruiz, E. Mendoza, J. García, F. Rivero, and J. Iglesias (1997a). Propuesta de Zonificación Sísmica de los municipios de Toluca, Lerma y Metepec, Estado de México, Memorias del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 320 – 329.

Vera, N., H. Ramírez H., and S. Miranda (1997b). Red Acelerográfica de la Ciudad de Toluca, Memorias del XI Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 468 – 474.

Xie, L. L. and Zhang, X. (1988). Engineering duration of strong-motion and its effects on seismic damage, *Proc. Ninth World Conference on Earthquake Engineering*, **2**, Tokyo-Kyoto, pp. 307 – 312.

Yamamoto, J., L. Quintanar, R. B. Herrmann, and C. Fuentes (1997). Lateral variations of L_g coda Q in southern Mexico, *Pure. Appl. Geophys.*, **149**, 575 – 599.

Zahrah, T. and Hall, W. J. (1984). Earthquake Engineering absorption in SDOF structures, *J. Struct. Engrg. Div. ASCE*, **110** (ST8), 1757 – 1772.