

Tesis defendida por
Gina Paola Villalobos Escobar
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director del Comité

Dr. Luis Munguía Orozco
Miembro del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Miembro del Comité

Dr. Shri Krishna Singh
Miembro del Comité

Dr. Antonio González Fernández
Coordinador
del Posgrado en Ciencias de
la Tierra

Dr. Jesús Favela Vara
Encargado del despacho de la
Dirección de Estudios de Posgrado

Octubre 2013

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



Programa de Posgrado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra

Estudios de atenuación del movimiento del terreno generada
por diferentes ambientes tectónicos

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Doctor en Ciencias
Presenta:

Gina Paola Villalobos Escobar

Ensenada, Baja California, México
2013

Resumen de la tesis de Gina Paola Villalobos Escobar, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Estudios de atenuación del movimiento del terreno generada
por diferentes ambientes tectónicos

Resumen aprobado por:

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla
Director de Tesis

Esta tesis presenta resultados de estudios de atenuación del movimiento del terreno en dos regiones tectónicamente diferentes, la región de Medellín-Aburrá, Colombia y la región noreste de Sonora, México. Para la ciudad de Medellín, cuyo régimen tectónico es de subducción, se examinaron relaciones de atenuación obtenidas para distintas regiones del mundo y se evaluó la pertinencia de éstas para predecir las observaciones de movimientos del terreno registradas por las redes acelerográficas de Medellín y del Valle de Aburrá (RAM y RAVA). Se proponen relaciones predictivas para valores máximos de aceleración PGA, velocidad PGV y raíz cuadrática media de aceleración a_{rms} .

Para la región nororiental de Sonora, cuyo régimen tectónico es extensivo, se usó un nuevo grupo de eventos relocalizados, registrados por la Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES) con el fin de caracterizar la atenuación de las ondas S en la zona de fallas que rompió durante el sismo de Sonora (M_w 7.5) en 1887. Se determinaron funciones de atenuación espectral para distancias hipocentrales (r) entre los 10 y los 140 km, usando un modelo no-paramétrico. Las relaciones de atenuación obtenidas para 23 frecuencias discretas, permitieron estimar el factor de calidad Q y el término correspondiente a la dispersión geométrica $G(r)$. Las estimaciones de Q mostraron una clara dependencia de Q con la frecuencia que puede ser descrita como $Q_S = (141 \pm 1.1) f^{(0.74 \pm 0.04)}$ para frecuencias entre 0.5 y 63.1 Hz.

Propongo dos escalas de magnitud local, basadas en la duración de los registros para caracterizar, por primera vez, el tamaño de los eventos en la región noreste de Sonora. Una de ellas considera la incertidumbre en ambas variables M_L y duración: $M_L = 2.45 \log \tau - 2.0$, y la segunda incluye un término de corrección por distancia epicentral: $M_L = 2.41 \log \tau + 0.0027\Delta - 2.12$, donde M_L es magnitud local, Δ es distancia epicentral en km y τ es la duración del registro en segundos.

Palabras clave: **Relaciones de atenuación del movimiento del terreno, funciones de atenuación, atenuación sísmica, magnitud local, Colombia, Medellín, México, Sonora.**

Abstract of the thesis presented by Gina Paola Villalobos Escobar as a partial requirement to obtain the Doctor in Science degree in Earth Sciences with orientation in Seismology.

Studies of ground motion attenuation generated by different tectonic environments

Abstract approved by:

Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla

This thesis presents results from attenuation studies in two different tectonic regions, the region of Medellín-Aburrá, Colombia and the northeastern region of Sonora, México. For the city of Medellín, with a tectonic regime typical of a subduction zone, we tested attenuation relations obtained for different regions of the world to verify their suitability to predict strong-motion data recorded by the Medellín and Aburrá Valley Accelerographic Networks (RAM and RAVA). We found empirical relations for peak horizontal acceleration PGA, velocity PGV and root mean square acceleration a_{rms} .

For the northeastern region of Sonora, we used a new data set of relocated earthquakes recorded by the Seismic Network of Northeastern Sonora, Mexico (RESNES) to characterize the attenuation of the S-waves in the fault zone of the 1887 Sonora earthquake (M_w 7.5). We determined spectral attenuation functions for hypocentral distances (r) between 10 and 140 km using a nonparametric. The attenuation functions obtained for 23 frequencies ($0.4 \leq f \leq 63.1$ Hz) permit us estimating the quality factor Q and a geometrical spreading term $G(r)$. The estimates of Q show a clear dependence with frequency that can be described as $Q_S = (141 \pm 1.1) f^{(0.74 \pm 0.04)}$ for frequencies between 0.5 and 63.1 Hz.

I propose two local magnitude scales based on the duration of the recordings to characterize the size of the events in the northeastern region of Sonora for the first time. One takes into account the uncertainty of both variables M_L and duration: $M_L = 2.45 \log \tau - 2.0$, and the other includes an epicentral distance correction term: $M_L = 2.41 \log \tau + 0.0027\Delta - 2.12$, where M_L is local magnitude, Δ is epicentral distance in km and τ is the duration of the record in seconds.

Keywords: Strong ground-motion, Attenuation relations, Seismic attenuation, Local magnitude, Colombia, Medellín, Mexico, Sonora.

Dedicatorias

A mi familia:

A mis papás y a mi hermano: Jesús, Martha y Juan. Por su apoyo incondicional, su amor inmenso, sus sabias palabras en los momentos difíciles. Gracias infinitas.

A Tomás. Mi amigo, mi novio, mi esposo. Gracias amor por tantos años a tu lado aprendiendo y disfrutando cada etapa.

A mi hija Matilda. Mi fuerza, mi luz, mi motor. Mi sol, mi princesa, mi inspiración.

Agradecimientos

A mi director de tesis Dr. Raúl Castro por su paciencia y su guía. Su disciplina y rectitud seguirán siendo un ejemplo durante el resto de mi carrera y de mi vida.

A mis sinodales Dr. Luis Munguía, Dr. José Manuel Romo y Dr. Shri Krishna Singh. Por sus valiosos comentarios y aportes en cada etapa de la tesis.

A los técnicos Luis Inzunza y demás técnicos en RESNOM que siempre me ayudaron en los momentos que lo necesité.

A los investigadores y profesores que me acompañaron y apoyaron a través de cursos y apoyo académico durante esta etapa.

A las secretarias siempre tan dispuestas a brindar su sonrisa y su ayuda sincera.

A mis amigos: Juliana, Víctor, Xóchitl, Florian, Idalmis, Mónica, Claudia, Ismael, Karla, Roberto, Viviana, Julia, Guadalupe, Guillermo, y todos aquellos con quienes compartí la experiencia del doctorado. Gracias por sus risas, su compañía, y sus consejos.

Al CICESE por acogerme durante toda mi formación de posgrado y a todo el personal administrativo que hizo posible mi estancia en la institución.

A CONACYT por financiar económicamente mis estudios de doctorado.

Contenido	Página
Resumen en español.....	i
Resumen en inglés.....	ii
Dedicatoria.....	iii
Agradecimientos.....	iv
Lista de figuras.....	vii
Lista de tablas.....	xi
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Generalidades.....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.3. Estructura de la tesis.....	5
Capítulo 2. Ecuaciones predictivas de PGA, PGV, arms y efectos de sitio relativos para la ciudad de Medellín y el valle de Aburrá.....	7
2.1. Introducción.....	7
2.2. Datos.....	10
2.3. Metodología.....	15
2.4. Modelos.....	18
2.4.1. Modelos Desarrollados para el Oeste de Norteamérica.....	19
2.4.2. Modelos para Italia Central.....	20
2.4.3. Modelos para Europa y Medio Oriente.....	20
2.4.4. Modelos para México Central.....	21
2.4.5. Modelos para la Región de Medellín, Colombia.....	22
2.5. Resultados.....	26
2.6. Discusión.....	35
2.7. Conclusiones.....	44
Capítulo 3. Funciones de atenuación de las ondas S para el Noreste de Sonora, usando el método no-paramétrico.....	46
3.1. Introducción.....	46
3.2. Datos.....	47
3.3. Metodología.....	54
3.4. Resultados.....	60
3.5. Discusión.....	61
3.6. Conclusiones.....	73
Capítulo 4. Escala de magnitud local - Sonora.....	74
4.1. Introducción.....	74
4.2. Datos.....	74
4.3. Metodología.....	76
4.4. Resultados.....	78
4.5. Discusión.....	81
4.6. Conclusiones.....	83
Capítulo 5. Conclusiones generales y recomendaciones.....	84
5.1. Medellín y el Valle de Aburrá.....	84
5.2. Región nororiental de Sonora.....	86
5.3. Recomendaciones.....	87
Contenido (continuación)	

Referencias bibliográficas..... 89
Anexo A..... 96
Anexo B..... 98
Anexo C..... 99

Lista de figuras

Figura		Página
1	Mapa tectónico de Colombia y del norte de los Andes.	8
2	Mapa de Colombia con la localización de los epicentros de los eventos seleccionados para esta tesis.	12
3	Mapa del Valle de Aburrá y localización de las estaciones de registro de RAM (triángulos) RAVA (cuadrados).	14
4	Distribución de las magnitudes de los eventos seleccionados con respecto a su distancia epicentral.	15
5	Ejemplos de registros con valores altos y bajos del cociente señal-ruido. El sismograma superior corresponde al evento 9 registrado por la estación UEA. El sismograma inferior corresponde al evento 2 registrado por la estación ETP.	17
6	(a), (b), (c), (d) corresponden a los modelos de atenuación propuestos por Joyner y Boore (1993), Bindi <i>et al.</i> (2006), Akkar y Boomer (2010) y García <i>et al.</i> (2005), respectivamente. (e), (f) corresponden a las regresiones realizadas con nuestra base de datos usando las formas funcionales de García <i>et al.</i> (2005) y Joyner y Boore (1981) respectivamente. (g) corresponde al modelo de atenuación propuesto en este trabajo que usa la forma funcional de Kamiyama y Yanagisawa (1986).	27
7	Similar a la figura 6, pero para PGV.	29
8	Comparación de residuales encontrados para el modelo de a_{rms} (Ec. 10) y el de PGA (Ec. 9a).	38
9a	Comparación entre los valores del coeficiente C_{st} encontrados para los diferentes sitios de registro de las redes RAM y RAVA en los tres análisis: PGA (Ec. 9a), PGV (Ec. 9b) y a_{rms} (Ec. 10).	40
9b	Comparación entre los valores de los antilogaritmos de los coeficientes C_{st} encontrados para los diferentes sitios de registro de las redes RAM y RAVA en los tres análisis: PGA (Ec. 9a), PGV (Ec. 9b) y a_{rms} (Ec. 10). Acompañando el código de cada estación se encuentra el tipo de perfil de suelo al que pertenece. Las estaciones marcadas con asterisco (*) corresponden a estaciones localizadas en pozos profundos que alcanzan el basamento rocoso por debajo del perfil de suelo descrito.	41

10a	Espectros de Fourier (de registros horizontales) de ventanas similares de 10 segundos que contienen los valores máximos de aceleración y velocidad para el evento 6 ($M_L = 6.5$), registrado en la estación UEA (roca).	43
10b	Espectros de Fourier (de registros horizontales) de ventanas similares de 10 segundos que contienen los valores máximos de aceleración y velocidad para el evento 6 ($M_L = 6.5$), registrado en la estación ETS (coluvio suelto).	43
11	Mapa tectónico que muestra la localización de las estaciones y eventos usados en este capítulo.	48
12	a). Distribución de magnitudes con la distancia epicentral. b). Histograma de número de eventos registrados por cada estación.	51
13	Ejemplos de espectros de aceleración horizontales usados en este capítulo, provenientes de cada una de las estaciones de RESNES. Las estaciones ARI, BAC, CUM, DIV, ELO, HUA, MOC, MOR, NAC y OAX presentan ejemplos de espectros horizontales (tanto Norte-Sur como Este-Oeste) para 5 eventos de diferentes magnitudes. Las estaciones OJO y SMG únicamente registraron un evento cada una, por lo que se muestran los 2 espectros horizontales correspondientes.	52
14	Funciones de atenuación encontradas para amplitudes espectrales horizontales usando diferentes combinaciones de intervalo de distancias (d) y factor de suavizado (w_2).	57
15	Funciones de atenuación para 10 frecuencias diferentes. Los círculos negros y grises corresponden a las amplitudes espectrales horizontales y verticales de ondas S, respectivamente, para todas las magnitudes. Las líneas negras continuas y las grises discontinuas corresponden a las funciones de atenuación encontradas para las amplitudes espectrales horizontales y verticales, respectivamente.	58
16	Funciones de atenuación escaladas para el evento 9 ($M_L = 3.5$) para 10 de las 23 frecuencias estudiadas.	59
17	Estimaciones de b y Q (únicamente se muestran los valores de $Q > 0$) para diferentes valores del parámetro N (ver ecuación 14) y para todo el rango de distancias hipocentrales (10-140 km).	61
18	Estimaciones de b y Q para diferentes valores de N (ver ecuación 14) para los rangos de distancias hipocentrales 10-70 km (recuadros superiores) y 80-140 km (recuadros inferiores).	62
		64

- 19 Estimaciones de los parámetros b y Q para diferentes valores de N (ver ecuación 14) usando registros de la estación OAX.
- 20 Comparación de las funciones de atenuación no-paramétricas obtenidas para la estación OAX (líneas negras continuas) con la atenuación calculada usando la ecuación (14) con dispersión geométrica $G(r) = r^{-b}$ (líneas grises discontinuas) y las funciones de atenuación calculadas con dispersión geométrica teórica $G(r) = r^{-1}$ (líneas negras discontinuas). Los círculos corresponden a las amplitudes espectrales horizontales usadas para obtener las funciones de atenuación. 67
- 21 Comparación entre los valores de Q calculados para la estación OAX usando el modelo de dispersión geométrica $G(r) = r^{-b}$ (ecuación 14, $N=1$) (círculos grises) y los valores de Q obtenidos usando el modelo $G(r) = r^{-1}$ (cuadrados). Los triángulos negros son los valores de Q hallados previamente con la base de datos de todos los eventos para un rango de distancias 10-70 km (ecuación 14, $N=1$). 68
- 22 Estimaciones de Q para ondas S en la región cercana a la zona de fallas del sismo de 1887. La línea negra continua es el ajuste mínimo-cuadrático de los valores de Q (círculos) usando $b=0.21$ en este trabajo. La línea roja discontinua corresponde a la estimación regional de Q propuesta por Castro et al., (2008). Las líneas discontinuas verdes corresponden a la estimación de Q en la zona de fallas para la corteza inferior Castro et al., (2009). La línea negra punteada corresponde a la estimación de Q en la zona de fallas para la corteza superior Castro et al., (2009). La línea azul intercalada corresponde a la propuesta de Jeon y Herrmann (2004) para la Provincia de Cuencas y Cordilleras en el estado de Utah (EUA). 70
- 23 a) Izquierda. Distribución de magnitudes con la distancia epicentral.
b). Derecha. Histograma de número de eventos registrados por cada estación. 75
- 24 Comportamiento de las magnitudes de los eventos de la región de Sonora (ecuación 30) con respecto a la duración de registro (τ) para diferentes distancias epicentrales. 79
- 25 ML contra duración y barras de error asociadas a cada variable. 80
- 26 Comportamiento de las magnitudes calculadas utilizando los modelos propuestos y las magnitudes locales calculadas con SEISAN. 80
- 27 Comparación entre los términos de fuente $S_i(f)$ y las magnitudes locales encontradas para cada evento. 82

28	Comportamiento de los factores de fuente S_i con la frecuencia para eventos de diferentes magnitudes.	83
C-1	Funciones de atenuación para las 23 frecuencias estudiadas. Los círculos negros y grises corresponden a las amplitudes espectrales horizontales y verticales de ondas S, respectivamente, para todas las magnitudes. Las líneas negras continuas y las grises discontinuas corresponden a las funciones de atenuación encontradas para las amplitudes espectrales horizontales y verticales, respectivamente.	100

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Lista de eventos usados para los análisis de PGA, PGV y a_{rms}	13
2	Lista de estaciones de RAM y RAVA con sus respectivas coordenadas de localización y los valores encontrados del parámetro C_{st} para aceleración y velocidad.	16
3	Lista de estaciones de RAM y RAVA con sus respectivas coordenadas de localización y los valores encontrados del parámetro C_{st} para aceleración y velocidad.	25
4	Resultados de los criterios de evaluación de la bondad del ajuste de cada modelo seleccionado para PGA.	31
5	Similar a la Tabla 4, pero para PGV.	31
6	Modelo de velocidades propuesto por Ojeda y Havskov (2001) para el territorio colombiano, usado para el cálculo de la longitud de ruptura bajo la superficie.	32
7	Resultados longitud de ruptura bajo la superficie, usando el modelo empírico de Wells y Coopersmith (1994), las velocidades ponderadas de ondas de corte, y el tiempo de ruptura calculado para cada evento.	33
8	Lista de las estaciones de RAM y RAVA, sus coordenadas y los valores de C_{st} encontrados para el análisis de a_{rms} .	34
9	Clasificación de los perfiles de suelo de las estaciones de RAM y RAVA (extraído de la Tabla H-1-1, Ley 400 de agosto 19 de 1997, Bogotá, Colombia). V_s corresponde a la velocidad de las ondas de corte, N es el número de golpes por pie obtenidos en el ensayo de penetración estándar, S_u es la resistencia al corte no drenado del estrato, IP y W corresponden al índice de plasticidad y contenido de humedad (%) respectivamente.	42
10	Lista de eventos usados en esta tesis, registrados por RESNES. Los eventos marcados con asterisco (*) corresponden a eventos adicionales, utilizados en el capítulo V para la determinación de la escala de magnitudes locales de la región.	49
11	Localización de las estaciones.	51
12	Promedio de la raíz cuadrática media (RMS) de los residuales obtenidos al resolver la ecuación 14 para la estación OAX, calculados sobre todo el rango de frecuencias.	65

13	Valores de Q (figura 21) estimados a diferentes frecuencias usando $N=1$ y $b=0.21$ en la ecuación (14) junto con los valores reportados de RMS en el proceso de inversión.	71
A-1	Fecha, hora y magnitudes estimadas para cada registro horizontal usando el software SEISAN.	96
B-1	Fecha, hora y duraciones estimadas para cada registro horizontal.	98
C-1	Funciones de atenuación horizontales tabuladas para las 23 frecuencias estudiadas	103
C-2	Funciones de atenuación verticales tabuladas para las 23 frecuencias estudiadas	103

Capítulo 1.

Introducción

1.1 Generalidades

Los terremotos se encuentran entre los desastres naturales más costosos y letales que afectan a la humanidad. La exposición y vulnerabilidad ante sus efectos se incrementan a medida que los centros urbanos crecen, especialmente en zonas tectónicamente activas (Abrahamson y Shedlock, 1997). La evaluación adecuada del peligro sísmico de una región vulnerable debe considerar tanto aspectos relacionados con la tectónica y la sismicidad como estimaciones de movimientos fuertes, estudios de microzonación y posibles valoraciones de daños estructurales (Ordaz *et al.*, 1989). Una contribución fundamental al cálculo del peligro sísmico y un elemento primordial en cualquier análisis de peligro sísmico es la selección de una ecuación predictiva adecuada que provea valores esperados de movimientos del terreno debidos a un evento sísmico de determinada magnitud a una cierta distancia (Abrahamson y Shedlock, 1997; Bommer *et al.*, 2010).

La atenuación de las ondas sísmicas, que ocurre a lo largo de su trayectoria desde la fuente hasta los respectivos equipos de recepción puede abordarse desde varias perspectivas, dependiendo del interés académico o práctico del respectivo estudio. Diferencias en la calidad y cantidad de los datos, en la concepción y configuración de las redes de registro y en las características geológicas de la región a estudiar influyen en el tipo de estudios de atenuación que pueden llevarse a cabo y en su posterior aplicación. Los estudios de atenuación pueden ser usados en gran variedad de aplicaciones, entre las que se encuentran las estimaciones de magnitudes locales, análisis de peligro sísmico o aplicaciones directas en ingeniería estructural y constructiva.

Desde un punto de vista ingenieril, los efectos económicos y sociales de posibles terremotos en una determinada región, requieren de estudios multidisciplinarios detallados que provean información de las leyes de recurrencia sísmica, de las

características específicas de la propagación de las ondas y de la vulnerabilidad de las poblaciones afectadas en términos de normas constructivas. Es posible calcular leyes de propagación y atenuación que provean estimaciones de algún parámetro característico útil desde el punto de vista estructural (p.ej. aceleraciones o velocidades máximas del terreno) en función de la magnitud del evento, de la distancia y algunas veces de otros parámetros más específicos (condiciones locales del suelo, profundidad focal, tipo de fallamiento, etc.) (Trombetti *et al.*, 2004). La correcta estimación o elección de estas leyes predictivas de atenuación es fundamental para cualquier estudio de peligro sísmico (Abrahamson y Shedlock, 1997; Bommer *et al.*, 2010).

Desde un punto de vista físico, la atenuación de las ondas sísmicas es uno de los parámetros básicos usados en sismología y en ingeniería sísmica, y que además está relacionado con la actividad tectónica regional de un área en particular (Tuvé *et al.*, 2006). Aunado al fenómeno de dispersión geométrica $G(r)$, la estimación de la atenuación (caracterizado por el parámetro Q o Q_{total}) provee información sobre la estructura de las rocas, su composición y reología. En años recientes han podido identificarse dos principales componentes de este parámetro, responsables de la atenuación: la atenuación intrínseca (Q_i) y la dispersión (scattering) (Q_s). La atenuación intrínseca conlleva a una pérdida irrevocable de energía sísmica en forma de calor o invertida en la acomodación estructural del medio, mientras que la dispersión conduce a una redistribución espacio-temporal de la energía sísmica, debida a cambios bruscos en las propiedades físicas (Lemzikov, 2007). El parámetro Q o Q_{total} corresponde a la suma de ambas (Q_i y Q_s) y ha sido extensamente reportado como dependiente de la frecuencia, mientras que la dispersión geométrica $G(r)$ ha sido usualmente descrita teóricamente como un fenómeno independiente de la frecuencia.

Estudios recientes han expuesto que esta última se comporta de manera más compleja de lo que los modelos teóricos proponen como independientes de la frecuencia y que puede representarse de manera más realista en función de ésta (Olafson *et al.*, 1998; Castro *et al.*, 1999; Malagnini *et al.*, 2002; Akinci *et al.*, 2006).

En este trabajo se estudia la atenuación de las ondas sísmicas en dos regiones tectónicamente diferentes en función de la información disponible y de las necesidades de cada región de estudio.

El primer estudio se concentra en la sismicidad que afecta a la ciudad de Medellín (Colombia), localizada al norte de la cordillera de los Andes, enmarcada por un régimen tectónico de subducción y cuya red de adquisición de datos fue diseñada para caracterizar el comportamiento de los diferentes suelos de la ciudad. Su crecimiento urbanístico, necesidades ingenieriles y la cantidad y calidad de los registros justifican y permiten, respectivamente, el desarrollo de funciones empíricas de atenuación de los parámetros de aceleración y velocidades máximas del terreno que puedan ser usadas posteriormente en estudios de peligro sísmico en la región. El segundo estudio se realizó en la parte nororiental del estado de Sonora (México), localizada en una región tectónicamente extensiva, que fue afectada por un evento mayor en 1887 ($M_w = 7.5$) y donde existe una red de registro que fue instalada con el fin de estudiar la sismicidad en la región y de monitorear las fallas que rompieron durante este evento. En esta localidad se realizaron estudios de atenuación que comprenden el comportamiento del parámetro Q y de la dispersión geométrica $G(r)$. Adicionalmente se propone una escala de magnitudes locales que permite establecer el tamaño de los eventos que ocurren en la región de Sonora.

1.2 Objetivos de la tesis

1. Estudiar la atenuación del movimiento del terreno producida por sismos de los diferentes sistemas de falla cercanos a la ciudad de Medellín, Colombia. La finalidad de este estudio es entender el comportamiento de las aceleraciones y las velocidades máximas del terreno (PGA y PGV) registradas en los diferentes suelos de esta ciudad.
2. Estudiar los efectos de sitio para los diferentes suelos de la ciudad de Medellín con el fin de determinar las zonas de la ciudad que puedan presentar las mayores amplificaciones de la aceleración y velocidad del terreno.

3. Realizar estudios de atenuación del movimiento del terreno en la región noreste de Sonora, México. Se propondrán leyes de atenuación paramétricas y funciones no-paramétricas que describan el decaimiento de las aceleraciones espectrales con la distancia.
4. Determinar una escala de magnitud local para la región de Sonora.

Para llevar a cabo los objetivos correspondientes a la ciudad de Medellín, analicé una base de registros acelerográficos que fueron registrados por las redes de la ciudad (Red Acelerográfica de Medellín [RAM] y Red acelerográfica del Valle de Aburrá [RAVA]), de los que fueron extraídos los valores de aceleraciones y velocidades máximas del terreno. Estos valores fueron comparados con diferentes modelos de atenuación, algunos propuestos en la literatura, algunos ajustando una forma funcional preexistente. Se evaluó adicionalmente un modelo que toma en consideración el comportamiento de los sitios de registro como variable independiente, del cual se pudo concluir cuáles suelos son más vulnerables al fenómeno de amplificación. Los ajustes de todos los modelos estudiados fueron comparados bajo diferentes criterios, seleccionando finalmente el modelo que mejor se ajustó a las observaciones.

Para alcanzar los objetivos de la región de Sonora, se usaron hipocentros relocalizados por Castro *et al.* (2010) de eventos registrados por la Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES) en la zona de fallas correspondiente al sismo que tuvo lugar en Mayo de 1887 ($M_w = 7.5$) y que afectó severamente las localidades cercanas. Se estimaron funciones espectrales no-paramétricas (de ondas S) usando el procedimiento propuesto inicialmente por Brillinger y Preisler (1984) y aplicado exitosamente por otros autores (p.ej. Castro *et al.*, 1990; Anderson y Lei, 1994; Castro *et al.*, 1996; Castro *et al.*, 2008) para estudiar el decaimiento de las amplitudes espectrales con la distancia hipocentral. Una vez obtenidas estas funciones, se eligió un modelo paramétrico que caracterizara el comportamiento de la atenuación en la región en función de la dispersión geométrica $G(r)$ y del factor de calidad Q .

Bajo la premisa de que la duración del sismograma es aproximadamente independiente de la distancia epicentral o del azimut (Aki y Chouet, 1975), se estimaron escalas de magnitud para la región usando las magnitudes locales de los eventos, estimadas usando el programa de cómputo SEISAN (Havskov y Ottemöller, 1999) en función de la duración de los eventos. La definición de duración empleada (y estimada de manera semiautomática) comprende desde el arribo de la onda P hasta que la amplitud de la coda de la onda S alcance 3 veces el nivel de ruido ambiental precedente al evento.

1.3 Estructura de la tesis

Esta tesis ha sido dividida en 5 capítulos. El primero es de carácter introductorio y en él se exponen los objetivos del trabajo y de manera somera las razones y el derrotero seguido para alcanzar cada uno.

En el capítulo 2 se presenta el proceso de selección y modelado de funciones de atenuación para la ciudad de Medellín y el Valle de Aburrá (Colombia) que describen de manera empírica las aceleraciones y velocidades máximas del terreno, así como la raíz cuadrática media de la aceleración (a_{rms}) en función de la distancia epicentral, de la magnitud de los eventos y en algunos casos del tipo de fallamiento, la profundidad focal y las condiciones locales de los sitios de registro. Uno de los modelos estudiados propone una metodología alternativa que caracteriza el comportamiento de los suelos de registro en forma de coeficientes independientes, con los que se pudo estimar el efecto de sitio de los diferentes suelos de la ciudad y exponer cuáles de ellos son más susceptibles al fenómeno de amplificación.

En el capítulo 3 se calculan funciones de atenuación espectrales de aceleración (de ondas S) para la región noreste de Sonora por medio de un método no-paramétrico para 23 frecuencias discretas entre 0.4 Hz y 63.1 Hz. Posteriormente se usa un modelo paramétrico que representa el decaimiento de las amplitudes en función de la dispersión geométrica $G(r)$ y del factor de calidad Q y se propone un modelo unificado que describe el comportamiento de este parámetro con la frecuencia. Los resultados son comparados con estudios previos realizados tanto a nivel local como regional.

En el capítulo 4, bajo la premisa que la duración de los eventos sísmicos es aproximadamente independiente de la distancia epicentral y del azimut de los mismos, se proponen 2 escalas empíricas que permiten determinar la magnitud de los eventos registrados en la región de Sonora en función de la duración de los registros. En este capítulo se discuten adicionalmente algunos resultados que validan los modelos usados en el capítulo 3.

El capítulo 5 presenta las conclusiones finales del trabajo de investigación y algunas recomendaciones para trabajos futuros.

Capítulo 2.

Ecuaciones predictivas de PGA, PGV y a_{rms} y efectos de sitio relativos para la ciudad de Medellín y el Valle de Aburrá.

2.1 Introducción

Colombia está localizada en la esquina noroccidental de Suramérica en una región tectónicamente compleja (figura 1). En los Andes colombianos confluyen 3 dominios tectónicos (Colleta *et al.*, 1990): (1) El cratón suramericano al este, poco deformado y caracterizado por paisajes llanos y poca actividad sísmica; (2) El complejo Caribe al norte, forma parte de la subducción hacia el sureste de la placa Caribe (Kellog *et al.*, 1983) y está asociado a una baja sismicidad y a la ausencia de actividad magmática somera; y (3) El Cinturón andino que corresponde a un cinturón tectónico deformado por fallas y pliegues, producto de la subducción de la placa de Nazca. Este proceso de subducción induce la mayor cantidad de sismicidad profunda a lo largo de la zona de Wadati-Benioff y es la causante de la actividad volcánica actual en el país (Taboada *et al.*, 1998; Paris *et al.*, 2000; Taboada *et al.*, 2000; Gómez y Salcedo, 2002; Arvidsson *et al.*, 2002; Chica *et al.*, 2003; Marín *et al.*, 2008).

En Colombia, el Cinturón Andino se divide en tres cordilleras (Oriental, Central y Occidental) antes de convergir en el Sistema Caribe (Colleta *et al.*, 1990). Existen 2 grandes sistemas de fallas asociadas al Cinturón Andino: el primero es el Sistema de fallas de Romeral localizado en la cordillera central, que consiste en una serie de fracturas regionales paralelas que forman una zona de transición entre las rocas oceánicas del oeste y las rocas continentales del este. Al sur del paralelo 5°N, este sistema de fallas posee un movimiento lateral derecho relacionado con la subducción oblicua de la placa de Nazca, mientras que al norte del paralelo, el sentido del movimiento cambia a lateral izquierdo (Pulido, 2003). El segundo sistema de fallas, conocido como Sistema Frontal de la cordillera Oriental (Frontal Fault System), se extiende desde Ecuador hasta Venezuela y es consecuencia de la presión entre la placa Suramérica y el bloque norte de los Andes, dando como resultado el cabalgamiento de la Cordillera Oriental a través de un típico cinturón de pliegues y

cabalgaduras (figura 1). Este sistema de fallas genera de altos a moderados niveles de sismicidad somera (Taboada *et al.*, 1998; Paris *et al.*, 2000).

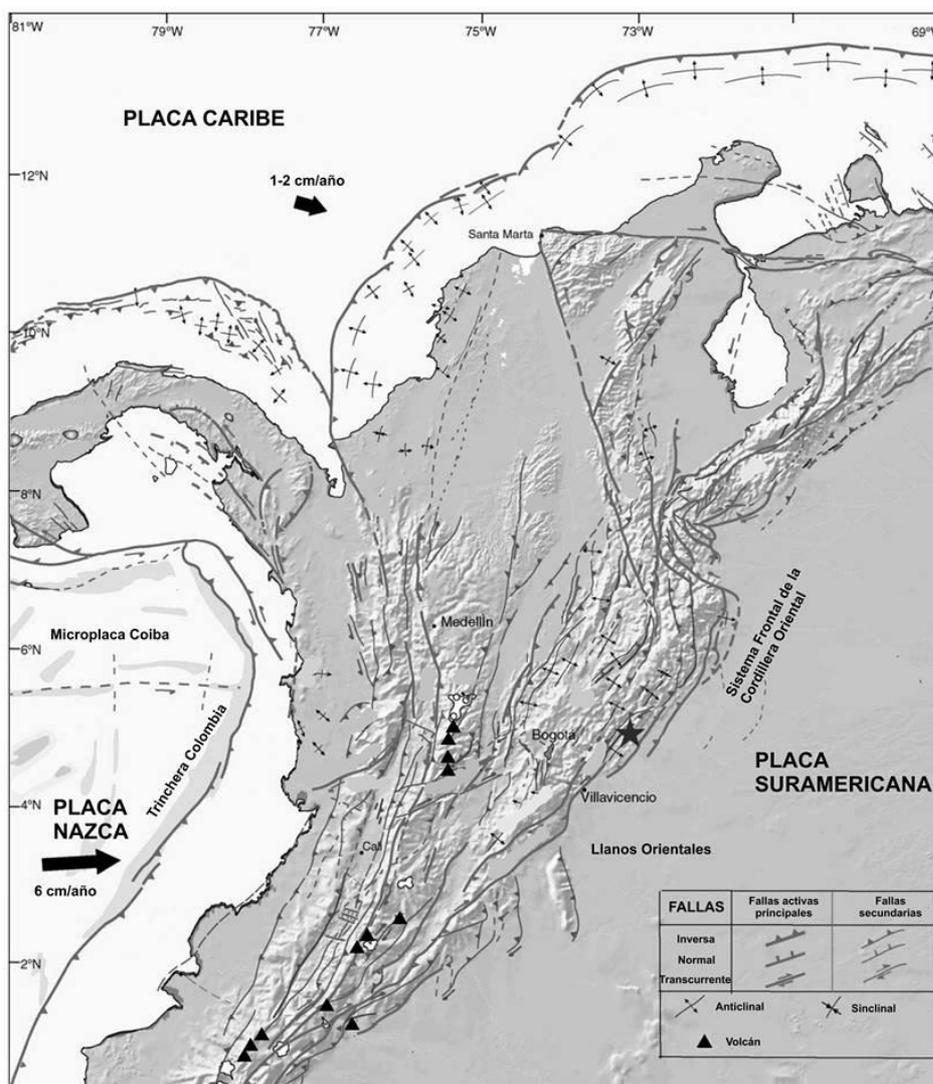


Figura 1. Mapa tectónico de Colombia y del norte de los Andes. (Modificado de Pulido, 2003, p. 70)

La variedad de regímenes tectónicos en Colombia producen diversos tipos de sismicidad, con profundidades focales que varían de someras a intermedias. Los flancos de las cordilleras enmarcan las zonas más activas de la corteza, que se alinean con las principales fallas observadas en superficie. La parte occidental y central del país presenta niveles de sismicidad somera o intermedia (hasta 240 km) asociados con la subducción de la placa de Nazca (Tabares *et al.*, 1999; Vargas *et al.*, 2007). Un

rasgo distintivo de la actividad sísmica del país es la sismicidad intermedia (profundidades alrededor de los 150 km) que se concentra en el nido sísmico de Bucaramanga, localizado al norte de la cordillera oriental a unos 280 km al este de la ciudad de Medellín. Esta región sismogénica parece ser producto de la subducción de la placa Caribe bajo la placa Suramericana (Kellogg y Bonini, 1982; Malavé y Suárez, 1995; Taboada *et al.*, 2000).

La ciudad de Medellín está localizada al noroeste de Colombia, sobre un valle tectónico conocido como Valle de Aburrá en la parte norte de la cordillera Central. La ciudad cubre un área aproximada de 110 km² y es la segunda ciudad más grande del país con una población que excede los dos millones y medio de habitantes. Desde su fundación en 1675, el desarrollo urbano se concentró principalmente en la parte baja del valle, pero su rápido crecimiento condujo su expansión hacia las empinadas laderas de la ciudad (Grupo de Sismología de Medellín, 1999). Dada la relativa proximidad del Valle de Aburrá a diversas fuentes sísmicas, Medellín ha sufrido sismos de intensidad intermedia que ponen en evidencia los efectos de sitio de los diferentes suelos de la ciudad (Restrepo *et al.*, 2007).

La instrumentación sísmica en Colombia puede ser considerada reciente. El primer sismómetro fue instalado en los años 20, y no fue sino hasta 1957 que pese a las limitaciones en cobertura y precisión, la primera red sísmica comenzó a localizar eventos. A partir de 1993, la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) ha estado operando y monitoreando buena parte de la región andina del país (Restrepo *et al.*, 2007) y en los años 1996 y 2002 se instalaron RAM (Red Acelerográfica de Medellín) y RAVA (Red Acelerográfica del Valle de Aburrá) con el fin de monitorear las aceleraciones del terreno en la ciudad de Medellín y en el Valle de Aburrá, respectivamente.

Desde 1730 hasta 1975 hubo 5 reportes de terremotos localizados bajo la ciudad de Medellín con intensidades entre III y V en la Escala Modificada de Mercalli (MM) (Ramírez, 1975) y hasta el año 1999 hubo 39 reportes de eventos sentidos en la ciudad con intensidades (MM) entre III y VII (Grupo de Sismología de Medellín, 1999). Entre

los sismos destructivos que vale la pena mencionar están el de noviembre de 1979 (M_W 7.2), el de febrero de 1995 (M_W 6.4) y el de enero de 1999 (M_W 6.2), localizados a más de 180 km al sur de Medellín en la región conocida como Eje Cafetero colombiano. Todos estos eventos causaron tanto destrucción masiva como pérdidas humanas en las ciudades y poblaciones cercanas a los epicentros (Chincangana, 2005; INGEOMINAS, 2011). El sismo de octubre de 1992 (M_W 7.1), localizado a 310 km al oeste de la ciudad, produjo daños severos a las poblaciones rurales cercanas al epicentro (Arvidsson *et al.*, 2002).

Aunque la ciudad de Medellín y sus alrededores estén expuestos a diversas fuentes sismogénicas, el nivel de sismicidad de la ciudad en términos de frecuencia de ocurrencia está catalogado entre medio y bajo (Grupo de Sismología de Medellín, 1999). La actividad sísmica registrada muestra aceleraciones máximas promedio del terreno menores a 0.005 *g*, aunque se han alcanzado aceleraciones de 0.1 *g* en suelos blandos (0.02 *g* en roca), la mayoría provenientes de eventos localizados a más de 100 km de la ciudad.

2.2 Datos

Las series de tiempo (acelerogramas) usadas para este estudio provienen de las dos redes acelerográficas mencionadas previamente: RAM (Red Acelerográfica de Medellín) y RAVA (Red Acelerográfica del Valle de Aburrá). RAM fue instalada como parte del proyecto de Instrumentación y Microzonificación Sísmica de Medellín (IMSM) entre los años 1996 y 1999 y se instaló con el propósito de calibrar y actualizar los modelos de propagación de ondas y estimar los efectos locales que se podían presentar en los diferentes sitios de la ciudad, debidos tanto a irregularidades topográficas como mecánicas (EAFIT, 2010a).

Durante el periodo de operación de la red, han operado 27 sitios de registro. Actualmente la red cuenta con 22 estaciones permanentes, de las cuales 3 se encuentran ubicadas en roca y una de ellas a 40 m de profundidad, alcanzando el basamento rocoso que subyace la ciudad (Jaramillo, 2010, Comunicación personal). En 2010, 13 de las estaciones estaban equipadas con acelerógrafos ETNA Episensor

de 3 canales de la firma Kinemetrics, una estación con un K2 de 6 canales conectado a un acelerómetro profundo (en el pozo mencionado anteriormente) FBA-23DH de la misma firma y 8 estaciones más con acelerógrafos CUSP-3C de la firma neozelandesa CSI.

RAVA fue instalada en 2002 con el fin de complementar a RAM y continuar con el proyecto (IMSM). Esta red cubre el área metropolitana de la ciudad, que incluye 9 municipios adicionales localizados en el Valle de Aburrá (Restrepo *et al.*, 2007). En 2010, el arreglo de la red constaba de 11 estaciones superficiales, 9 de ellas equipadas con CSI CUSP-3C y 2 ETNA Episensor de Kinemetrics (EAFIT University Group, 2010b).

La base de datos inicial para esta tesis consta de 754 registros de aceleración provenientes de 109 eventos registrados por ambas redes entre 1996 y 2010. Estos eventos poseen magnitudes (M_L) entre 2.0 y 6.7, distancias epicentrales entre 10 y 722 km y profundidades focales desde superficiales hasta 226.3 km. De esta base de datos se seleccionaron 2 grupos, uno para realizar el análisis de aceleraciones máximas (PGA) y velocidades máximas del terreno (PGV), y otro para el análisis de a_{rms} (raíz cuadrática media de aceleración). Para el primer grupo, seleccionamos eventos que estuvieran registrados en al menos 40% de las estaciones (15 de 36 estaciones de ambas redes) y para el segundo grupo, eventos cuyas magnitudes (M_L) superaran 5.0 y que además estuvieran registrados en al menos 25% de las estaciones. Entonces, para el análisis de PGA y PGV fueron seleccionados 596 registros horizontales procedentes de 17 eventos y para el análisis de a_{rms} , 514 registros horizontales procedentes de 18 eventos. Algunas estaciones (1 para el análisis de PGA y PGV y 3 para el análisis de a_{rms}) no fueron incluidas en la investigación dado que no registraron ninguno de los eventos seleccionados. La tabla 1 presenta la lista de los eventos seleccionados con su respectiva localización, magnitud, red de registro y análisis efectuado. Las localizaciones de los eventos fueron efectuadas por la Red Sísmica Nacional de Colombia y obtenidas de su liga electrónica (INGEOMINAS, 2011). Las figuras 2 y 3 muestran la ubicación de los epicentros y de los sitios de registro. La figura 4 muestra la distribución de las magnitudes de los eventos seleccionados con

respecto a su distancia epicentral para ambos análisis PGA-PGV y a_{rms} . Nótese en la tabla 1 que los eventos cercanos a la ciudad de Medellín (eventos 10, 15, 19, 22, 23 y 25 en la figura 2), con distancias epicentrales cercanas o menores a 100 km, poseen magnitudes menores a 5.0, por lo que no fueron incluidos en los análisis de a_{rms} .

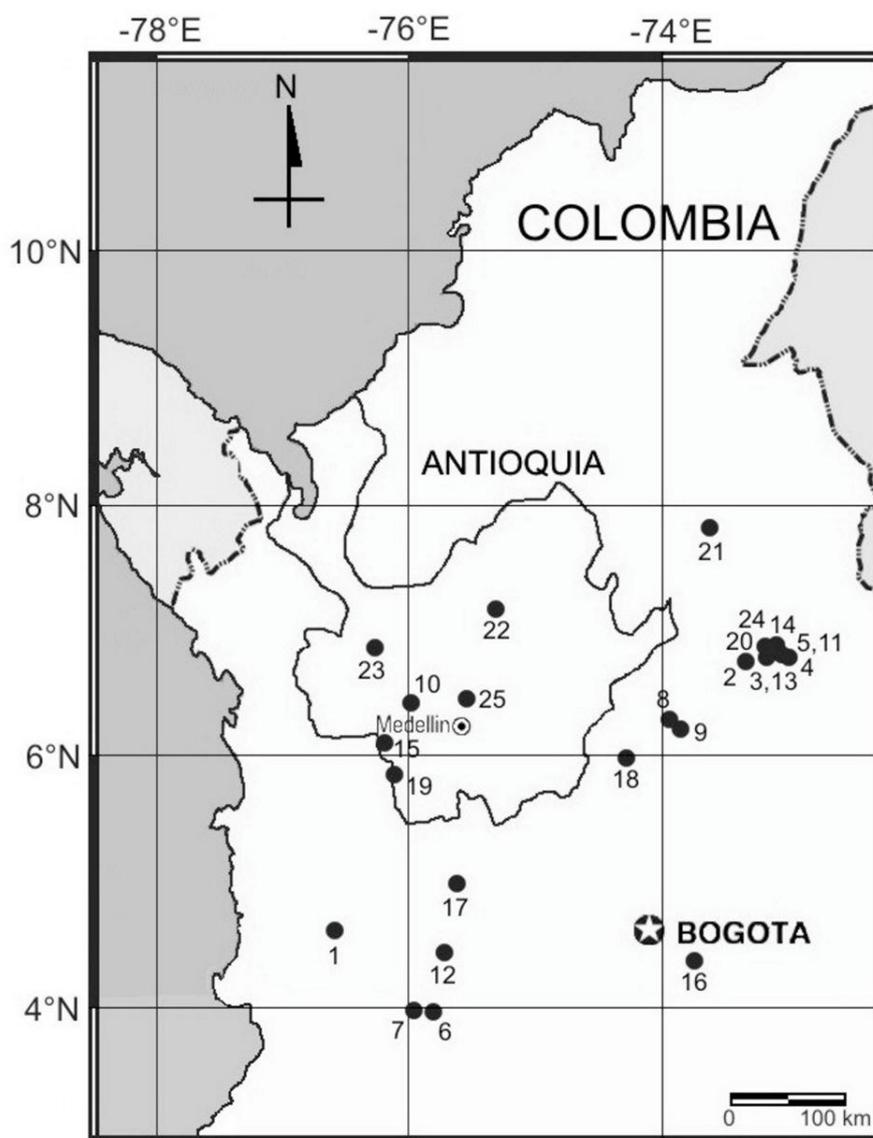


Figura 2. Mapa de Colombia con la localización de los epicentros de los eventos seleccionados para esta tesis.

Tabla 1. Lista de Eventos usados para los análisis de PGA, PGV y a_{rms}

Evento	dd/mm/aa	hh:mm	Lat (°)	Lon (°)	Prof (km)	MI	Analisis	Red de adquisición
1	19/02/1997	18:25	4.62	-76.58	100.0	5.8	a_{rms}	RAM
2	07/03/1997	17:28	6.72	-73.35	140.7	5.5	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
3	11/05/1997	18:17	6.81	-73.12	156.0	5.7	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
4	11/06/1997	07:07	6.80	-73.02	148.0	5.9	a_{rms}	RAM
5	11/06/1997	19:11	6.82	-73.10	151.4	5.8	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
6	02/09/1997	12:13	3.96	-75.83	226.3	6.5	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
7	11/12/1997	07:56	3.98	-75.94	207.5	6.5	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
8	06/03/1998	09:37	6.28	-73.91	2.0	5.2	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
9	08/03/1998	04:59	6.26	-73.90	0.7	5.3	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
10	13/07/1998	02:17	6.42	-75.99	28.4	3.5	PGA, PGV	RAM
11	04/12/1998	03:39	6.82	-73.10	153.8	5.2	a_{rms}	RAM
12	25/01/1999	18:19	4.43	-75.70	0.1	6.1	a_{rms}	RAM
13	14/04/1999	07:25	6.81	-73.13	156.0	5.7	a_{rms}	RAM
14	08/11/1999	05:51	6.87	-73.18	164.2	6.2	PGA, PGV, a_{rms}	RAM
15	27/04/2004	05:38	6.12	-76.19	16.0	4.1	PGA, PGV	RAM
16	24/05/2008	19:20	4.40	-73.81	0.3	5.7	a_{rms}	RAM - RAVA
17	13/09/2008	09:32	4.98	-75.63	136.0	5.2	PGA, PGV, a_{rms}	RAM - RAVA
18	13/01/2009	01:31	5.97	-74.27	4.0	3.9	PGA, PGV	RAM - RAVA
19	13/01/2009	19:47	5.84	-76.12	10.4	4.5	PGA, PGV	RAM - RAVA
20	11/02/2009	17:17	6.85	-73.14	155.8	5.0	a_{rms}	RAM - RAVA
21	20/04/2009	08:54	7.81	-73.62	122.9	5.1	a_{rms}	RAM - RAVA
22	01/05/2009	15:26	7.16	-75.31	16.7	4.4	PGA, PGV	RAM - RAVA
23	01/05/2009	15:44	6.85	-76.29	0.0	4.3	PGA, PGV	RAM - RAVA
24	27/10/2009	16:25	6.80	-73.16	146.9	5.5	PGA, PGV, a_{rms}	RAM - RAVA
25	10/01/2010	21:35	6.44	-75.53	4.0	2.8	PGA, PGV	RAM - RAVA

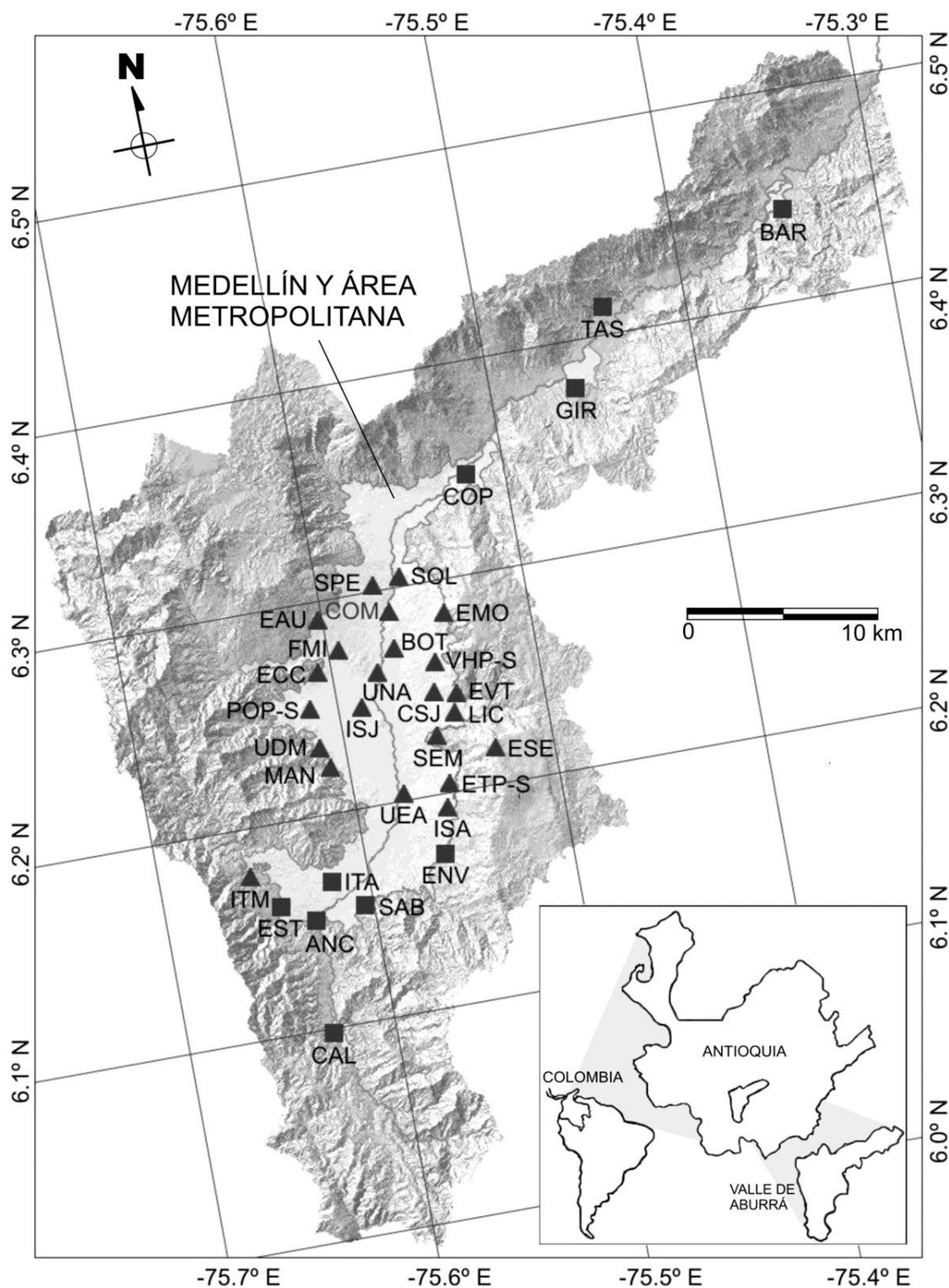


Figura 3. Mapa del Valle de Aburrá y localización de las estaciones de registro de RAM (triángulos) RAVA (cuadrados). La región delimitada en gris claro corresponde a la ciudad de Medellín y su respectiva área metropolitana. (Modificado de Restrepo *et al.*, 2007, p. 34)

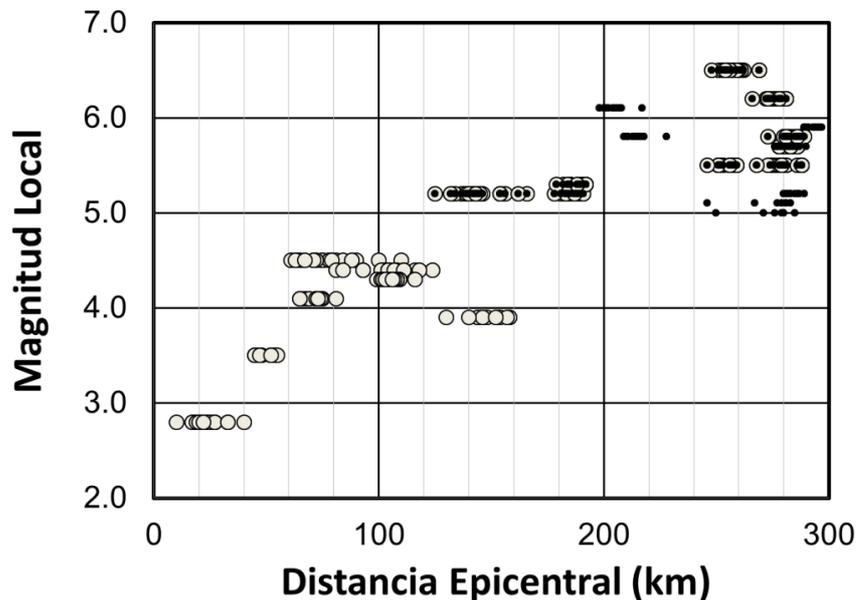


Figura 4. Distribución de las magnitudes de los eventos seleccionados con respecto a su distancia epicentral. Los círculos grises representan la distribución de eventos usados para el análisis de PGA y PGV y los puntos negros la distribución de los eventos usados para el análisis de a_{rms} .

2.3 Metodología

El procesamiento de las series de tiempo seleccionadas consistió inicialmente en una corrección por línea base (promedio nulo) que consiste en remover la media del registro para ubicarla a nivel cero, y en la selección de las aceleraciones máximas. Luego se procedió a integrar los acelerogramas con el fin de obtener los registros de velocidad. A aquellos registros que presentaron comportamientos anómalos debidos a ruido ambiental se les aplicó un filtro pasabandas tipo Parzen cuya banda de frecuencias fue elegida inspeccionando visualmente los respectivos espectros de Fourier de manera individual. Una vez filtrados los registros de velocidad, se midieron los valores de velocidad máxima directamente de los registros filtrados. El cociente señal-ruido de todos los registros (tabla 2) fue lo suficientemente alto (mayor de 2.69) para reconocer fácilmente los valores de PGA y PGV. Este cociente se calculó para cada registro, como la razón promedio entre una ventana de 3 segundos que incluyera el valor máximo y una ventana de 3 segundos de ruido ambiental (visualmente elegida) previa al arribo de la onda P. La tabla 2 presenta los promedios de las razones señal-ruido para cada estación y la figura 5 muestra ejemplos de registros típicos con valores altos y bajos de este parámetro.

Tabla 2. Lista de estaciones de RAM y RAVA con sus respectivas coordenadas de localización y los promedios del cociente señal-ruido para cada estación

Estación	Red	Lat. (°)	Lon. (°)	Cociente Señal- Ruido
BOT	RAM	6.271	-75.565	15.32
COM	RAM	6.285	-75.566	7.82
CSJ	RAM	6.247	-75.555	20.95
EAU	RAM	6.296	-75.602	16.50
ECC	RAM	6.271	-75.608	19.88
EMO	RAM	6.284	-75.541	15.91
ETP	RAM	6.201	-75.557	9.40
ETS	RAM	6.201	-75.557	22.73
ESE	RAM	6.194	-75.532	19.84
EVT	RAM	6.244	-75.544	12.55
FMI	RAM	6.278	-75.595	15.41
ISA	RAM	6.262	-75.552	15.77
ISJ	RAM	6.245	-75.591	16.91
ITA	RAM	6.165	-75.623	11.64
ITM	RAM	6.182	-75.665	22.59
LIC	RAM	6.236	-75.547	14.24
MAN	RAM	6.222	-75.613	23.76
POP	RAM	6.253	-75.616	7.39
POS	RAM	6.253	-75.616	10.30
SEM	RAM	6.225	-75.554	17.53
SOL	RAM	6.304	-75.546	12.77
SPE	RAM	6.303	-75.568	9.82
UDM	RAM	6.235	-75.616	19.74
UEA	RAM	6.203	-75.581	17.96
UNA	RAM	6.258	-75.577	16.92
VHP	RAM	6.262	-75.552	10.96
VHS	RAM	6.262	-75.552	16.55
ANC	RAVA	6.160	-75.636	7.48
BAR	RAVA	6.436	-75.336	12.00
CAL	RAVA	6.099	-75.643	10.78
ENV	RAVA	6.178	-75.516	23.25
EST	RAVA	6.165	-75.659	13.81
COP	RAVA	6.353	-75.518	10.25
SAB	RAVA	6.162	-75.618	14.79
TAS	RAVA	6.422	-75.438	2.69

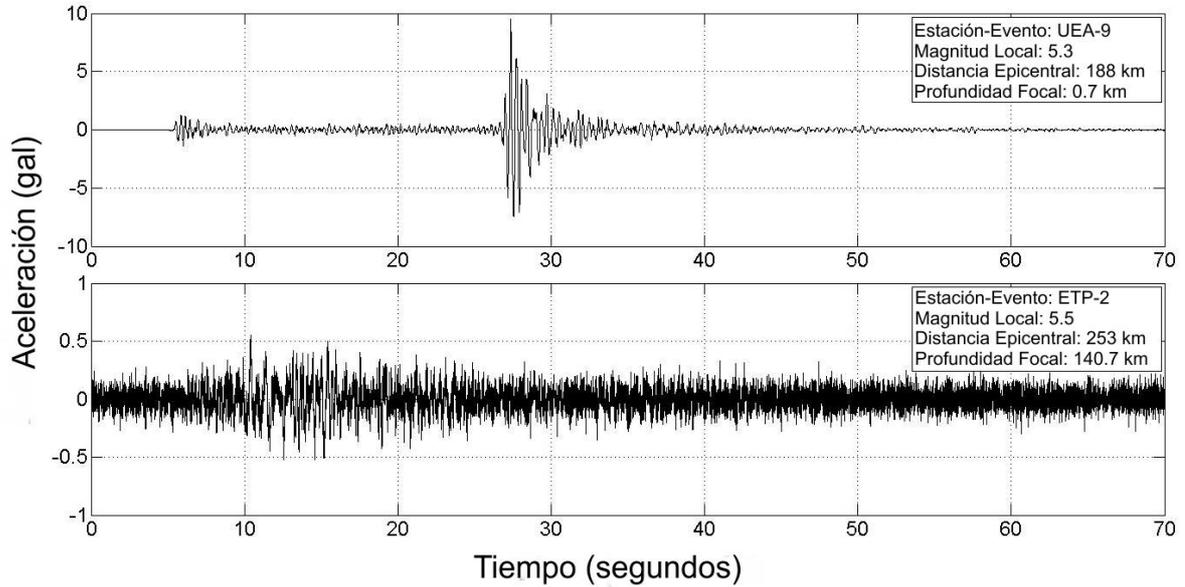


Figura 5. Ejemplos de registros con valores altos y bajos del cociente señal-ruido. El sismograma superior corresponde al evento 9 registrado por la estación UEA. El sismograma inferior corresponde al evento 2 registrado por la estación ETP.

Además, se calculó el valor de a_{rms} de los registros horizontales de la siguiente manera:

$$a_{rms} = \left[\frac{1}{T_d} \int_0^{T_d} a(t)^2 dt \right]^{1/2} \quad (1)$$

Donde $a(t)$ corresponde a la aceleración observada y $T_d = RLD/V_r$ al tiempo de duración de la ruptura medido desde el arribo de la onda S en el registro. El valor de T_d se determinó calculando el cociente entre la longitud de la ruptura (RLD) y la velocidad de dicha ruptura (V_r), estimada como equivalente a la velocidad promedio de las ondas de corte desde la fuente hasta el sitio de registro. Usamos la relación empírica propuesta por Wells y Coopersmith (1994) para estimar el valor de RLD de cada evento seleccionado, la cual vincula el parámetro de la ruptura con su respectiva magnitud para tipos de fallamiento normal, inverso y transcurrente.

$$\log_{10} (RLD) = -2.44 + 0.59M \quad (2)$$

Esta relación es válida para un rango de magnitudes entre 4.8 y 8.1, que abarca el rango de magnitudes de nuestra selección (se usaron únicamente eventos con $M > 5.0$

en nuestro análisis). La estimación de la velocidad de onda S se basó en un modelo de onda P propuesto por Ojeda y Havskov (2001) para el territorio colombiano y una relación V_P/V_S de 1.78 reportada en el mismo estudio. Ellos proponen un modelo de 5 capas con interfaces a profundidades de 4, 25, 32, 40 y 100 km y velocidades de onda P de 4.8, 6.6, 7.0, 8.0, 8.1 y 8.2 km/s, de las cuales estimamos un modelo de velocidades de ondas S de 2.70, 3.71, 3.93, 4.49, 4.55 y 4.61 km/s respectivamente. Se evaluaron velocidades promedio de las ondas de corte tomando en cuenta la profundidad focal de cada evento y estos valores fueron tomados como los valores de V_r .

2.4 Modelos

Los valores máximos de aceleración y velocidad (PGA y PGV respectivamente) están entre los parámetros más usados para caracterizar los movimientos del terreno, dada su facilidad para leerse directamente de los sismogramas sin incurrir en un mayor procesamiento.

Antes de proponer una relación empírica basada en las observaciones de PGA y PGV, procuramos encontrar en la literatura relaciones predictivas de movimiento del terreno (GMPE por sus siglas en inglés) que se ajustaran a los rangos de magnitudes, distancias epicentrales y profundidades focales de nuestras observaciones y que a su vez concordaran con los niveles de sismicidad bajos o moderados en un régimen tectónico de subducción, pero no encontramos alternativas que cumplieran con estas especificaciones. Decidimos entonces probar diferentes modelos en términos de complejidad, forma funcional, ambiente tectónico, cobertura en distancia y rango de magnitudes para estudiar el comportamiento de nuestras observaciones con dichos modelos y medir la influencia de cada variable predictiva. Seleccionamos modelos globales simples y representativos, cuyas variables pudieran ser usadas o adaptadas a las restricciones de nuestros datos y pudieran ser implementadas fácilmente para fines ingenieriles.

2.4.1 Modelos Desarrollados para el Oeste de Norteamérica

El oeste de Norteamérica ha sido extensamente monitoreado y estudiado. Numerosas ecuaciones predictivas se han desarrollado usando o incluyendo bases de datos provenientes de esta región. Las ecuaciones (3a) y (3b) muestran los modelos propuestos por Joyner y Boore (1993) (a partir de ahora abreviado como JB93) que están basados en los fenómenos de dispersión geométrica y atenuación inelástica. La base de datos usada está restringida a sismos superficiales (la ruptura de las fallas se concentra principalmente alrededor de los 20 km) con magnitudes mayores a 5.0 y distancias (d_n) menores de 130 km. Los parámetros PGA y PGV están caracterizados únicamente por el tamaño de los eventos y por una medida de distancia que está presente en dos términos independientes acompañada de una constante de profundidad sismogénica.

$$\log PGA = 0.411 + 0.302(M_W - 6) - \log(d_n^2 + 7.34^2)^{\frac{1}{2}} - 0.00257(d_n^2 + 7.34^2)^{\frac{1}{2}} + \sigma_A + \sigma_E \quad (3a)$$

$$\log PGV = 2.185 + 0.459(M_W - 6) - \log(d_n^2 + 4.37^2)^{\frac{1}{2}} - 0.00277(d_n^2 + 4.37^2)^{\frac{1}{2}} + \sigma_A + \sigma_E \quad (3b)$$

Donde M_W es magnitud de momento y d_n es a la distancia más corta entre el sitio de registro y la proyección de la falla en superficie (desde ahora abreviado como R_{jb}). $\sigma_A = 0.223$ y $\sigma_E = 0.201$ corresponden a las desviaciones estándar intra-evento e inter-evento para PGA y $\sigma_A = 0.199$ y $\sigma_E = 0.151$ para PGV. Las unidades de aceleración máxima, velocidad máxima y distancia son: g, cm/s y km, respectivamente. Debido a que nuestra base datos proporciona información limitada sobre los eventos, usamos magnitudes locales (M_L) y distancias epicentrales en lugar de las variables propuestas por el modelo. Nótese que el rango de magnitudes de nuestra selección de datos ($2.8 \leq M_L \leq 6.5$) se encuentra por debajo del nivel de saturación (alrededor de 6.5) de la escala de magnitud local (Lay y Wallace, 1995), por lo que el uso de magnitudes locales M_L en este trabajo es adecuado.

2.4.2 Modelos para Italia Central

Bindi *et al.* (2006) proponen las siguientes relaciones empíricas (BA06 a partir de ahora) basadas en sismos registrados en la región de Umbria-Marche localizada en Italia central. Los eventos usados para generar estos modelos poseen magnitudes entre 4.0 y 6.0 y profundidades focales entre 2 y 8 km, con excepción de un evento cuyo hipocentro está localizado a 47 km de profundidad. Casi todos los eventos usados provienen de mecanismos de falla normales y están asociados con un régimen tectónico extensivo. El rango de magnitudes de su base de datos es muy similar al nuestro, describiendo niveles de sismicidad entre bajos y moderados. La forma funcional del modelo presenta dos variables independientes: magnitud local y distancia epicentral (las mismas de nuestra base de datos) en términos separados. De manera similar que JB93, este modelo supone una profundidad sismogénica constante.

$$\log PGA = -2.487 + 0.534M_L - 1.280\log(R^2 + 3.94^2)^{0.5} \pm 0.268 \quad (4a)$$

$$\log PGV = -1.803 + 0.687M_L - 1.150\log(R^2 + 2.74^2)^{0.5} \pm 0.300 \quad (4b)$$

Donde PGA (ecuación 4a) se expresa en fracción de g , PGV en cm/s, M_L es magnitud local y R es distancia epicentral en km.

2.4.3 Modelos para Europa y Medio Oriente

Para Europa, la región del Mediterráneo y Medio Oriente, Akkar y Bommer (2010) (desde ahora AB10) propusieron las siguientes relaciones empíricas:

$$\begin{aligned} \log(PSA)_{T=0} = & 1.04159 + 0.91333M - 0.0814M^2 + (-2.92728 + 0.2812M)\log\sqrt{R_{jb}^2 + 7.86638^2} + \\ & 0.08753S_S + 0.01527S_A - 0.04189F_N + 0.08015F_R + \sigma_A + \sigma_E \end{aligned} \quad (5a)$$

$$\begin{aligned} \log(PGV) = & -2.12833 + 1.21448M - 0.08137M^2 - (2.46942 - 0.22349M)\log\sqrt{R_{jb}^2 + 6.41443^2} + \\ & 0.20354S_S + 0.08484S_A - 0.05856F_N + 0.01305F_R + \sigma_A + \sigma_E \end{aligned} \quad (5b)$$

En las que M corresponde a M_W , S_S y S_A son variables binarias (unos o ceros) que representan la influencia de cada sitio, tomando valores de 1 para suelos sueltos y/o suelos firmes, y cero para roca; F_N y F_R son también variables binarias para describir el tipo de fallamiento, tomando valores de 1 para tipos de falla normal e inversa, respectivamente y cero para el resto. R_{jb} está expresado en km, y corresponde a la definición propuesta por Joyner y Boore en 1993, PSA está en cm/s^2 y PGV en cm/s . σ_A y σ_E toman valores de 0.2610 y 0.0994 respectivamente para $PSA_{T=0}$ y 0.2562 y 0.1083 para PGV . El catálogo de datos usados para generar estas ecuaciones posee un rango de distancias entre 5 y 100 km, y de magnitudes entre M_W 5.0 y 7.6 (Akkar y Bommer, 2007). Este modelo posee una forma funcional más compleja que los anteriores, incluyendo un término cuadrático de la magnitud y variables independientes asociadas con el tipo de fallamiento y las condiciones locales del suelo, las cuales fueron adaptadas usando la información disponible de los registros y de las redes. El modelo cuenta además con una profundidad sismogénica constante que acompaña a las distancias R_{jb} . Como en casos anteriores, utilizamos M_L y distancia epicentral en lugar de las variables originales. La mayoría de los suelos en la ciudad de Medellín son catalogados como blandos, por lo que se asumieron valores de 0 y 1 para las variables S_A y S_S respectivamente. Aun cuando no disponemos de información específica sobre las condiciones de falla que originaron los eventos en nuestra área de estudio, las fallas activas el norte de los Andes son usualmente inversas o transcurrentes (Taboada *et al.*, 2000), por lo que elegimos valores de 0 y 1 para FN y FR , respectivamente.

2.4.4 Modelos para México Central

Para la región central de México, García *et al.* (2005) encontraron las siguientes relaciones [Ecuaciones (6a) y (6b)] para sismos intraplaca con tipo de fallamiento normal, ubicados en suelos rocosos en campo libre (desde ahora GA05). Los registros utilizados para obtener estas relaciones fueron registrados a distancias menores a 400 km, con magnitudes entre M_W 5.2 y M_W 7.4 y profundidades focales entre 35 y 138 km. Este modelo incorpora la profundidad focal como término independiente y una definición de distancia dependiente de la magnitud del evento. A pesar del amplio rango de magnitudes de su base de datos, y del uso exclusivo de estaciones en roca, las profundidades focales y el régimen tectónico son similares a los nuestros.

$$\log(PGA) = -0.2 + 0.59M_W - 0.0039(R) - \log(R) + 0.008H + \sigma_A + \sigma_E \quad (6a)$$

$$\log(PGV) = -2.4 + 0.71M_W - 0.0023(R) - \log(R) + 0.004H + \sigma_A + \sigma_E \quad (6b)$$

En las que R es una medida de distancia aproximadamente igual a la distancia promedio a la falla en superficie expresada como $R = \sqrt{R_{cld}^2 + \Delta^2}$ en km, donde R_{cld} corresponde a R_{jb} para eventos grandes ($M_W > 6.5$) o a la distancia hipocentral para el resto (ambos en km). Δ es un término de saturación cercana a la fuente y está definido por Atkinson y Boore (2003) como $\Delta = 0.00750 * 10^{0.507M_W}$ y H es la profundidad focal en km. σ_A y σ_E toman valores de 0.27 y 0.10 respectivamente para PGA y de 0.24 y 0.09 para PGV. PGA está dado en cm/s^2 y PGV en cm/s .

2.4.5 Modelos para la Región de Medellín, Colombia

Bommer *et al.* (2010) plantean la opción de encontrar un modelo que ajuste datos locales, adaptando uno o más coeficientes de un modelo previamente definido para otra región. Empleando la forma funcional de GA05, que involucra la profundidad focal de los eventos como variable independiente, encontramos la siguiente relación empírica (desde ahora GM12) bajo un esquema de regresión múltiple utilizado nuestra base de datos:

$$\log(PGA) = 0.42 + 0.58M_L - 0.00104(R) - 1.08\log(R) - 0.0016H + \sigma_A + \sigma_E \quad (7a)$$

$$\log(PGV) = -2.53 + 0.69M_L - 0.0035(R) - 0.446\log(R) - 0.00016H + \sigma_A + \sigma_E \quad (7b)$$

En este caso $R = \sqrt{D^2 + \Delta^2}$, donde D es distancia epicentral (en km) para todas las magnitudes, H es la profundidad focal en km y Δ es el mismo que el descrito en las ecuaciones (6a) y (6b). Para este modelo y para los siguientes, el cálculo de las desviaciones estándar intra-evento (σ_A) corresponde al promedio (sobre todos los eventos) de las desviaciones estándar calculadas para todas las estaciones que registraron un mismo evento, mientras que las desviaciones estándar inter-evento (σ_E) fueron calculadas como el promedio (sobre todas las estaciones) de las desviaciones encontradas para todos los eventos registrados por una misma estación. Para este

modelo, los valores encontrados fueron: $\sigma_A = 0.3221$ y $\sigma_E = 0.3091$ para PGA y $\sigma_A = 0.3397$ y $\sigma_E = 0.5132$ para PGV.

También aplicamos la regresión en dos etapas propuesta por Joyner y Boore (1981) a nuestra base de datos. En ella, el procesamiento numérico separa la dependencia de la distancia de la dependencia de la magnitud. A diferencia de JB93, este modelo incluye un término que caracteriza las condiciones locales del sitio. Las relaciones empíricas encontradas son las siguientes (desde ahora JBM12):

$$\log(PGA) = 3.44 + 0.88M_L - \log(R) - 0.017R + 0.48S + \sigma_A + \sigma_E \quad (8a)$$

$$\log(PGV) = 0.84 + 0.75M_L - \log(R) - 0.011R + 0.44S + \sigma_A + \sigma_E \quad (8b)$$

En estos casos $R = \sqrt{D^2 + 226^2}$, donde D es distancia epicentral en km y S toma el valor de cero para sitios en roca o 1 para el resto. $\sigma_A = 0.4110$ y $\sigma_E = 0.4541$ para PGA y $\sigma_A = 0.3014$ y $\sigma_E = 0.5897$ para PGV.

Aunque los coeficientes de GM12 y JBM12 se obtuvieron aplicando regresiones numéricas a nuestra base de datos, estas predicciones no mostraron una mejor correlación que aquellas desarrolladas para otras regiones. Aun así, la sensibilidad de GM12 y JBM12 ante la profundidad focal y el tipo de suelo, respectivamente, nos mostraron la gran influencia que tienen estas variables en nuestras predicciones.

Basados en el planteamiento de regresión múltiple desarrollado por Kamiyama y Yanagisawa (1986), en el cual las condiciones locales del sitio y la profundidad focal son consideradas como variables independientes, encontramos las siguientes relaciones empíricas (a partir de ahora VC12):

$$\log(PGA) = 0.59M_L - 1.09\log(R) - 0.0035H + C_{st} + \sigma_A + \sigma_E \quad (9a)$$

$$\log(PGV) = 0.73M_L - 1.88\log(R) - 0.0016H + C_{st} + \sigma_A + \sigma_E \quad (9b)$$

En las que C_{st} es un coeficiente resultante de la regresión que evalúa la respuesta sísmica de los sitios de registro. Valores de C_{st} cercanos a cero indican sitios de registro con suelos firmes y bajos niveles de amplificación, mientras que valores alejados de cero, indican suelos blandos, poco competentes y con altos niveles de amplificación. PGA está expresado en cm/s^2 y PGV en cm/s . $\sigma_A = 0.2030$ y $\sigma_E = 0.2006$ para PGA y $\sigma_A = 0.2590$ y $\sigma_E = 0.2532$ para PGV. Castro (1998) usó un esquema similar de inversión para estimar espectros de Fourier de aceleración en la región del Valle Imperial-Mexicali (México), y mostró la importancia de usar correcciones específicas de sitio en las predicciones.

La ubicación de cada una de las estaciones acelerométricas de RAM y RAVA fue seleccionada con el fin de cubrir las principales características geotécnicas de las diferentes formaciones en la ciudad de Medellín y en el Valle de Aburrá (Grupo de Sismología de Medellín, 1999). Por consiguiente, los coeficientes encontrados para cada estación corresponden con la respuesta específica de un tipo de suelo. La tabla 3 presenta la ubicación de las estaciones y los valores correspondientes encontrados de C_{st} para aceleración y velocidad.

Tabla 3. Lista de estaciones de RAM y RAVA con sus respectivas coordenadas de localización y los valores encontrados del parámetro C_{st} para aceleración y velocidad.

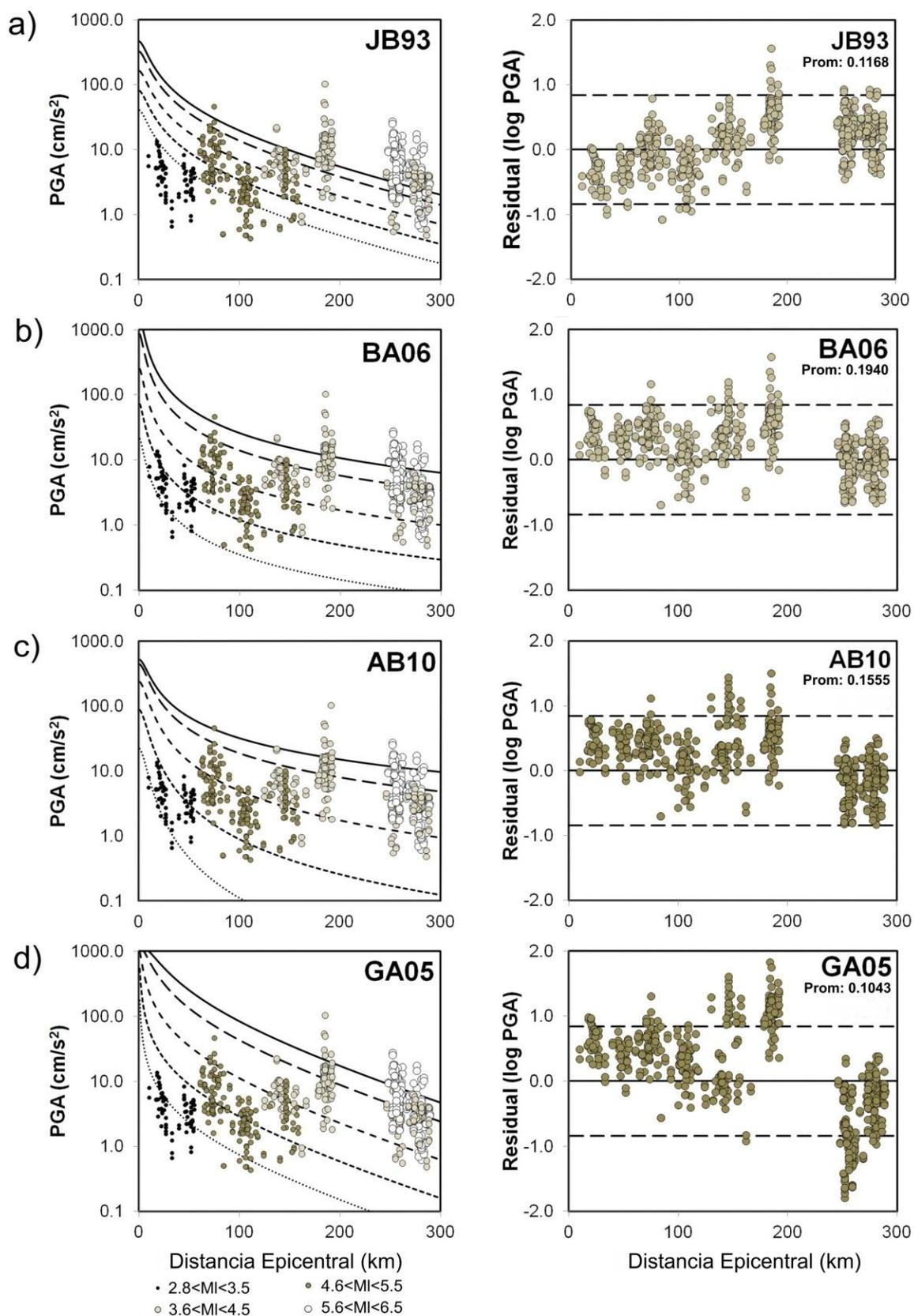
Estación	Red	Lat. (°)	Lon. (°)	C_{st}	
				Aceleración	Velocidad
BOT	RAM	6.271	-75.565	0.3093	-0.2924
COM	RAM	6.285	-75.566	0.3847	-0.0181
CSJ	RAM	6.247	-75.555	0.3792	-0.1492
EAU	RAM	6.296	-75.602	0.4128	-0.2857
ECC	RAM	6.271	-75.608	0.4108	-0.2540
EMO	RAM	6.284	-75.541	0.4549	-0.2418
ETP	RAM	6.201	-75.557	0.0000	0.0000
ETS	RAM	6.201	-75.557	0.8061	0.2501
ESE	RAM	6.194	-75.532	0.0759	-0.5843
EVT	RAM	6.244	-75.544	0.4856	-0.1136
FMI	RAM	6.278	-75.595	0.1799	-0.3767
ISA	RAM	6.262	-75.552	0.3678	-0.1725
ISJ	RAM	6.245	-75.591	0.4252	-0.1133
ITA	RAM	6.165	-75.623	0.2731	0.0006
ITM	RAM	6.182	-75.665	0.5827	-0.1898
LIC	RAM	6.236	-75.547	0.4454	-0.1735
MAN	RAM	6.222	-75.613	0.5571	0.0925
POP	RAM	6.253	-75.616	-0.2069	-0.5210
POS	RAM	6.253	-75.616	0.4788	-0.0133
SEM	RAM	6.225	-75.554	0.4104	-0.0993
SOL	RAM	6.304	-75.546	0.3479	-0.2602
SPE	RAM	6.303	-75.568	0.2720	-0.2286
UDM	RAM	6.235	-75.616	0.4505	-0.0966
UEA	RAM	6.203	-75.581	-0.1398	-0.5427
UNA	RAM	6.258	-75.577	0.3828	-0.4234
VHP	RAM	6.262	-75.552	-0.1732	-0.4614
VHS	RAM	6.262	-75.552	0.2979	-0.2926
ANC	RAVA	6.160	-75.636	-0.1651	-0.8453
BAR	RAVA	6.436	-75.336	0.3176	-0.2665
CAL	RAVA	6.099	-75.643	0.1377	-0.3731
ENV	RAVA	6.178	-75.516	0.6510	0.1319
EST	RAVA	6.165	-75.659	0.3209	-0.1269
COP	RAVA	6.353	-75.518	0.2604	-0.3611
SAB	RAVA	6.162	-75.618	0.1126	-0.3249
TAS	RAVA	6.422	-75.438	-0.4382	-0.7287

2.5 Resultados

Evaluamos la bondad de los modelos elegidos, comparando sus respectivas predicciones de PGA (Fig. 6) y PGV (Fig. 7) con las observaciones de nuestra base de datos. Los criterios de evaluación seleccionados son los siguientes:

- a) El promedio de la diferencia entre valores observados y predichos por cada modelo. Un promedio cercano a cero indica un mejor ajuste.
- b) La desviación estándar de la diferencia anterior como medida de dispersión. A menor desviación, menor dispersión de los datos.
- c) Promedio del residual. Este parámetro es comúnmente encontrado en la literatura y es calculado como la diferencia entre los logaritmos de los valores observados y predichos. Similar al promedio de la diferencia, valores cercanos a cero, evidencian un mejor ajuste.
- d) Promedio del residual normalizado. Este parámetro provee una evaluación global de la bondad de un modelo predictivo ante una base de datos (Sherbaum *et al.*, 2004). Es calculado como la diferencia entre el logaritmo de cada observación y el logaritmo de cada predicción y posteriormente dividido por las respectivas desviaciones estándar. Un modelo ideal arrojaría un residual caracterizado por una distribución normal con media cero.
- e) Varianza asociada al residual normalizado. Un modelo ideal arrojaría una varianza de valor unitario (Sherbaum *et al.*, 2004).
- f) Adicionalmente graficamos el comportamiento de los residuales (parámetro c) con la distancia epicentral, con el fin de encontrar tendencias y evaluar estabilidad. Las figuras 6 y 7 muestran el comportamiento de cada modelo con respecto a las observaciones y la distribución de los respectivos residuales con la distancia epicentral para PGA y PGV respectivamente.

Las tablas 4 y 5 presentan los resultados de los criterios mencionados (a, b, c, d y e) para PGA y PGV respectivamente.



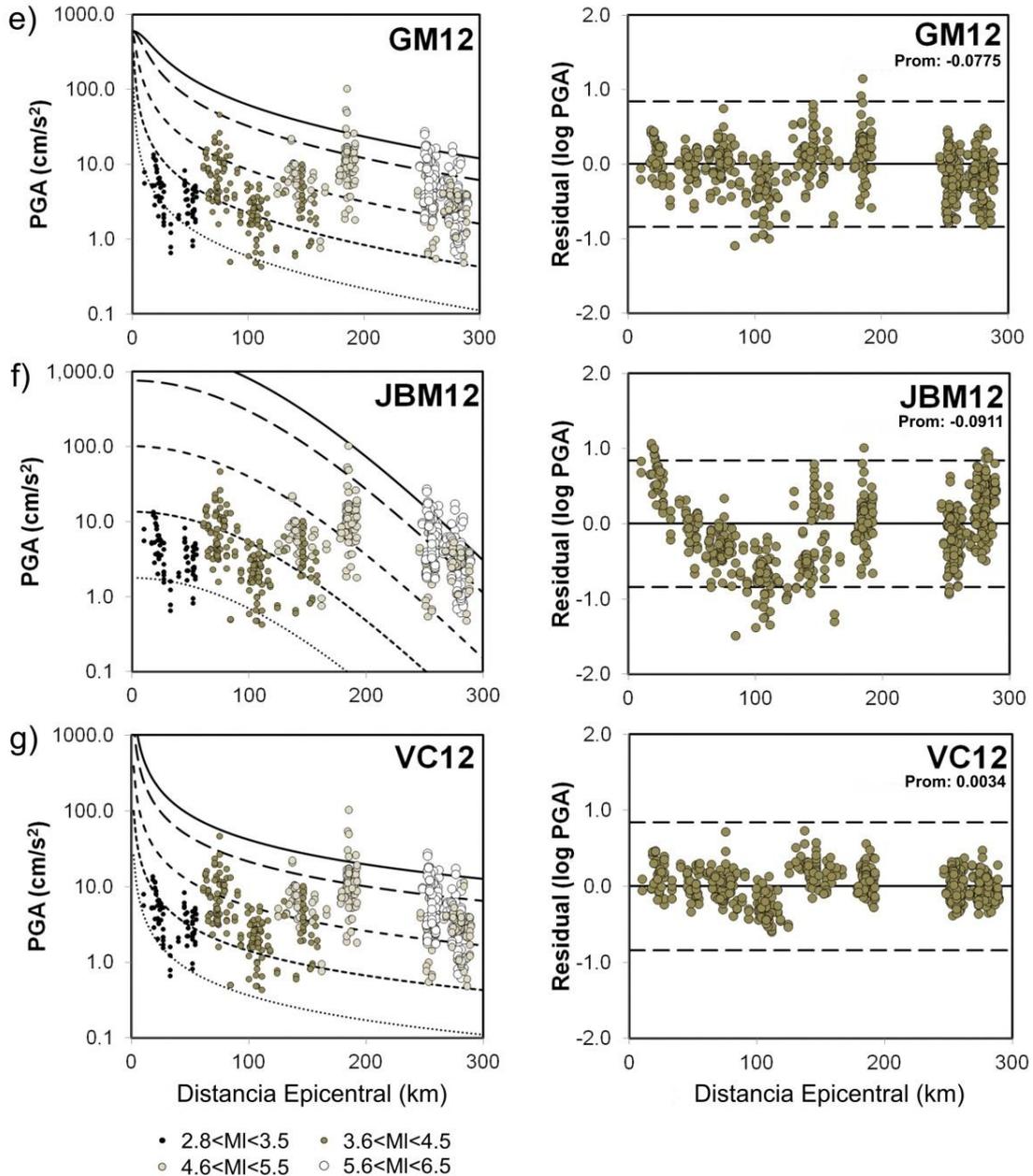
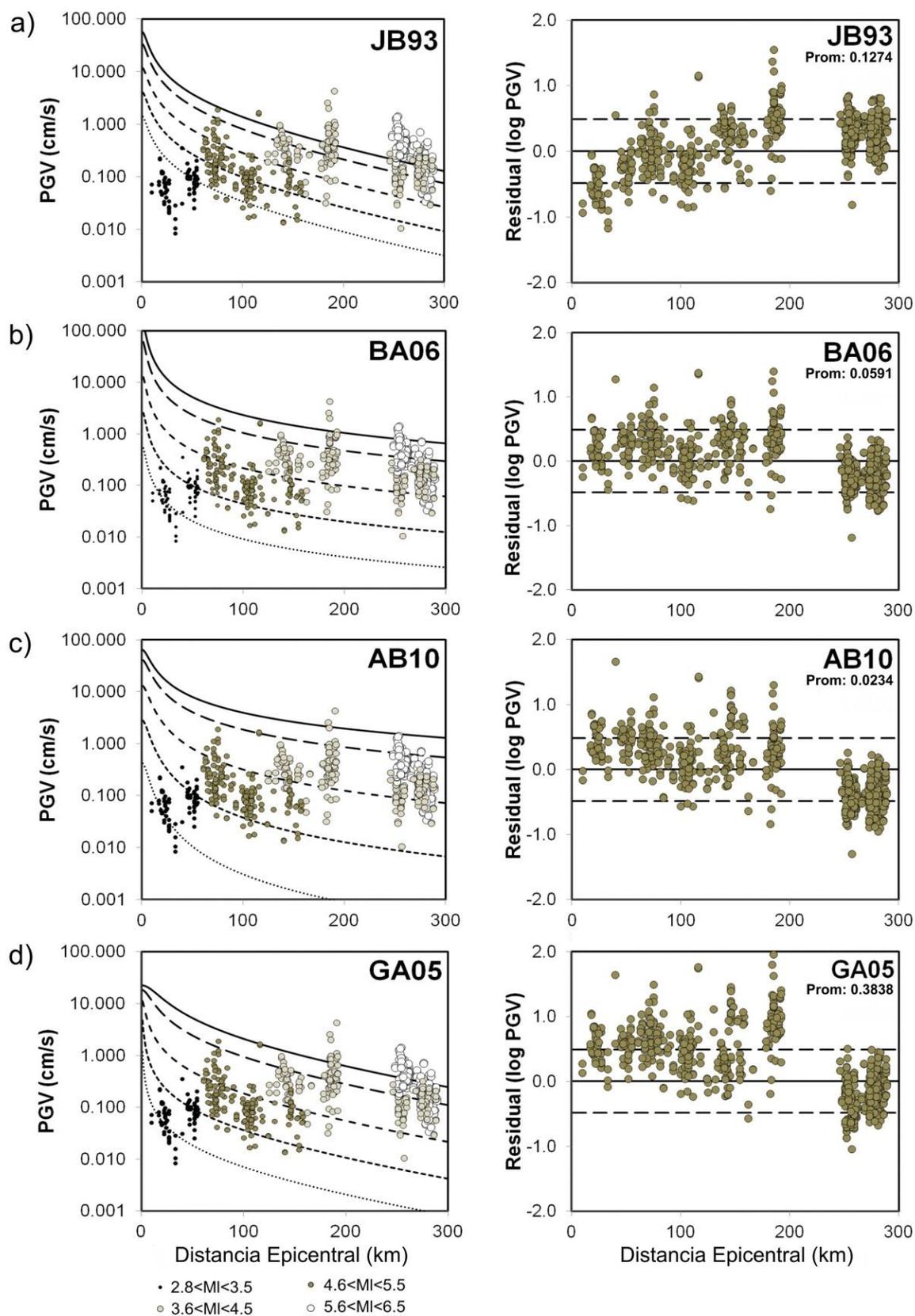


Figura 6. Los recuadros de la izquierda muestran las predicciones (líneas) y las observaciones (círculos) de PGA en función de la distancia epicentral. Las líneas de inferior a superior corresponden a diferentes magnitudes (M_L) en orden ascendente: 3, 4, 5, 6 y 6.5 respectivamente. Los círculos corresponden a las observaciones de PGA. Los recuadros de la derecha muestran los residuales correspondientes a cada modelo, calculados como la diferencia entre los logaritmos de las observaciones y los logaritmos de las predicciones. Las líneas discontinuas equivalen a \pm una desviación estándar de las observaciones. (a), (b), (c), (d) corresponden a los modelos de atenuación propuestos por Joyner y Boore (1993), Bindi *et al.* (2006), Akkar y Boomer (2010) y García *et al.* (2005), respectivamente. (e), (f) corresponden a las regresiones realizadas con nuestra base de datos usando las formas funcionales de García *et al.* (2005) y Joyner y Boore (1981) respectivamente. (g) corresponde al modelo de atenuación propuesto en este trabajo que usa la forma funcional de Kamiyama y Yanagisawa (1986).



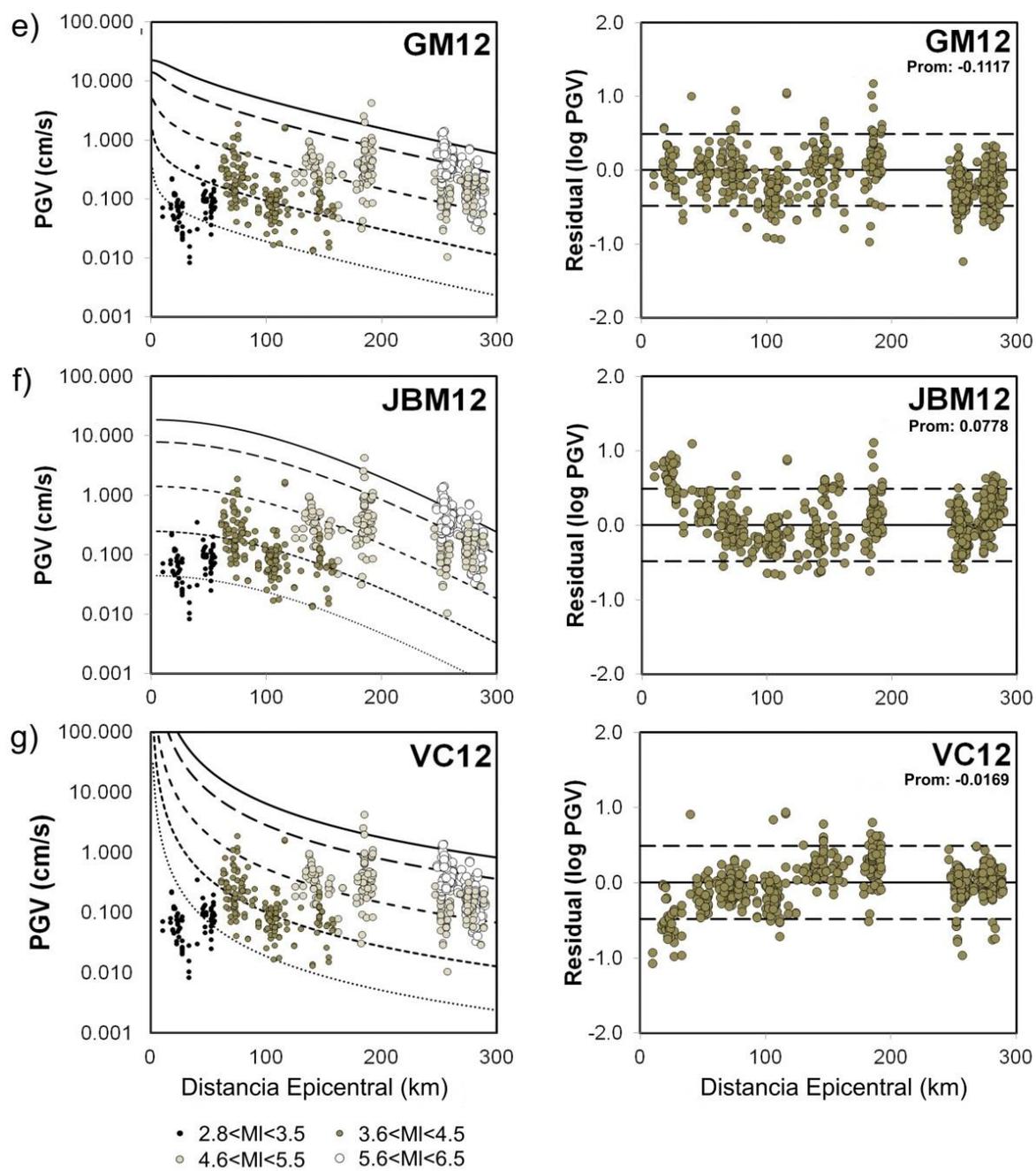


Figura 7. Similar a la figura 6, pero para PGV.

Tabla 4. Resultados de los criterios de evaluación de la bondad del ajuste de cada modelo seleccionado para PGA.

Modelo	Promedio de la diferencia (cm/s ²)	σ de la diferencia (cm/s ²)	Promedio del residual	Residual normalizado	Varianza del residual normalizado
JB93	2.1499	7.1769	0.1168	0.3891	1.8143
BA06	2.8542	6.8887	0.1940	0.7238	1.9237
AB10	2.0554	7.1918	0.1555	0.5569	2.3170
GA05	-8.4539	30.0799	0.1043	0.3727	6.6881
GM12	0.5333	6.4209	-0.0775	-0.1737	0.5220
JBM12	-1.5561	8.2113	-0.0090	-0.0147	0.5266
VC12	0.7885	4.5315	0.0034	0.0120	0.5631

Tabla 5. Similar a la Tabla 4, pero para PGV.

Modelo	Promedio de la diferencia (cm/s)	σ de la diferencia (cm/s)	Promedio del residual	Residual normalizado	Varianza del residual normalizado
JB93	0.1230	0.3161	0.1274	0.5100	2.5651
BA06	0.0345	0.3342	0.0591	0.1969	1.6424
AB10	-0.0597	0.4236	0.0234	0.0840	2.8626
GA05	0.1215	0.3243	0.3838	1.4760	3.1855
GM12	-0.0296	0.3202	-0.1117	-0.1815	0.2824
JBM12	0.0217	0.2890	0.0778	0.1176	0.2421
VC12	0.0306	0.2496	-0.0169	-0.0467	0.6188

Desde una perspectiva ingenieril, la raíz cuadrática media de la aceleración (a_{rms}) es un parámetro alternativo a los valores máximos del movimiento del terreno (PGA y PGV) y puede ser correlacionado con daños estructurales durante eventos sísmicos. Este parámetro ha sido propuesto anteriormente por presentar una relación simple y directa con los modelos sismológicos de fuente y por ser insensible a picos aislados que puedan incrementar la incertidumbre en las predicciones (McCann y Boore, 1983). Para relacionar a_{rms} con un modelo de fuente, calculamos la raíz cuadrática media (rms) de aceleración, midiendo en los registros una ventana temporal desde el arribo de la onda S con una duración correspondiente a la duración de la ruptura de la falla (T_d). T_d se calculó empíricamente para cada evento utilizando la relación de Wells y Coopersmith (1994) para la longitud de ruptura bajo la superficie versus magnitud

(ecuación 2), asumiendo valores de velocidad de ruptura similares a la velocidad de las ondas de corte. La tabla 6 presenta el modelo de velocidades de onda propuesto por Ojeda y Havskov en 2001 para el territorio colombiano. La velocidad de ondas de corte utilizada para cada evento fue calculada como un promedio ponderado de las velocidades de las capas, medido desde la profundidad focal de cada sismo. La tabla 7 muestra la longitud de ruptura bajo la superficie para cada evento, la velocidad usada y el tiempo de ruptura calculado para definir la longitud de la ventana con la que se calcularon los valores de a_{rms} .

Tabla 6. Modelo de velocidades propuesto por Ojeda y Havskov (2001) para el territorio colombiano, usado para el cálculo de la longitud de ruptura bajo la superficie.

Profundidad de la capa (km)	Modelo Onda P (km/s)	Modelo Onda S (km/s) usando $V_P/V_S=1.78$
4	4.8	2.70
25	6.6	3.71
32	7.0	3.93
40	8.0	4.49
100	8.1	4.55
Semiespacio	8.2	4.61

Tabla 7. Resultados longitud de ruptura bajo la superficie, usando el modelo empírico de Wells y Coopersmith (1994), las velocidades ponderadas de ondas de corte, y el tiempo de ruptura calculado para cada evento.

Evento	dd/mm/aa	Prof (km)	MI	Longitud de Ruptura bajo la superficie (RLD) (km)	Velocidad (ponderada) de onda S (km/s)	Tiempo de Ruptura de la falla (s)
1	19/02/1997	100.0	5.8	9.6	4.3	2.26
2	07/03/1997	140.7	5.5	6.4	4.4	1.47
3	11/05/1997	156.0	5.7	8.4	4.4	1.91
4	11/06/1997	148.0	5.9	11.0	4.4	2.52
5	11/06/1997	151.4	5.8	9.6	4.4	2.19
6	02/09/1997	226.3	6.5	24.8	4.5	5.58
7	11/12/1997	207.5	6.5	24.8	4.4	5.60
8	06/03/1998	2.0	5.2	4.3	2.7	1.57
9	08/03/1998	0.7	5.3	4.9	2.7	1.80
11	04/12/1998	153.8	5.2	4.3	4.4	0.97
12	25/01/1999	0.1	6.1	14.4	2.7	5.35
13	14/04/1999	156.0	5.7	8.4	4.4	1.91
14	08/11/1999	164.2	6.2	16.5	4.4	3.76
16	24/05/2008	0.3	5.7	8.4	2.7	3.11
17	13/09/2008	136.0	5.2	4.3	4.3	0.98
20	11/02/2009	155.8	5.0	3.2	4.4	0.74
21	20/04/2009	122.9	5.1	3.7	4.3	0.86
24	27/10/2009	146.9	5.5	6.4	4.4	1.46

Encontramos la siguiente relación empírica para a_{rms} :

$$\log_{10}(a_{rms}) = 0.4797 M_L - 1.1665 \log(R) - 0.00201H + C_{st} + \sigma_A + \sigma_E \quad (10)$$

Donde R es distancia epicentral en km, H es profundidad focal en km y C_{st} es un coeficiente que representa la respuesta del sitio debida a las condiciones locales del suelo en el lugar de registro. a_{rms} está expresado en cm/s^2 . σ_A y σ_E tienen valores de 0.2996 y 0.2620, respectivamente. La tabla 8 muestra la localización de las estaciones y los valores correspondientes del coeficiente C_{st} para a_{rms} . La forma funcional utilizada para a_{rms} es la misma que se propone para PGA y PGV (Ecs. 9a y 9b).

Tabla 8. Lista de las estaciones de RAM y RAVA, sus coordenadas y los valores de C_{st} encontrados para el análisis de a_{rms} .

Estación	Red	Lat. (°)	Lon. (°)	C_{st} a_{rms}
COM	RAM	6.285	-75.566	0.3124
CSJ	RAM	6.247	-75.555	0.2771
EAU	RAM	6.296	-75.602	0.3380
ECC	RAM	6.271	-75.608	0.2691
ETP	RAM	6.201	-75.557	0.0000
ETS	RAM	6.201	-75.557	0.7870
EMO	RAM	6.284	-75.541	0.2505
ESE	RAM	6.194	-75.532	-0.0086
VHP	RAM	6.262	-75.552	-0.4572
VHS	RAM	6.262	-75.552	0.1708
EVT	RAM	6.244	-75.544	0.3175
FMI	RAM	6.278	-75.595	0.1316
ISA	RAM	6.262	-75.552	0.2775
ISJ	RAM	6.245	-75.591	0.1552
ITA	RAM	6.165	-75.623	0.2453
ITM	RAM	6.182	-75.665	0.6022
LIC	RAM	6.236	-75.547	0.2905
MAN	RAM	6.222	-75.613	0.5013
POP	RAM	6.253	-75.616	-0.0541
POS	RAM	6.253	-75.616	0.3786
SEM	RAM	6.225	-75.554	0.3538
SOL	RAM	6.304	-75.546	0.2415
SPE	RAM	6.303	-75.568	0.2765
UDM	RAM	6.235	-75.616	0.3304
UEA	RAM	6.203	-75.581	-0.2232
UNA	RAM	6.258	-75.577	0.1408
ANC	RAVA	6.160	-75.636	-0.3433
BAR	RAVA	6.436	-75.336	0.1295
CAL	RAVA	6.099	-75.643	-0.0573
EST	RAVA	6.165	-75.659	-0.0733
COP	RAVA	6.353	-75.518	0.1120
SAB	RAVA	6.162	-75.618	-0.0798
TAS	RAVA	6.422	-75.438	-0.3405

2.6 Discusión

Al evaluar el comportamiento de cada modelo por separado observamos que el modelo JB93 para el oeste de Norteamérica sobreestima nuestras observaciones a distancias cortas (menores de 120 km) y las subestima a distancias mayores. Esta tendencia puede apreciarse en el análisis de residuales de PGA (Fig. 6a) y de PGV (Fig. 7a) como un incremento progresivo de los residuales con la distancia. Los valores de los residuales normalizados y sus respectivas varianzas son aceptables para PGA y PGV, pero no los más cercanos al ideal teórico de medio cero y varianza unitaria. Este modelo muestra claramente no ser un buen candidato para describir nuestra base datos, debido a la tendencia creciente de los residuales con la distancia y a las profundidades sismogénicas para California de 7.34 y 4.37 km (para PGA y PGV respectivamente), que no corresponden con el amplio rango de profundidades de los datos de Medellín.

El modelo BA06 para PGA presenta el mayor residual promedio y el mayor residual normalizado con una de las mayores varianzas asociadas (Tabla 4). El modelo correspondiente para PGV, por su parte, muestra valores aceptables de ambos residuales, pero valores altos de dispersión y varianza asociada al residual normalizado. Ambos modelos (Figs. 6b y 7b) tienden a subestimar las observaciones a distancias cortas (menores de 200 km) y sobreestimarlas a distancias mayores. Este modelo presenta también profundidades sismogénicas constantes y someras (3.94 y 2.74 km para PGA y PGV), inadecuadas para nuestras observaciones.

Los modelos AB10 tampoco muestran el mejor ajuste de nuestros datos en ninguno de los criterios de evaluación, a pesar de poseer la forma funcional más compleja y de contemplar el mayor número de variables. Su forma funcional difiere del resto de los modelos de atenuación al proponer un término de magnitud cuadrática que hace que los valores esperados de PGA y PGV se separen con mayor rapidez entre una magnitud y otra (Figs. 6c y 7c). Aunque las funciones propuestas para PGA y PGV se ajustan adecuadamente a nuestro rango de distancias, el término de magnitud cuadrática y las profundidades sismogénicas constantes y someras (7.87 y 6.41 km)

hacen que los modelos AB10 sean inadecuados para un rango más amplio de distancias.

A diferencia del modelo JB93, el modelo propuesto para la región central de México (GA05) subestima las observaciones a distancias cortas (menores de 200 km) y las sobreestima a distancias mayores, mostrando una tendencia decreciente de los residuales con la distancia tanto para PGA (Fig. 6d), como para PGV (Fig. 7d). Este modelo presenta la mayor dispersión de la diferencia entre los valores observados y los predichos de PGA excediendo en algunos casos dos desviaciones estándar, presenta además el mayor residual normalizado para PGV y las mayores varianzas asociadas a los residuales normalizados para ambas PGA y PGV. La mayoría de los eventos de nuestra base de datos cuyas distancias epicentrales superan los 200 km, provienen del nido sísmico de Bucaramanga, y poseen profundidades focales que alcanzan o sobrepasan los 150 km de profundidad. Estas profundidades exceden el rango de profundidades focales utilizadas en el desarrollo de GA05 y los coeficientes relacionados con esta variable tienden a sobreestimar las predicciones para este rango de distancias epicentrales.

Al aplicar la forma funcional GA05 a nuestra base de datos, el modelo resultante (GM12) predice adecuadamente los valores de PGA y PGV (Figs. 6e y 7e) a distancias epicentrales por debajo de los 200 km. A distancias mayores, las predicciones continúan sobreestimando las observaciones, (similar al comportamiento de la forma funcional original GA05) aun cuando el valor absoluto del coeficiente encontrado en esta regresión para la profundidad es menor para PGA y PGV. Los residuales normalizados y sus varianzas asociadas son aceptables, probando que el ajuste de los parámetros de un modelo bien constreñido ante una nueva base de datos puede ser una herramienta útil para encontrar un modelo predictivo del movimiento del terreno (Bommer *et al.*, 2010).

Así mismo, al utilizar la forma funcional propuesta por Joyner y Boore (1981) a nuestras observaciones, el modelo JBM12 subestima los datos a distancias cortas (menores de 60km). A distancias mayores, los parámetros de evaluación tienen valores adecuados,

pero la distribución de los residuales con la distancias presenta una tendencia zigzagueante que evidencia inestabilidad (Figs. 6f y 7f). Este modelo desacopla la dependencia de la magnitud de la dependencia de la distancia y elige por iteración un valor óptimo de profundidad sísmogénica que afecta la definición utilizada de distancia ($R = \sqrt{D^2 + 226^2}$). Esta definición de distancia afecta el comportamiento del modelo a distancias cortas, haciendo que decaigan más lentamente que el resto de los modelos aproximadamente hasta los 100 km de distancia epicentral, donde se presenta un incremento en el decaimiento de las amplitudes.

Los modelos que proponemos en este trabajo (VC12) arrojan los mejores ajustes a las observaciones tanto para PGA (Fig. 6g) como para PGV (Fig. 7g). Las variables independientes que caracterizan la respuesta sísmica de las condiciones locales del sitio (C_{st}) reducen tanto los residuales como la dispersión de los datos. Este modelo también presenta los mejores residuales normalizados y las mejores varianzas asociadas para ambos modelos PGA y PGV.

El modelo de PGA es muy estable y se ajusta muy bien en todo el rango de distancias y magnitudes de las observaciones. El modelo de PGV sobreestima las observaciones a distancias menores de 30 km, pero a distancias mayores el modelo es adecuado para el rango de distancias y magnitudes.

El procedimiento utilizado para calcular los valores de a_{rms} depende directamente de la profundidad estimada de cada evento. Errores en este parámetro, afectan los valores empleados de velocidad promedio de ruptura, de tiempo de ruptura y finalmente de a_{rms} . Las localizaciones de los eventos fueron efectuadas por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) y en algunas ocasiones son diferentes a las estimadas por otras redes mundiales. Para evaluar la propagación del error debido a diferencias en la estimación de la profundidad, se recalcularon los valores de a_{rms} para un evento (evento 12 con 26 registros horizontales) cuya diferencia en profundidad entre RSNC y NEIC (National Earthquake Information Center) es de 25.1 km. Mientras RSNC reporta una profundidad de 0.1 km, NEIC reporta 25.2 km. Al incrementarse la profundidad, se incrementan también las velocidades ponderadas promedio de ondas de corte en un

32%, de 2.7 km/s a 3.55 km/s y así mismo disminuyen los tiempos de ruptura en un 24%, de 5.35 s a 4.06 s. Esta propagación del error debido a diferencias en la estimación de la profundidad, finalmente se traduce en un incremento promedio de 8.4% en los valores de a_{rms} para dicho evento. Así mismo, la suposición que la velocidad de ruptura es equivalente a la velocidad de ondas de corte también influye en las estimaciones de a_{rms} . Para evaluar la influencia de esta suposición se recalcularon los valores de a_{rms} para el mismo evento anterior, asumiendo que la velocidad de ruptura es equivalente al 80% de la velocidad de ondas de corte. Esta suposición se traduce en un incremento del 14% en los valores de a_{rms} . El anexo D presenta los valores de tiempos de ruptura utilizados en este trabajo para cada evento.

En la figura 8 se comparan los residuales del análisis de a_{rms} (Ec.10) con los residuales de nuestra propuesta para PGA (Ec. 9a). Encontramos que la desviación estándar encontrada para el análisis de a_{rms} es menor que la encontrada para PGA, probablemente debido a que el rango de magnitudes usado en el análisis de a_{rms} fue más restringido. El comportamiento de los residuales de a_{rms} es aceptable y estable para el rango de distancias del estudio y se comporta de manera similar al comportamiento encontrado para PGA.

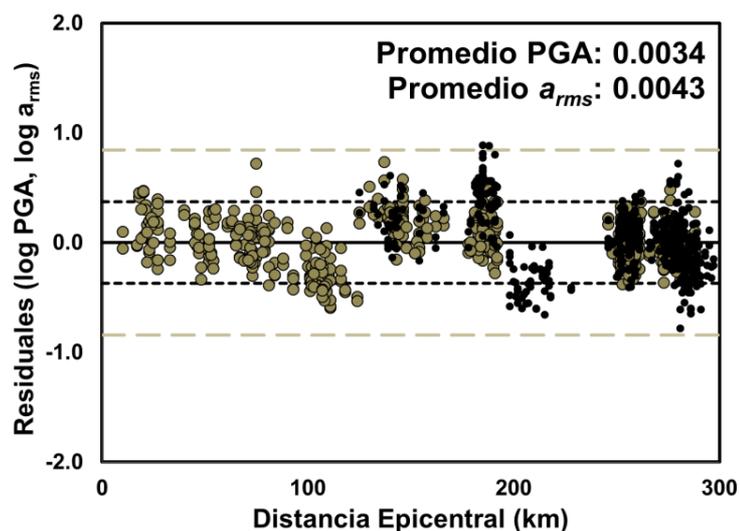


Figura 8. Comparación de residuales encontrados para el modelo de a_{rms} (Ec. 10) y el de PGA (Ec. 9a). Los círculos negros corresponden a la diferencia entre los logaritmos de las observaciones de a_{rms} y el logaritmo de las predicciones. Las líneas punteadas negras corresponden a \pm una desviación estándar de las observaciones de a_{rms} . Los círculos grises y líneas punteadas grises corresponden a los respectivos residuales y \pm una desviación estándar del análisis de PGA.

La figura 9a presenta la comparación entre los valores del coeficiente C_{st} para PGA, PGV y a_{rms} . La figura 9b muestra los antilogaritmos de los respectivos coeficientes C_{st} (ordenados de mayor a menor con respecto a los valores del análisis de aceleración) como un indicativo de la amplificación relativa entre las estaciones. Seguido del nombre de cada estación se especifica con letras de la A a la E, el tipo de perfil de suelo al que corresponden. La tabla 9 presenta la descripción y definición de los perfiles de suelos de las estaciones (y un rango máximo y mínimo de velocidades de ondas de corte para cada perfil) (Grupo de Sismología de Medellín, 1999, Restrepo *et al.*, 2007; Ley 400 de agosto 19 de 1997, Bogotá, Colombia). La definición de cada perfil va variando de la A a la E a medida que el suelo va perdiendo (en términos geotécnicos) tanto su competencia y calidad portante, como sus propiedades físicas en términos de velocidades de ondas de corte y el número de golpes en el ensayo de penetración estándar. Los perfiles tipo A corresponden a suelos rocosos altamente competentes y con valores altos de velocidades de ondas de corte, mientras que los perfiles tipo E corresponden a suelos sueltos con propiedades geotécnicas deficientes y velocidades bajas de ondas de corte.

Las estaciones ETS y ETP están localizadas en el mismo sitio de registro. Mientras que la primera está instalada en superficie, la segunda está instalada en profundidad en un pozo que alcanza el basamento rocoso (Jaramillo, 2013, Comunicación personal), razón por la cual los registros varían de un equipo a otro a pesar de estar localizados en el mismo sitio de registro. Las estaciones VHS, VHP, POS y POP están configuradas de manera similar. Nótese en la figura 9b que el tipo de suelo reportado para las estaciones ETP, POP y VHP (las tres localizadas en pozos profundos y marcadas con asterisco*) fue reportado como de baja calidad (C, D ó E, similar a sus respectivas estaciones superficiales ETS, POS y VHS), sin embargo, estos equipos se encuentran por debajo del suelo reportado y sus registros presentan muy bajos niveles de amplificación.

En los tres análisis PGA, PGV y a_{rms} , encontramos una tendencia similar y consistente de las respuestas de sitio de cada estación de registro (figura 9a). Adicionalmente, en la figura 9b y en la tabla 9 se puede apreciar que a medida que el valor de los

coeficientes C_{st} va disminuyendo para cada estación, la tendencia del tipo de perfil de suelo correspondiente va haciéndose cada vez más rígido y competente, evidenciando nuevamente que los coeficientes C_{st} (para los 3 análisis PGA, PGV y a_{rms}) son un buen indicador de la amplificación y de la respuesta sísmica de los sitios de registro en la región.

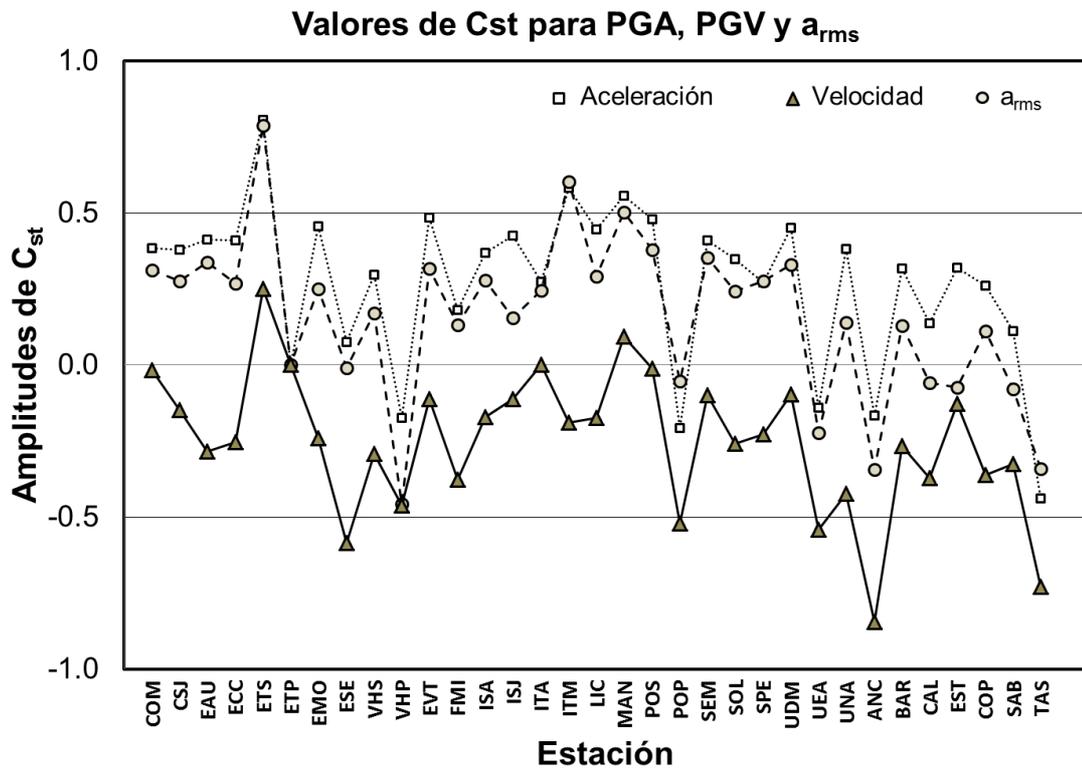


Figura 9a. Comparación entre los valores del coeficiente C_{st} encontrados para los diferentes sitios de registro de las redes RAM y RAVA en los tres análisis: PGA (Ec. 9a), PGV (Ec. 9b) y a_{rms} (Ec. 10).

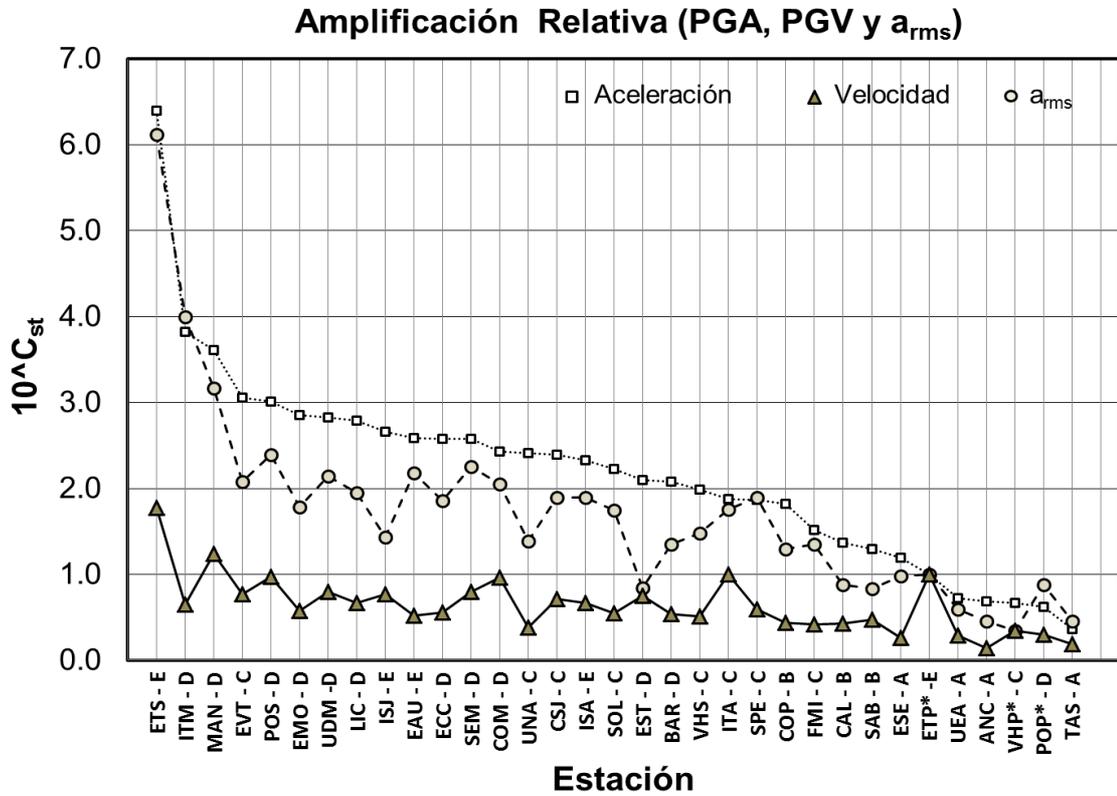


Figura 9b. Comparación entre los valores de los antilogaritmos de los coeficientes C_{st} encontrados para los diferentes sitios de registro de las redes RAM y RAVA en los tres análisis: PGA (Ec. 9a), PGV (Ec. 9b) y a_{rms} (Ec. 10). Acompañando el código de cada estación se encuentra el tipo de perfil de suelo al que pertenece. Las estaciones marcadas con asterisco (*) corresponden a estaciones localizadas en pozos profundos que alcanzan el basamento rocoso por debajo del perfil de suelo descrito.

Tabla 9. Clasificación de los perfiles de suelo de las estaciones de RAM y RAVA. V_s corresponde a la velocidad de las ondas de corte, N es el número de golpes por pie obtenidos en el ensayo de penetración estándar, S_u es la resistencia al corte no drenado del estrato, IP y W corresponden al índice de plasticidad y contenido de humedad (%) respectivamente. (En: Ley 400 de agosto 19 de 1997, Bogotá, Colombia Tabla H-1-1).

Tipo de Perfil	Descripción	Definición
A	Perfil de roca competente	$V_s > 1500$ m/s
B	Perfil de roca de cualquier espesor	1500 m/s $> V_s > 760$ m/s
C	Perfiles de suelos muy densos o roca blanda de cualquier espesor que cumpla con el criterio de onda cortante	760 m/s $> V_s > 360$ m/s
	ó perfiles de suelos muy densos de roca blanda de cualquier espesor que cumpla cualquiera de los 2 criterios	$N > 50$
		ó $S_u > 100$ kPa
D	Perfiles de suelos rígidos de cualquier espesor que cumpla con el criterio de velocidad de onda cortante	360 m/s $> V_s > 180$ m/s
	ó perfiles de suelos rígidos de cualquier espesor que cumpla cualquiera de las 2 condiciones	$50 > N > 15$
		ó 100 kPa $> S_u > 50$ kPa
E	Perfiles de cualquier espesor que cumpla el criterio de velocidad de ondas de corte	180 m/s $> V_s$
	ó perfiles que contengan un espesor total H mayor de 3m de arcillas blandas	$IP > 20$
		$W > 40\%$
		25 kPa $> S_u$

Sabiendo que las mediciones de aceleración y velocidad son sensibles a bandas de frecuencia diferentes, calculamos espectros de Fourier (FFT) de ventanas de 10 segundos que contuvieran los valores máximos de aceleración y velocidad de un sismo registrado en tipos de suelo diferentes con el fin de estimar la banda de frecuencia predominante de cada parámetro (Figs. 10a y 10b). Encontramos que para nuestro caso, las bandas de frecuencia que contienen los valores máximos de aceleración y velocidad son muy similares e independientes del tipo de suelo, lo que explica la similitud del comportamiento del parámetro C_{st} para PGA, PGV y a_{rms} .

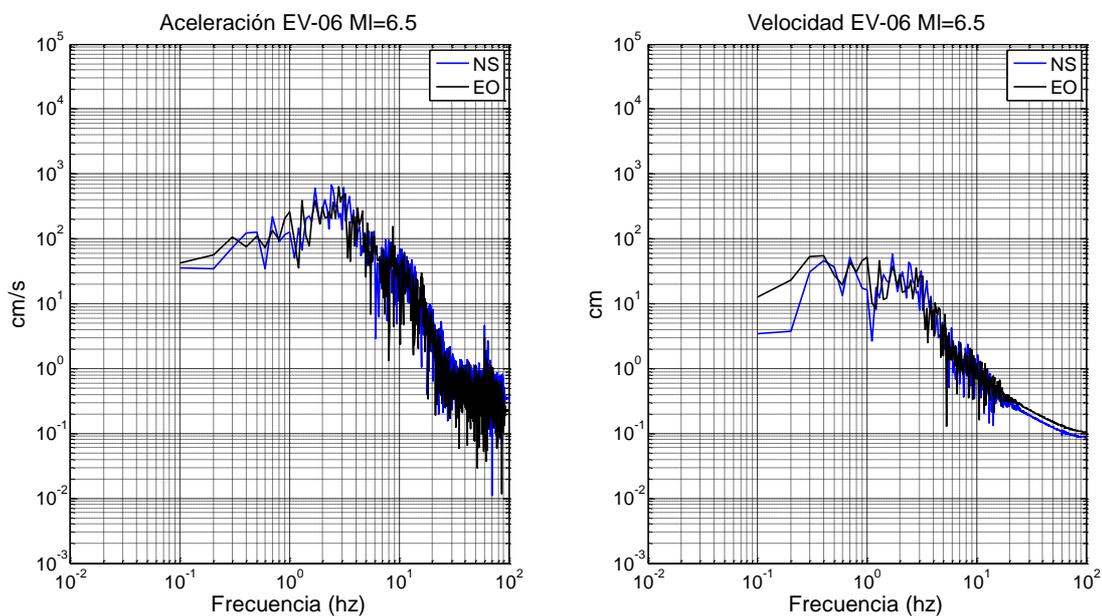


Figura 10a. Espectros de Fourier (de registros horizontales) de ventanas similares de 10 segundos que contienen los valores máximos de aceleración y velocidad para el evento 6 ($M_L = 6.5$), registrado en la estación UEA (roca).

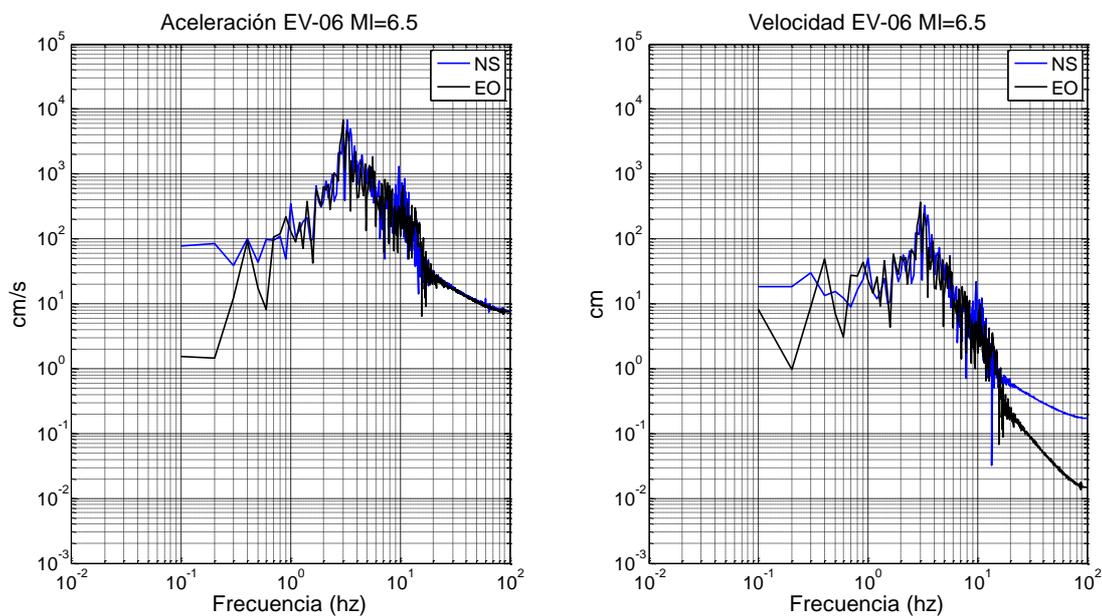


Figura 10b. Espectros de Fourier (de registros horizontales) de ventanas similares de 10 segundos que contienen los valores máximos de aceleración y velocidad para el evento 6 ($M_L 6.5$), registrado en la estación ETS (coluvio suelto).

2.7 Conclusiones

En este capítulo caracterizamos por primera vez la atenuación sísmica de la región aledaña a la ciudad de Medellín y al Valle de Aburrá utilizando eventos provenientes del norte de los andes colombianos, registrados por las redes RAM (Red Acelerográfica de Medellín) y RAVA (Red Acelerográfica del Valle de Aburrá) en el periodo comprendido entre 1996 y 2010.

Se evaluó el ajuste de varios modelos propuestos en la literatura para diferentes ambientes tectónicos. Estos modelos fueron elegidos bien fuera por similitudes tectónicas, por poseer rangos de magnitudes y distancias comparables, o debido a presentar formas funcionales que exploraran diversas variables aplicables a nuestra base de datos. Se proponen nuevas relaciones empíricas para PGA, PGV y a_{rms} .

Los modelos seleccionados (JB93, BA06, AB10, y JBM12) utilizan profundidades sísmogénicas constantes, en lugar de usar las profundidades focales de cada evento. Encontramos que la profundidad focal es un parámetro muy importante y sensible que debe ser tomado en consideración como variable independiente. De manera similar, encontramos importante caracterizar las condiciones locales del sitio de registro, responsables del fenómeno de amplificación, para mejorar las predicciones.

Concluimos que el modelo VC12 para PGA (Ec. 9a) y PGV (Ec. 9b) proveen el mejor ajuste de nuestras observaciones, ya que presenta los menores valores de los residuales, la menor dispersión y un comportamiento estable en todo el rango de distancias. Este modelo contempla la profundidad focal de los eventos y las condiciones locales del sitio de registro como variables independientes y muestra la fuerte influencia de estas variables en las predicciones de movimientos del terreno para la ciudad de Medellín y el Valle de Aburrá.

Se usaron los coeficientes C_{st} de los 3 análisis (PGA, PGV y a_{rms}) como indicadores relativos de la susceptibilidad de los diferentes suelos correspondientes a cada estación ante el fenómeno de amplificación sísmica, encontrando que los tres análisis muestran

la misma tendencia y que disminuyen consistentemente a medida que el tipo de perfil de suelo se torna más rígido y competente.

Capítulo 3

Funciones de atenuación de las ondas S para el noreste de Sonora, usando el método no paramétrico.

3.1 Introducción

La mayor parte del norte de México pertenece tectónica y morfológicamente al sur de la provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Range) (Suter y Contreras, 2002), la cual está caracterizada por tener fallas normales de orientación N-S con inclinación hacia el oeste. Los semi-grabenos asociados a estas fallas forman el margen occidental de la meseta de la Sierra Madre Occidental al noreste del estado de Sonora, México (Castro *et al.*, 2010).

El 3 de Mayo de 1887 tuvo lugar en esta región el mayor sismo de falla normal ($M_W = 7.5$) localizado al sur de la provincia de Cuencas y Cordilleras. Este evento destruyó la población de Bavispe (Aguilera, 1888) y provocó la mayor ruptura en superficie registrada en la historia (101.8 km) para una falla de tipo normal (Suter, 2006). La principal zona de falla de este evento incluye (de sur a norte) tres segmentos contiguos conocidos como: Otates (18.9 km de longitud), Teras (20.7 km) y Pitáycachi (43.8 km) respectivamente, separados aproximadamente 30 km entre sí formando cuencas de alrededor de 10 km de ancho (Suter y Contreras, 2002).

La Red Sísmica del Noreste de Sonora (RESNES) se instaló en esta región para estudiar la sismicidad asociada a las fallas pertenecientes a la Provincia de Cuencas y Cordilleras localizadas al noreste del estado de Sonora (Castro *et al.*, 2002; Romero *et al.*, 2004) y para monitorear los segmentos de falla previamente mencionados (Castro *et al.*, 2009). Las estaciones de la red están provistas de sismómetros Kinemetrix (modelo K2) con acelerómetros internos (Episensor) que registran las 3 componentes de aceleración. Un sismómetro adicional de periodo corto (modelo L4C) registra la componente vertical de velocidad. Todas las estaciones son autónomas y poseen sistemas GPS incorporados para control de tiempo (Castro *et al.*, 2010).

Desde la ocurrencia del evento de 1887, se han realizado diversos estudios en la región. Entre estos se encuentran estudios de campo contemporáneos al evento mismo (Goodfellow, 1888; Aguilera, 1888), estudios de intensidad y atenuación (DuBois y Smith, 1980; Sbar y DuBois, 1984; Bakun, 2006; Castro *et al.*, 2008; Castro *et al.*, 2009), de sismotectónica regional (Suter y Contreras, 2002; Castro *et al.*, 2010), de geomorfología (Bull y Pearthree, 1988; Pearthree *et al.*, 1990) y de microsismicidad (Natalli y Sbar, 1982). Adicionalmente, Condori (2006) y Castro *et al.* (2008) estudiaron el decaimiento de las amplitudes espectrales de las ondas de cuerpo con la distancia hipocentral y propusieron curvas de atenuación locales y regionales que describen la atenuación cerca la zona de fallas y a 100 km al noroeste del centro de la red. Castro *et al.* (2009) también reportaron estimaciones de Q en la misma región, usando un modelo de velocidades de 2 capas que separa el comportamiento de Q en la corteza superior e inferior.

Para este capítulo, se usó una base de datos más completa, compuesta por eventos relocalizados por Castro *et al.* (2010) y por eventos nuevos, todos ubicados cerca de la zona de fallas que rompió durante el evento principal de mayo de 1887. Además de proponer nuevas funciones de atenuación para esta zona, éstas se van a comparar con los resultados publicados previamente en estudios afines Castro *et al.* (2008 y 2009).

3.2 Datos

La base de datos inicial consta de 58 eventos registrados por 12 estaciones de RESNES entre los años 2003 y 2007 y relocalizados por Castro *et al.* (2010). Para este capítulo se seleccionaron los 50 sismos más cercanos a la zona de fallas. Las distancias hipocentrales de estos eventos oscilan entre los 10 y los 140 km, la profundidad focal no supera los 40 km y el rango de magnitudes se encuentra entre 0.5 y 3.5. La figura 11 (círculos negros) y la tabla 10 muestran la localización de los eventos y sus respectivas magnitudes. La tabla 11 presenta la lista de estaciones y su localización. Las figuras 12a y 12b muestran la distribución de las magnitudes con la distancia epicentral y el histograma del número de registros por estación, respectivamente.

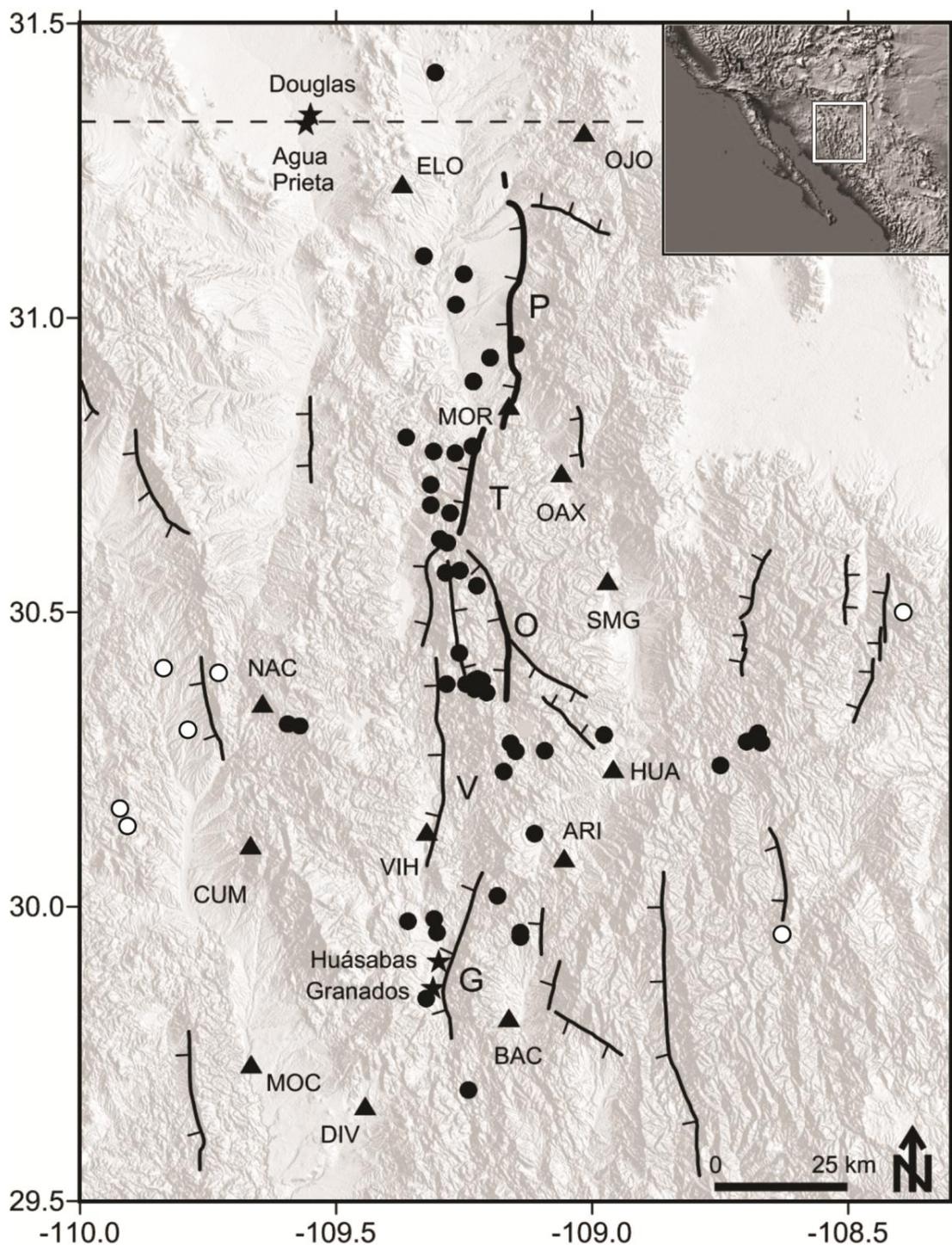


Figura 11. Mapa tectónico que muestra la localización de las estaciones y eventos usados en este capítulo. Los círculos negros y los triángulos representan respectivamente los eventos y las estaciones usados en este capítulo. Los círculos blancos corresponden a eventos adicionales usados en el capítulo V para la determinación de la escala de magnitudes locales para la región. (Modificado de Castro *et al.*, 2010, p. 1161).

Tabla 10. Lista de eventos usados en esta tesis, registrados por RESNES. Los eventos marcados con asterisco (*) corresponden a eventos adicionales, utilizados en el capítulo V para la determinación de la escala de magnitudes locales de la región.

Evento	Fecha	Hora	Lat(°)	Lon(°)	H (km)	M_L	Dur (s)
1	19/05/2003	8:51:28	30.545	-109.2255	20.96	1.4	23.355
2	25/07/2003	7:53:12	31.1044	-109.3282	12.18	1.7	38.043
3	28/07/2003	02:39:41	30.7819	-109.2343	9.02	2.1	44.164
4	11/08/2003	06:59:45	30.7703	-109.2671	4.66	1.7	35.930
5	20/12/2003	11:34:54	30.9541	-109.1493	6.99	1.1	17.690
6	05/02/2004	14:11:05	31.4168	-109.3065	0.00	1.4	29.173
7	06/02/2004	10:01:07	29.9788	-109.308	9.46	3.1	38.090
8	11/03/2004	05:54:11	30.5666	-109.286	0.34	1.4	31.930
9	06/06/2004	10:47:06	30.8919	-109.2318	7.09	3.5	43.290
10	25/06/2004	12:24:02	30.6681	-109.2775	2.56	2.7	39.143
11	04/10/2004	09:33:25	30.3829	-109.2218	4.15	2.7	42.629
12	04/10/2004	09:40:12	30.4305	-109.2598	0.00	1.8	31.510
13	04/10/2004	09:43:18	30.369	-109.2296	0.00	1.8	28.118
14	04/10/2004	09:51:00	30.3835	-109.2191	0.00	1.6	28.946
15	04/10/2004	10:06:25	30.3848	-109.2294	0.00	2.1	41.110
16*	04/10/2004	10:13:59	30.3970	-109.7289	39.98	1.5	21.098
17	04/10/2004	10:23:53	30.3864	-109.2241	0.00	1.9	37.987
18	04/10/2004	11:31:53	30.3781	-109.2461	21.63	1.9	32.323
19	04/10/2004	11:35:17	30.3798	-109.2241	0.00	1.8	26.330
20	04/10/2004	17:08:56	30.3836	-109.2145	4.75	1.7	22.263
21	26/10/2004	17:30:17	30.3072	-109.5717	7.80	1.2	24.180
22	28/10/2004	02:23:05	30.2779	-108.6694	3.73	2.5	44.865
23	28/10/2004	02:29:18	30.2948	-108.6765	2.16	1.8	35.955
24	05/11/2004	22:13:13	30.0185	-109.1854	2.51	2.1	35.462
25	14/11/2004	00:47:09	29.975	-109.3597	1.81	0.7	15.513
26	01/12/2004	09:52:48	29.6885	-109.2416	2.01	0.7	14.273
27	03/12/2004	05:32:21	30.2886	-108.6797	6.63	1.8	41.124
28	03/12/2004	09:10:01	30.2798	-108.6987	2.82	1.9	36.468
29	06/12/2004	16:14:39	29.8437	-109.3243	6.50	1.8	25.648
30*	18/12/2004	19:11:59	30.3002	-109.7895	0.00	1.4	25.247
31	02/01/2005	11:37:33	30.2395	-108.7495	6.07	1.8	27.747
32	08/01/2005	01:22:14	30.2639	-109.1491	28.92	1.4	23.627
33	10/01/2005	12:43:19	31.0746	-109.2501	4.33	1.8	30.690
34	10/02/2005	15:34:11	30.3095	-109.5942	6.96	1.7	28.305

35	24/03/2005	16:49:34	30.7731	-109.3092	2.74	2.5	31.112
36	05/07/2005	05:27:26	29.956	-109.3033	5.82	0.9	19.370
37	27/09/2005	12:30:25	30.2288	-109.1722	3.01	1.4	27.175
38	28/10/2005	14:27:04	29.9487	-109.1408	3.01	0.5	13.077
39	30/10/2005	11:03:59	29.956	-109.1404	3.99	0.6	15.697
40*	10/11/2005	11:56:01	30.1368	-109.9077	9.68	1.7	31.338
41*	10/11/2005	21:17:29	30.1668	-109.9216	20.36	1.6	30.726
42	16/11/2005	04:17:40	30.2769	-109.1589	2.77	1.7	26.396
43*	16/12/2005	03:17:05	29.953	-108.6278	15.55	1.4	27.487
44	02/01/2006	02:20:03	30.6242	-109.2976	0.00	1.3	29.301
45	05/01/2006	22:21:31	30.2643	-109.092	14.84	1.1	16.090
46	06/01/2006	18:56:00	30.9326	-109.1992	16.05	1.5	39.348
47	16/01/2006	07:20:44	30.2914	-108.977	22.84	1.0	18.028
48*	20/01/2006	22:07:44	30.501	-108.3919	16.98	1.1	8.310
49	28/03/2006	09:19:41	30.7165	-109.3152	0.00	1.6	32.333
50	16/05/2006	23:47:05	30.5705	-109.2579	3.85	1.6	32.295
51	17/05/2006	05:34:21	30.1241	-109.1125	2.02	1.7	44.296
52	29/06/2006	09:46:47	30.6819	-109.3154	0.68	1.1	23.545
53*	02/08/2006	22:05:30	31.4425	-110.1127	35.74	1.6	29.550
54	05/08/2006	12:33:26	30.6181	-109.2829	2.00	1.8	45.197
55	13/10/2006	04:23:38	31.0228	-109.2666	5.86	1.4	24.117
56	19/10/2006	18:00.2	30.3781	-109.2839	17.22	0.9	28.617
57	21/02/2007	13:45:28	30.7968	-109.3635	17.33	1.4	29.427
58*	16/06/2007	18:53:49	30.4047	-109.8371	25.00	1.7	43.825

Tabla 11. Localización de las estaciones.

Estación	Lat(°N)	Long(°W)	Elevación (m)
ARI	30°04.93	109°03.30	1546
BAC	29°48.67	109°09.78	70
CUM	30°06.27	109°40.02	1139
DIV	29°39.71	109°26.78	745
ELO	31°13.65	109°22.25	121
HUA	30°14.06	108°57.52	945
MOC	30°44.19	109°39.92	62
MOR	30°51.07	109°09.76	99
NAC	30°20.74	109°38.60	126
OAX	30°44.19	109°03.63	90
OJO	31°18.90	109°00.90	145
SMG	30°33.19	108°58.19	94

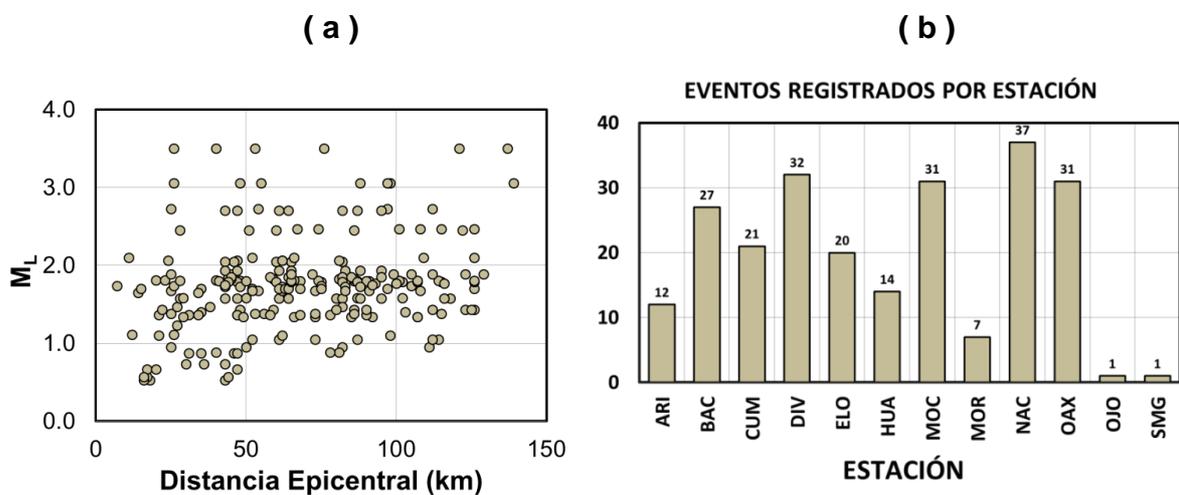


Figura 12. a). Distribución de magnitudes con la distancia epicentral. b). Histograma de número de eventos registrados por cada estación.

Para este capítulo se utilizaron 398 registros horizontales y 199 registros verticales de aceleración. Después de aplicar una corrección por línea base a los registros, se seleccionó una ventana que contuviera el 80% de la energía de la onda S y se procedió a calcular las respectivas Transformadas Rápidas de Fourier (FFT). Para cada espectro se eligió, por inspección visual, la banda de frecuencias que excluyera la porción de señal correspondiente al ruido. La figura 13 presenta ejemplos de espectros

de Fourier usados, registrados en las diferentes estaciones de RESNES. Se puede apreciar que para la mayoría de las estaciones, es posible utilizar una banda de frecuencias útil que alcanza o supera los 60 Hz.

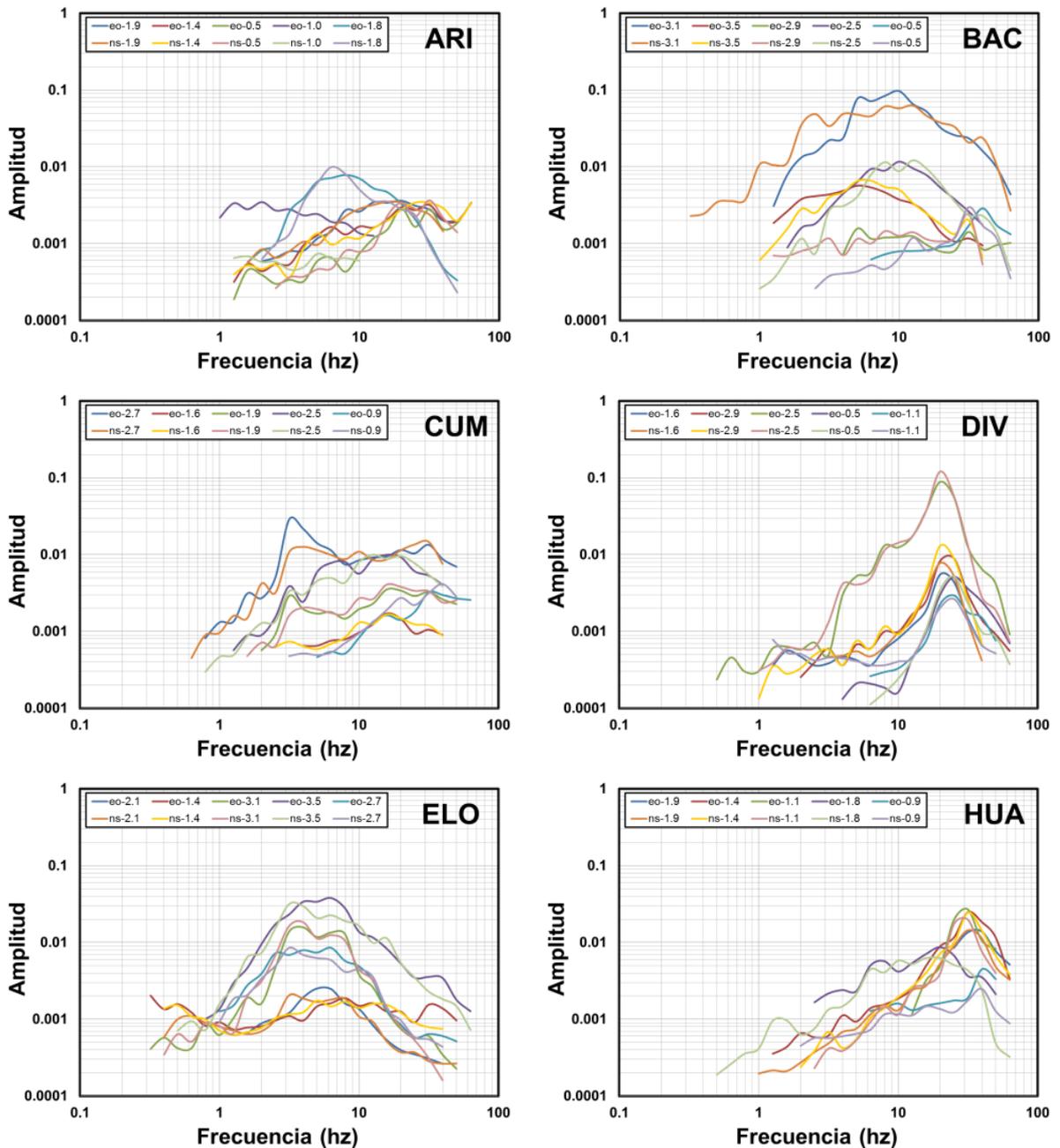


Figura 13. Ejemplos de espectros de aceleración horizontales usados en este capítulo, provenientes de cada una de las estaciones de RESNES. Las estaciones ARI, BAC, CUM, DIV, ELO, HUA, MOC, MOR, NAC y OAX presentan ejemplos de espectros horizontales (tanto Norte-Sur como Este-Oeste) para 5 eventos de diferentes magnitudes. Las estaciones OJO y SMG únicamente registraron un evento cada una, por lo que se muestran los 2 espectros horizontales correspondientes.

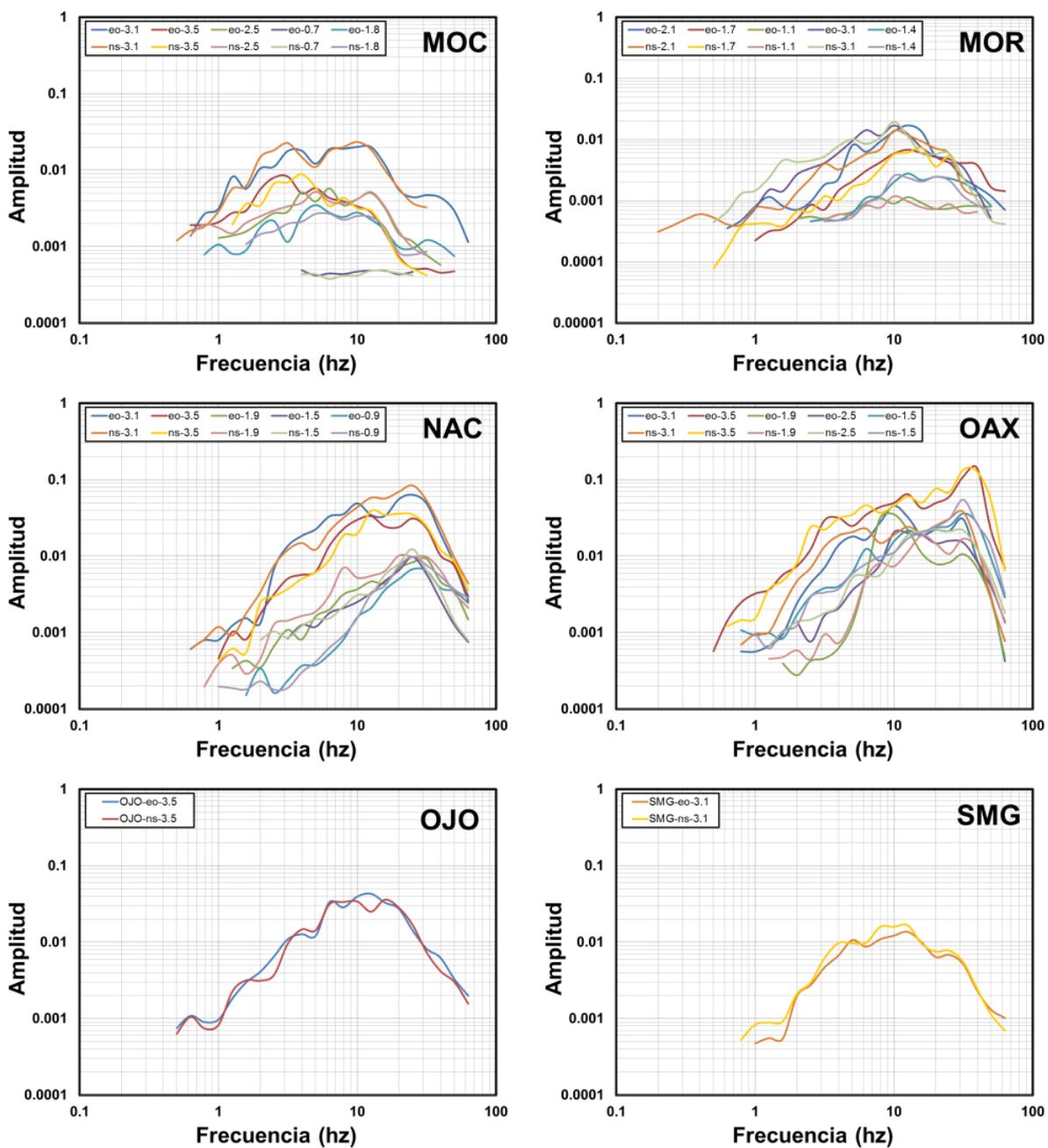


Figura 13. (Continuación).

3.3 Metodología

Funciones de atenuación empleando el método no-paramétrico.

El método no-paramétrico explora la dependencia de las amplitudes espectrales con la distancia hipocentral, considerando que para una frecuencia fija, dichas amplitudes pueden ser representadas por funciones determinadas empíricamente y que siguen un modelo que separa el tamaño de la fuente de los efectos producidos por la atenuación (p.ej. Castro *et al.*, 1990; Anderson y Lei, 1994; Castro *et al.*, 1996; Castro *et al.*, 2008). Esta metodología fue propuesta inicialmente por Brillinger y Preisler (1984) para el análisis de relaciones de atenuación de aceleraciones máximas. El modelo es el siguiente:

$$U_i(f, r) = S_i(f)A(f, r) \quad (11)$$

Donde $U_i(f, r)$ es el dato del sismo i registrado a una distancia hipocentral r a una frecuencia dada f . $S_i(f)$ es un escalar que depende del tamaño del i -ésimo evento a dicha frecuencia discreta f y $A(f, r)$ corresponde a la función de atenuación empíricamente determinada, que describe la tendencia del decaimiento con la distancia. El modelo supone que $A(f, r)$ contiene implícitamente los efectos tanto de dispersión geométrica ($G(r)$) como del factor de calidad Q , pero no limita su comportamiento a una función paramétrica determinada sino únicamente a que el decaimiento de $A(f, r)$ sea suave. La justificación para restringir que el decaimiento sea suave yace en la suposición que las propiedades inelásticas de la corteza tienden a ocasionar un decaimiento gradual de las amplitudes a medida que aumenta la distancia y que las variaciones abruptas de dichas amplitudes están relacionadas con otros factores (efectos de sitio o efectos de propagación) que se ven reflejados en los residuales que arroja el modelo después de resolver la ecuación (11).

Las principales suposiciones del modelo descrito por la ecuación (11) son (Castro *et al.*, 1990; Castro *et al.*, 2008):

- a) $A(f, 0) = 1.0$. Ya que para $r = 0$ las amplitudes espectrales están completamente gobernadas por el término de fuente $S_i(f)$.

- b) Para una frecuencia dada, la forma de la función de atenuación es la misma, independientemente del tamaño del evento. Por consiguiente, el factor de fuente $S_i(f)$ desplaza la función de atenuación hacia mayores o menores amplitudes dependiendo del tamaño del evento en cuestión sin modificar su forma.

Una gran ventaja de esta última suposición es que los sismos registrados a diferentes distancias (para una frecuencia dada), se complementan y permiten definir la función de atenuación para un rango de distancias mayor.

Para resolver la ecuación (11), se aplican logaritmos a ambos lados de la expresión y se forma un conjunto de ecuaciones lineales de la siguiente forma para cada frecuencia dada:

$$u_{ij} = s_i + a_j \quad (12)$$

Donde $u_{ij} = \log U_i(f, r)$ es el dato del sismo i a una distancia j , $s_i = \log S_i(f)$ y $a_j = \log A(f, r)$ es el valor de la función de atenuación a la distancia j . La ecuación (12) representa un sistema de ecuaciones que se resuelve por medio de una inversión restringida de mínimos cuadrados. La ecuación (12) puede ser expresada en forma matricial de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & 1 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \\ w_1 & 0 & 0 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ -w_2/2 & w_2 & -w_2/2 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ 0 & -w_2/2 & w_2 & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} a_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ a_j \\ s_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ s_i \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u_{11} \\ \cdot \\ \cdot \\ u_{ij} \\ 0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \end{pmatrix} \quad (13)$$

En la que w_1 es un factor de ponderación que constriñe $a_1=0$ a $r=0$ y w_2 es otro factor de peso que modula la segunda derivada con propósitos de suavizado. Se probaron diferentes factores de ponderación y diferentes intervalos discretos de distancia

hipocentral (Figura 14) con el fin de encontrar las condiciones adecuadas de suavizado y decaimiento suave mencionadas previamente, sin perder la tendencia natural de los datos. Finalmente se eligió la combinación de intervalo de distancias de 5 km y w_2 de 20, por seguir fielmente la tendencia natural de los datos sin incurrir en un suavizado excesivo. Esta misma combinación fue usada para definir las funciones de atenuación de amplitudes espectrales verticales.

Los parámetros a_j del modelo resultante definen la forma de la función de atenuación $A(f,r)$ para cada frecuencia considerada. Más detalles de este procedimiento pueden ser consultados en Castro *et al.*, (1990 y 1996). La figura 15 presenta ejemplos de las funciones de atenuación (horizontales y verticales) seleccionadas para 10 de las 23 frecuencias estudiadas (0.4 – 63.1 Hz) y las amplitudes espectrales usadas para calcularlas. En el anexo C se presentan los gráficos correspondientes a las 23 frecuencias discretas estudiadas y los valores tabulados de las funciones de atenuación horizontales y verticales. Las amplitudes en la figura 15 fueron escaladas de acuerdo con los valores de s_j obtenidos en la inversión. La figura 16 muestra un ejemplo de la bondad del ajuste de las funciones de atenuación con respecto a los datos de un evento en particular. Esta figura presenta las amplitudes espectrales horizontales del evento 9 ($M_L=3.5$) y las correspondientes funciones de atenuación (líneas discontinuas) escaladas con el valor de s_9 obtenido en la inversión.

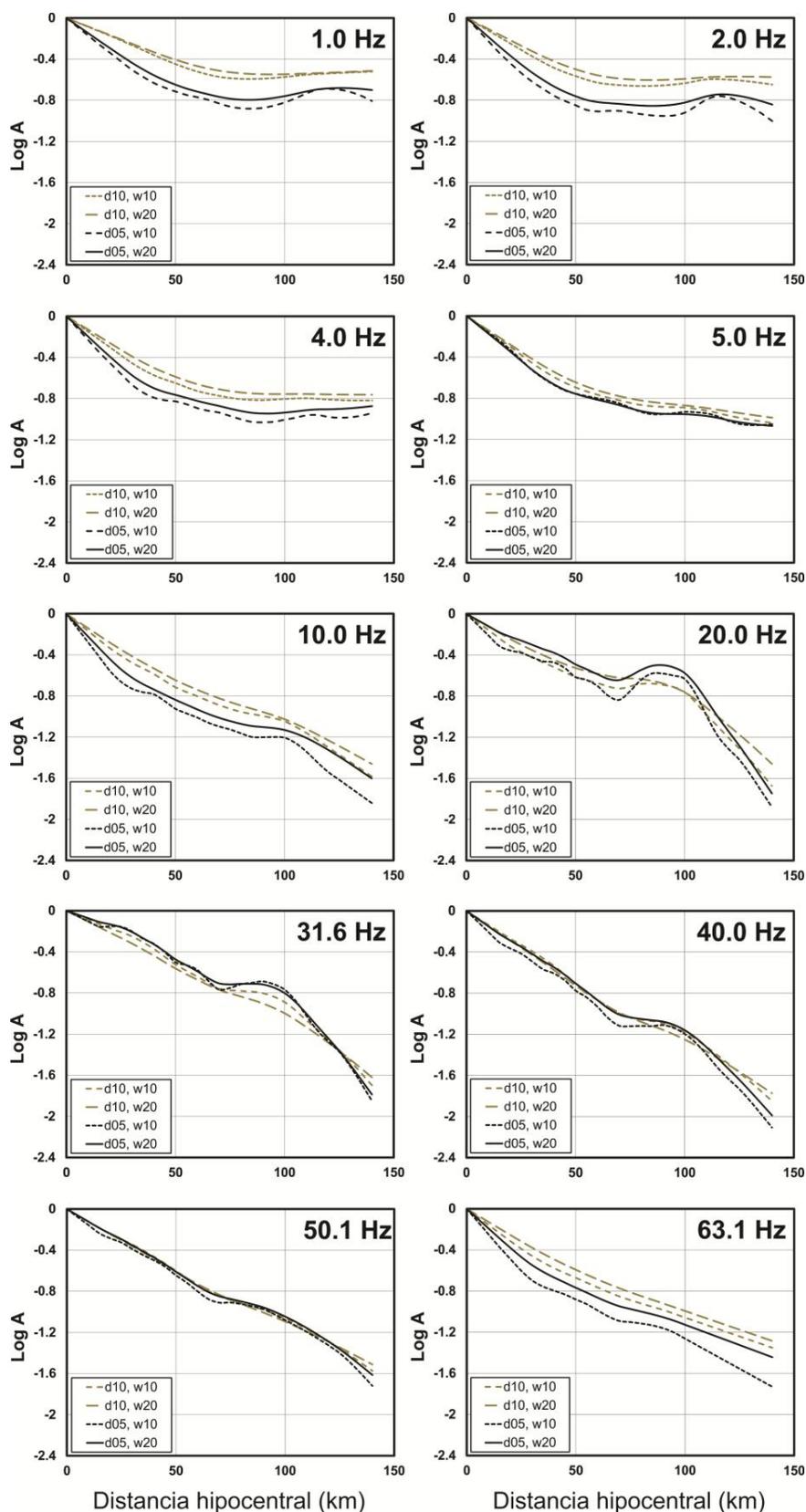


Figura 14. Funciones de atenuación encontradas para amplitudes espectrales horizontales usando diferentes combinaciones de intervalo de distancias (d) y factor de suavizado (w_2).

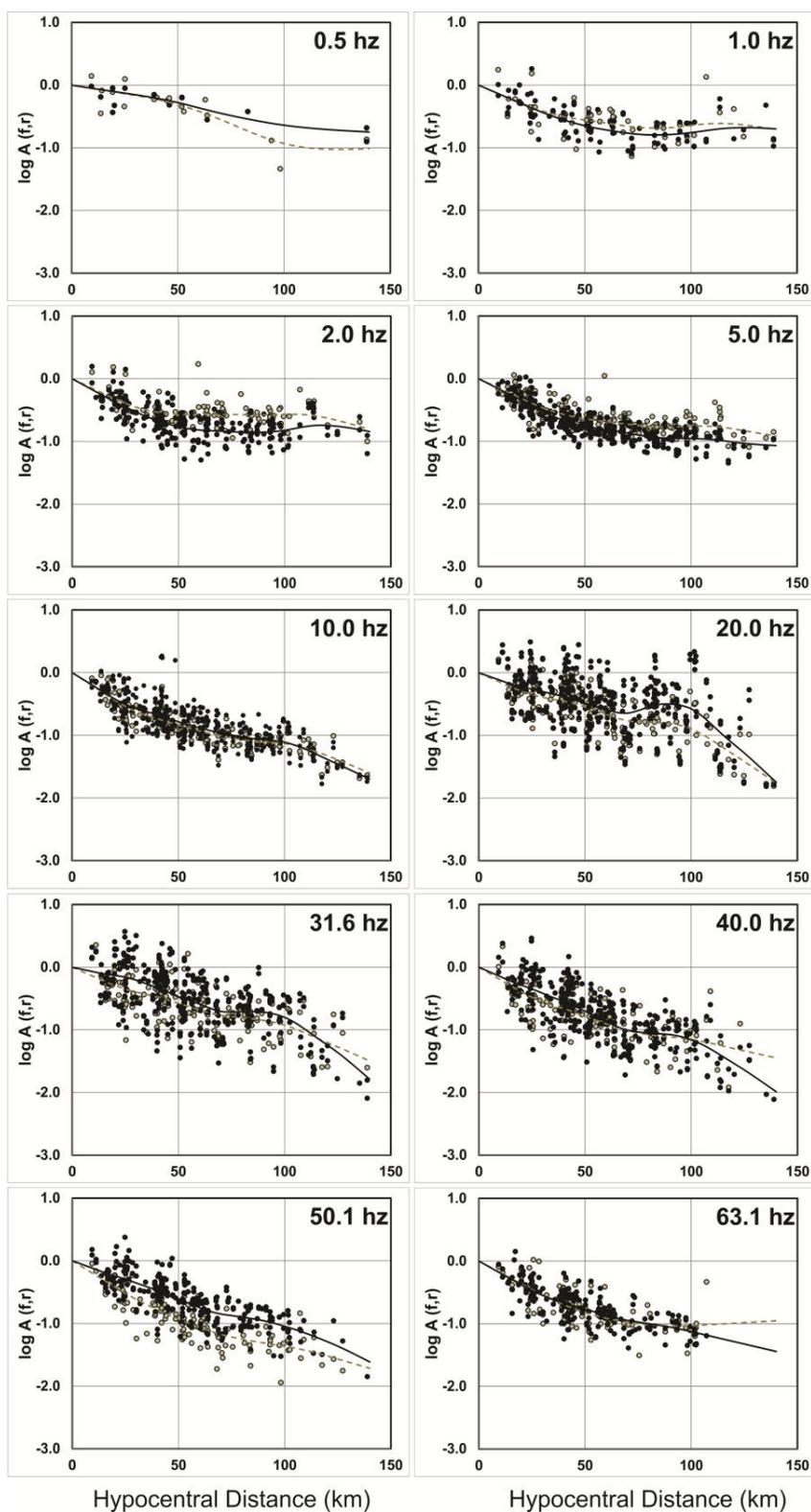


Figura 15. Funciones de atenuación para 10 frecuencias diferentes. Los círculos negros y grises corresponden a las amplitudes espectrales horizontales y verticales de ondas S, respectivamente, para todas las magnitudes. Las líneas negras continuas y las grises discontinuas corresponden a las funciones de atenuación encontradas para las amplitudes espectrales horizontales y verticales, respectivamente. (Ver anexo C).

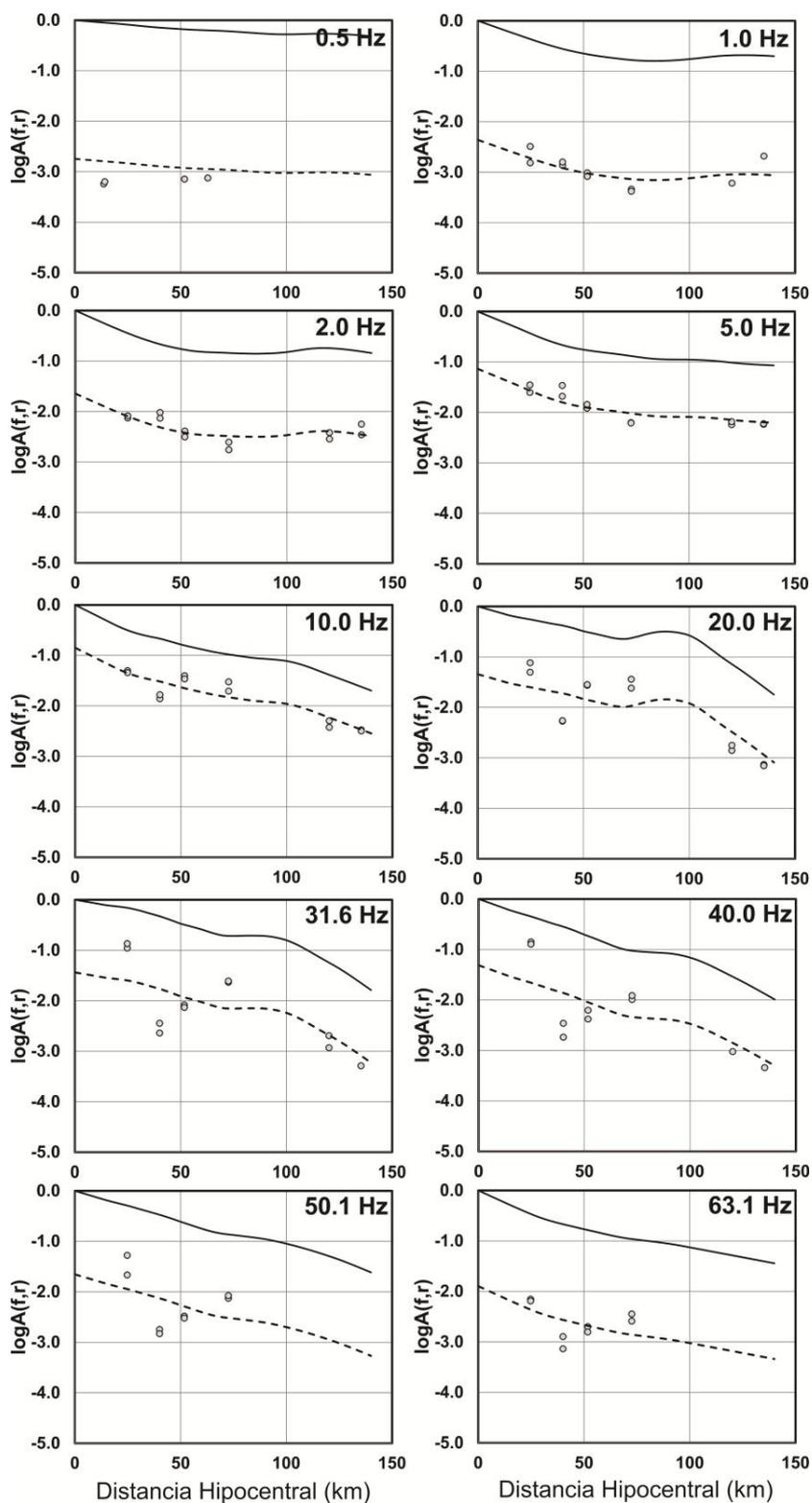


Figura 16. Funciones de atenuación escaladas para el evento 9 ($M_L = 3.5$) para 10 de las 23 frecuencias estudiadas. Los círculos corresponden a las amplitudes espectrales horizontales del evento 9, las líneas continuas son las funciones de atenuación horizontales sin escalar y las líneas discontinuas son las funciones de atenuación escaladas por su respectivo factor de fuente S_9 .

3.4 Resultados

El factor de calidad Q usando un modelo homogéneo de atenuación

Las funciones de atenuación $A(f,r)$ pueden ser usadas para analizar diferentes mecanismos de atenuación y para estimar el factor de calidad Q. En este capítulo, se utiliza el siguiente modelo de atenuación, que representa el producto de 2 diferentes mecanismos:

$$A(f,r) = \frac{N}{r^b} \exp - \left(\frac{\pi f(r-N)}{vQ} \right) \quad (14)$$

Donde $1/r^b$ describe el efecto de la dispersión geométrica, N es un factor de normalización y la función exponencial representa el decaimiento de las amplitudes debido al Q total (intrínseco y de esparcimiento). El parámetro u corresponde al promedio de velocidad de ondas S (3.4 km/s), calculado usando el modelo de velocidades reportado por Harder y Keller (2000) para la región. Se experimentó con diferentes valores del factor de normalización N , usando valores entre 1 y 20 km, con el fin de evaluar la influencia de este parámetro en el comportamiento de la dispersión geométrica. El valor que se ajustó mejor a las observaciones fue $N=1$.

Los parámetros b y Q para cada frecuencia pueden estimarse linealizando la ecuación (14) tomando logaritmos a ambos lados de la expresión. De este modo, para una frecuencia dada f , podemos reescribir la ecuación (14) como un conjunto de ecuaciones lineales de la forma:

$$d_i = c_i b + m_i 1/Q \quad (15)$$

Donde $d_i = \log_{10} A(f,r_i) - \log_{10} N$ corresponde a la amplitud a la distancia hipocentral r_i normalizada a la distancia N , $m_i = -\pi f(r_i-N) \log_{10}(e)/u$, $v = 3.4$ km/s es la velocidad promedio de las ondas S y $c_i = -\log_{10}(r_i)$. $1/Q$ y b se estiman resolviendo la ecuación (15) usando un esquema de mínimos cuadrados.

3.5 Discusión

Las amplitudes espectrales modeladas con la ecuación (11) describen la atenuación de las ondas S en la región nororiental de Sonora, cercana a la zona de ruptura producida por el evento sísmico que tuvo lugar en mayo de 1887 ($M_W = 7.5$). Se determinaron 23 funciones espectrales de atenuación que representan la caída de la energía de las ondas S para un conjunto de frecuencias discretas entre los 0.4 y los 63.1 Hz. La figura 15 presenta estas funciones de atenuación para las componentes horizontal y vertical del movimiento y sus respectivas amplitudes espectrales. Las amplitudes espectrales a bajas frecuencias (por debajo de los 5.0 Hz) se atenúan más lentamente con la distancia hipocentral que las amplitudes correspondientes a frecuencias mayores.

Las funciones de atenuación están caracterizadas por 3 parámetros: N , b y Q (ecuación 14). N y b definen la dispersión geométrica, mientras que Q describe la atenuación debida a inelasticidad, pérdidas por fricción, trayectorias múltiples y efectos de dispersión. La figura 17 presenta estimaciones de b y Q usando las funciones de atenuación obtenidas para las amplitudes espectrales horizontales, usando valores de N de 1, 10 y 20 para todo el rango de distancias hipocentrales de las observaciones (10-140 km). Mientras valores de 10 y 20 de N nos conducen a valores negativos de Q para la mayoría de las frecuencias estudiadas, $N=1$ nos lleva a valores positivos de este parámetro para todas las frecuencias, exceptuando 1.58 Hz.

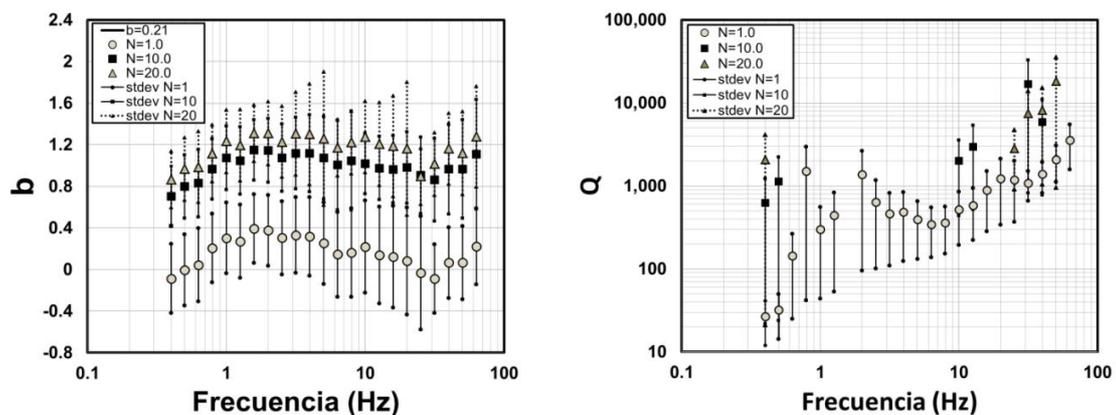


Figura 17. Estimaciones de b y Q (únicamente se muestran los valores de $Q > 0$) para diferentes valores del parámetro N (ver ecuación 14) y para todo el rango de distancias hipocentrales (10-140 km).

Se hizo una estimación adicional de los parámetros b y Q , dividiendo el rango de distancias hipocentrales en dos grupos. El primero comprende distancias entre los 10 y los 70 km, y el segundo entre los 80 y los 140 km. La razón para llevar a cabo esta distinción radica en el cambio de pendiente presente en las funciones de atenuación a una distancia hipocentral aproximada de 70 km para todas las frecuencias (figuras 15 y 16). La figura 18 muestra estimaciones de los parámetros b y Q obtenidos para valores de N de 1, 10 y 20 para ambos rangos de distancias hipocentrales: los gráficos superiores corresponden al rango 10-70 km y los inferiores al rango 80-140 km.

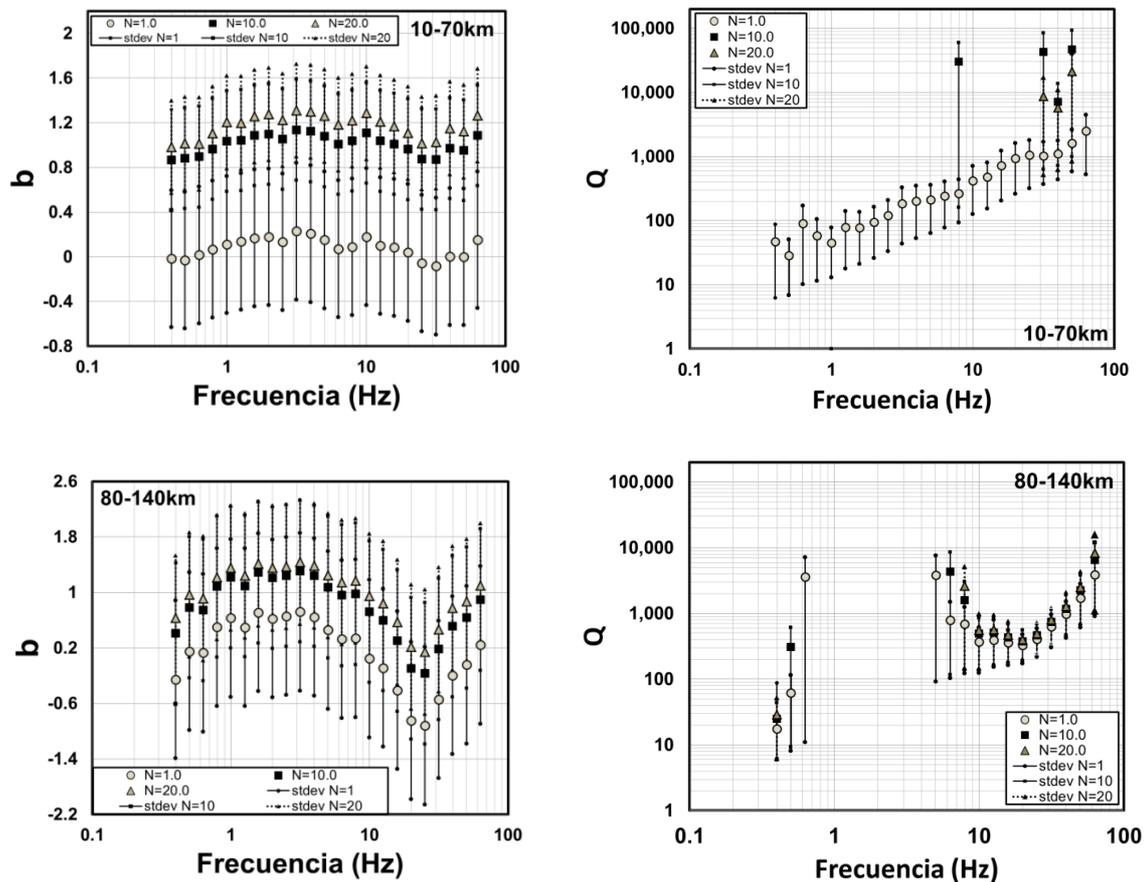


Figura 18. Estimaciones de b y Q para diferentes valores de N (ver ecuación 14) para los rangos de distancias hipocentrales 10-70 km (recuadros superiores) y 80-140 km (recuadros inferiores).

Para distancias cortas (10-70 km) encontramos que únicamente $N=1$ conduce a valores positivos de Q para todo el rango de frecuencias, mientras que valores de $N = 10$ y 20 , conducen a valores negativos de Q para casi todo el rango de frecuencias, exceptuando algunas por encima de 8 Hz. Para $r > 70$ km, los valores de Q tienden a

ser indistintos del valor elegido de N , particularmente para frecuencias por encima de los 10 Hz. Por otra parte, los valores de b tienden a incrementarse con la frecuencia hasta los 3.0 Hz y decrecen a frecuencias mayores, incluso tomando valores negativos para $N = 1$ y 10. El comportamiento de b y Q para todo el rango de distancias hipocentrales (figura 17) es similar al encontrado para $r \leq 70$ km (Figura 18).

Debido a que valores negativos de Q no tienen ningún significado físico, sólo se van a considerar los valores positivos de este parámetro en los diferentes análisis posteriores.

El hecho de haber encontrado valores negativos de Q puede deberse a efectos de amplificación debidos a condiciones específicas de los diferentes sitios de registro. Para evaluar esta posibilidad y asumiendo que la componente vertical del movimiento es menos susceptible a estos efectos con respecto a las componentes horizontales, se calcularon adicionalmente las funciones de atenuación para las amplitudes espectrales verticales (figura 15) sin encontrar diferencias sustanciales entre las respectivas amplitudes espectrales o entre las funciones de atenuación calculadas. Por lo tanto, si existe tal efecto de amplificación en la región, éste debe influir de manera similar en ambas componentes del movimiento.

Un modelo inadecuado de dispersión geométrica también podría conducir a valores negativos de Q , por lo que se eligió el valor de $N=1$, ya que este valor conduce por un lado a valores positivos de Q y por otro a un mejor ajuste del decaimiento de la energía. La dependencia del comportamiento del parámetro b con la frecuencia para $N=1$ se muestra en círculos en la figura 17.

A pesar de que el modelo teórico ideal de dispersión geométrica para ondas de cuerpo en un semiespacio homogéneo está dado por $G(r) = r^{-1}$, algunos estudios (Ou y Herrmann, 1990; Burger *et al.*, 1987; Chapman y Godbee, 2012; Morozov, 2010) sugieren que la dispersión geométrica aparente en modelos estratificados, generalmente se comporta de manera más compleja que $1/r$. Para comparar los resultados obtenidos con el modelo teórico de dispersión geométrica (r^{-1}) y para evitar la posible influencia de amplificación debida a efectos de sitio, se calcularon funciones de

atenuación usando datos registrados en un mismo sitio. Se seleccionó la estación OAX (Figura 11) por tener el mayor número de registros para una estación localizada dentro de la zona de fallas y se formó una base de datos con registros horizontales provenientes de 33 eventos, con magnitudes entre 1.0 y 3.5 que ocurrieron en un rango de distancias hipocentrales entre los 20 y los 90 km. Se procedió entonces a calcular funciones de atenuación para el mismo rango de frecuencias y usando el mismo procedimiento seguido anteriormente (ecuación 11) para estimar b y Q (ecuación 14).

La figura 19 muestra las estimaciones de b y Q obtenidas de las funciones de atenuación encontradas para la estación OAX, usando los mismos valores de N que se utilizaron en los análisis anteriores ($N = 1, 10$ y 20). Se encontró que el valor de Q se incrementa con la frecuencia y adopta valores similares independientemente del valor de N , sin embargo, cambios en los valores de N inducen variaciones importantes en el comportamiento del parámetro b . Aunque los valores obtenidos de Q son similares para diferentes valores de N , el valor de $N=1$ brinda los menores residuales, y por lo tanto el mejor ajuste para la ecuación (14) (ver tabla 12). Sin embargo, el parámetro b para $N=1$ adopta valores muy pequeños (0.025-0.034) mientras que para $N=10$, este parámetro se comporta de manera cercana al modelo teórico de ondas de cuerpo al tomar valores cercanos a la unidad para distancias epicentrales cercanas a la fuente. La tabla 12 presenta los valores de raíz cuadrática media (RMS) de los residuales, calculados sobre todas las frecuencias para diferentes valores de N .

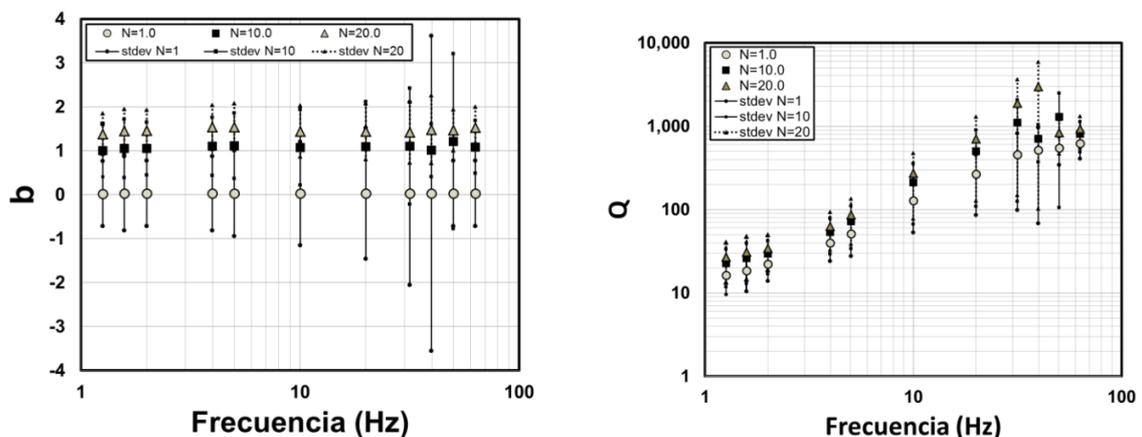


Figura 19. Estimaciones de los parámetros b y Q para diferentes valores de N (ver ecuación 14) usando registros de la estación OAX.

Tabla 12. Promedio de la raíz cuadrática media (RMS) de los residuales obtenidos al resolver la ecuación 14 para la estación OAX, calculados sobre todo el rango de frecuencias.

N	Promedio RMS (*10⁻³)
1	1.0
10	3.4
20	4.6

En la figura 20 comparamos las funciones no-paramétricas de atenuación obtenidas usando los registros de la estación OAX (líneas negras continuas) con el decaimiento esperado (líneas grises discontinuas) si usamos los valores de b y Q seleccionados (para $N=1$) aplicando la ecuación (14). Esta figura también presenta las funciones de atenuación obtenidas al emplear el modelo de dispersión geométrica estándar $G(r) = r^{-1}$ (líneas negras discontinuas). Se puede observar que la ecuación (14), con modelo de dispersión geométrica $G(r) = r^{-b}$ (línea gris punteada), coincide de manera muy cercana con las funciones de atenuación, mientras que las funciones de atenuación cuyo modelo de dispersión es $G(r) = r^{-1}$ (línea negra discontinua) no siguen la tendencia de los datos (círculos grises) a ninguna de las frecuencias estudiadas. A distancias cortas ($r < 60$ km), el modelo que usa $G(r) = r^{-1}$ subestima las amplitudes observadas, mientras que a distancias mayores ($r > 60$ km), este mismo modelo sobreestima dichas observaciones.

La figura 21 muestra los valores de Q obtenidos para la estación OAX usando el modelo de dispersión $G(r) = r^{-b}$ de la ecuación (14) (círculos grises) y usando el modelo $G(r) = r^{-1}$ (cuadrados). Los triángulos negros son los valores de Q encontrados previamente para todas las estaciones dentro del rango de distancias hipocentrales de 10-70 km (figura 17) que se asemejan al rango de distancias hipocentrales de la estación (20-90 km). Para frecuencias por debajo de los 5.0 Hz y por encima de los 50 Hz, los valores de Q hallados usando los datos de OAX y el modelo de dispersión geométrica $G(r) = r^{-1}$ (cuadros) son similares a los valores de Q

encontrados para la base de datos completa con $G(r) = r^{-b}$ (triángulos), mientras que para frecuencias entre los 5.0 y los 50 Hz, los valores de Q hallados usando el modelo $G(r) = r^{-b}$ con datos de OAX (círculos) son más parecidos a los valores de Q estimados con toda la base de datos (triángulos). La dependencia de Q con la frecuencia usando el modelo $G(r) = r^{-b}$ es más lineal y se asemeja más a la tendencia encontrada para la base de datos completa que la encontrada respectivamente para el modelo $G(r) = r^{-1}$.

Algunos estudios de atenuación de ondas de cuerpo muestran que el coeficiente b asociado a la dispersión geométrica es más complejo que la simple suposición de $b=1$ y lo atribuyen a la compleja estructura de velocidades del medio (Ibañez *et al.*, 1993; Olafsson *et al.*, 1998; Castro *et al.*, 1999; Akinci *et al.*, 2006; Padhy, 2009). Ou y Herrmann (1990) encontraron que $G(r)$ puede depender de la profundidad focal del evento en un medio estratificado, adicionalmente Burger *et al.*, (1987) comentan que las amplitudes a cierto rango de distancias pueden estar controladas por reflexiones post-criticas provenientes de discontinuidades en las velocidades en la corteza media-inferior y el Moho. Chapman y Godbee (2012) encontraron valores de dispersión geométrica al este de Norte América de hasta r^{-4} para la componente vertical y de hasta $r^{-1.5}$ para las componentes horizontales, lo que excede notablemente el modelo teórico para ondas de cuerpo.

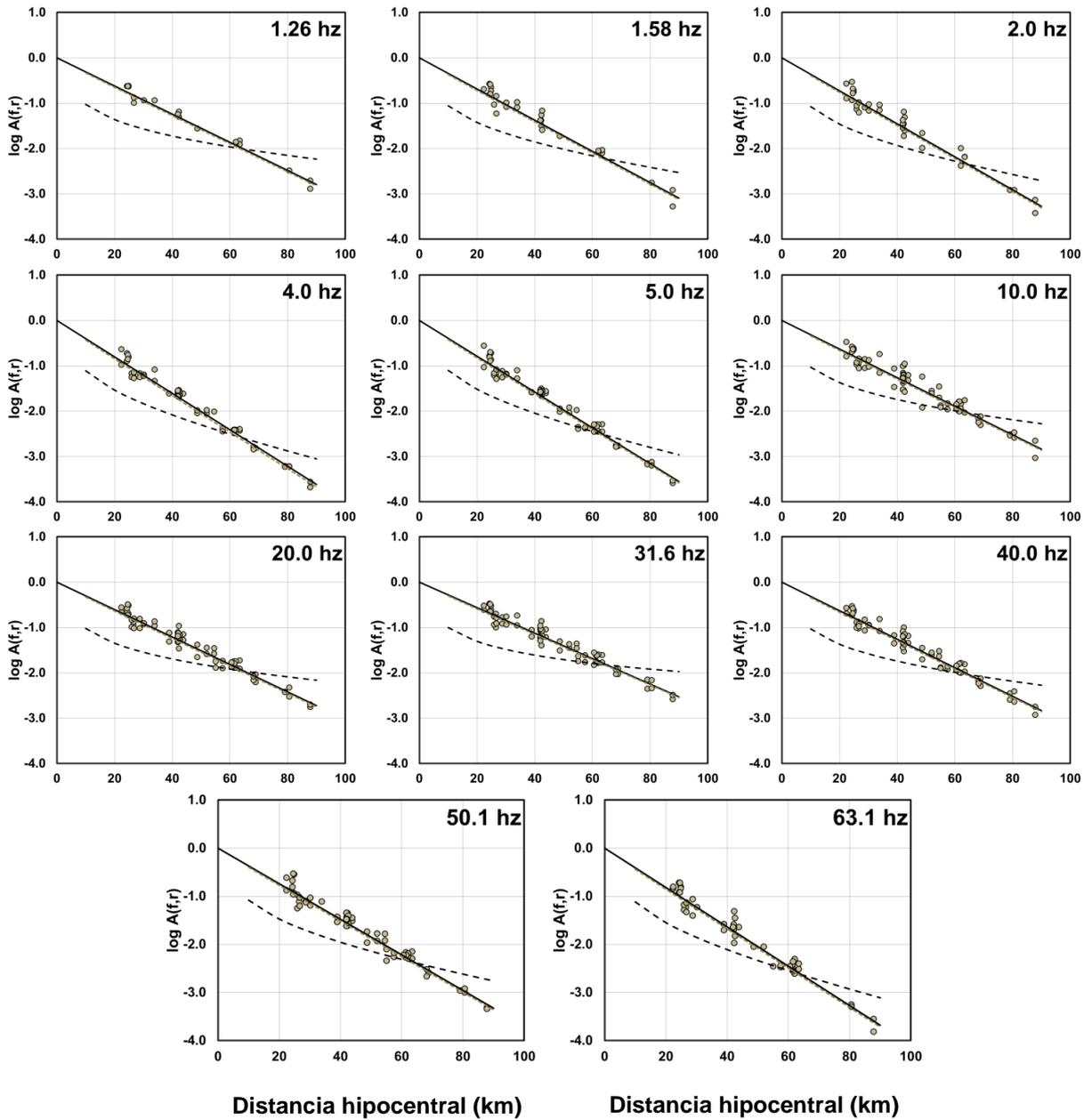


Figura 20. Comparación de las funciones de atenuación no-paramétricas obtenidas para la estación OAX (líneas negras continuas) con la atenuación calculada usando la ecuación (14) con dispersión geométrica $G(r) = r^{-b}$ (líneas grises discontinuas) y las funciones de atenuación calculadas con dispersión geométrica teórica $G(r) = r^{-1}$ (líneas negras discontinuas). Los círculos corresponden a las amplitudes espectrales horizontales usadas para obtener las funciones de atenuación.

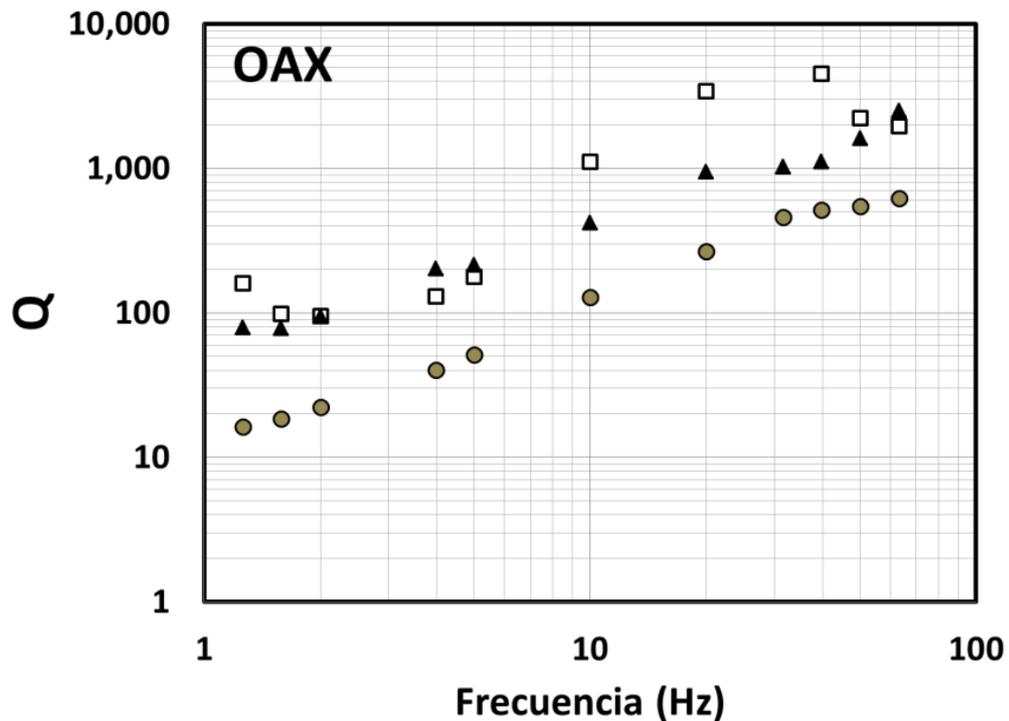


Figura 21. Comparación entre los valores de Q calculados para la estación OAX usando el modelo de dispersión geométrica $G(r) = r^{-b}$ (ecuación 14, $N=1$) (círculos grises) y los valores de Q obtenidos usando el modelo $G(r) = r^{-1}$ (cuadrados). Los triángulos negros son los valores de Q hallados previamente con la base de datos de todos los eventos para un rango de distancias 10-70 km (ecuación 14, $N=1$).

En este trabajo, encontramos un comportamiento similar entre las componentes horizontales y la vertical (figura 15) y valores del parámetro b (triángulos en la figura 19) para la estación OAX ($N=20$) similares a los reportados por Chapman y Godbee (2012) para las componentes horizontales. La dependencia de la dispersión geométrica con la frecuencia es otra característica importante de los resultados de este trabajo (figuras 17 y 18). Malagnini *et al.* (2002) introdujeron una propuesta de dispersión geométrica ligeramente dependiente de la frecuencia para modelar el movimiento del terreno en la región noreste de Italia, donde los parámetros de atenuación varían considerablemente. Akincii *et al.*, (2006) proponen funciones de dispersión geométrica dependientes de la frecuencia de manera escalonada para frecuencias menores y mayores de 1.0 Hz y para diferentes rangos de distancias en la región de Marmara, en Turquía. Los resultados obtenidos en este capítulo (figuras 17 y 18) indican que existen otros

factores, más allá de los teóricos, que afectan la atenuación de las ondas S en la región nororiental de Sonora.

Con el fin de proponer un modelo único y simple para describir la atenuación en la región de estudio, se decidió adoptar un modelo de dispersión geométrica constante, usando $b=0.21$, que es el valor positivo promedio sobre todas las frecuencias para el rango total de distancias hipocentrales y se procedió a recalcular los valores de Q . La figura 22 y la tabla 13 muestran los valores encontrados del parámetro Q y los valores de los residuales (RMS) de la inversión, respectivamente. Para describir la dependencia de Q con la frecuencia, se usó la siguiente forma funcional:

$$Q(f) = Q_0 f^\eta \quad (16)$$

Usando un ajuste de mínimos cuadrados, se encontró la siguiente función que satisface el comportamiento del parámetro Q con la frecuencia para la zona de fallas. Los valores de Q para el rango de frecuencias 0.63 – 0.79 Hz encontrados, presentan valores negativos o muy altos, por lo que se excluyeron de la regresión.

$$Q_S = (141 \pm 1.1) f^{(0.74 \pm 0.04)}, \quad (0.5 \leq f \leq 63.0 \text{ Hz}) \quad (17)$$

La figura 21 presenta las estimaciones de Q y el ajuste mínimo-cuadrático para el rango de frecuencias 0.5 - 63.1 Hz. Castro *et al.* (2008) calcularon funciones de atenuación regionales para ondas de cuerpo utilizando una base de datos más reducida y encontraron (línea gris clara discontinua):

$$Q_S = 84 f^{0.9}, \quad (0.5 \leq f \leq 63 \text{ Hz}) \quad (18)$$

Aunque el modelo que utilizaron (ecuación 18) para describir la atenuación involucra un término adicional que toma en cuenta la atenuación cercana a la superficie, la relación Q -frecuencia (línea gris clara discontinua) sigue la tendencia general de los valores de Q encontrados en este trabajo (círculos en la figura 22), exceptuando el rango 0.63-4.0 Hz. En esta banda de frecuencias, la ecuación (18) subestima nuestros valores de Q .

Jeon y Herrmann (2004) estimaron una función de atenuación similar a la encontrada en este trabajo (ecuación 19 y línea azul en la figura 22) con coeficientes de dispersión geométrica (b) definidos por tramos en función de la distancia hipocentral (1.2 para $0 < r \leq 50$ km; 0.55 para $50 \leq r \leq 60$ km; 0.2 para $60 \leq r \leq 90$ km; 0.1 para $90 \leq r \leq 140$ km y 0.5 para $140 < r \leq 500$ km) en la Provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Range) en el estado de Utah (EUA). Esta función sobreestima un poco los valores de Q que reportamos en este trabajo, pero mantiene una pendiente muy similar.

$$Q_S(f) = 160 f^{0.75} \quad (19)$$

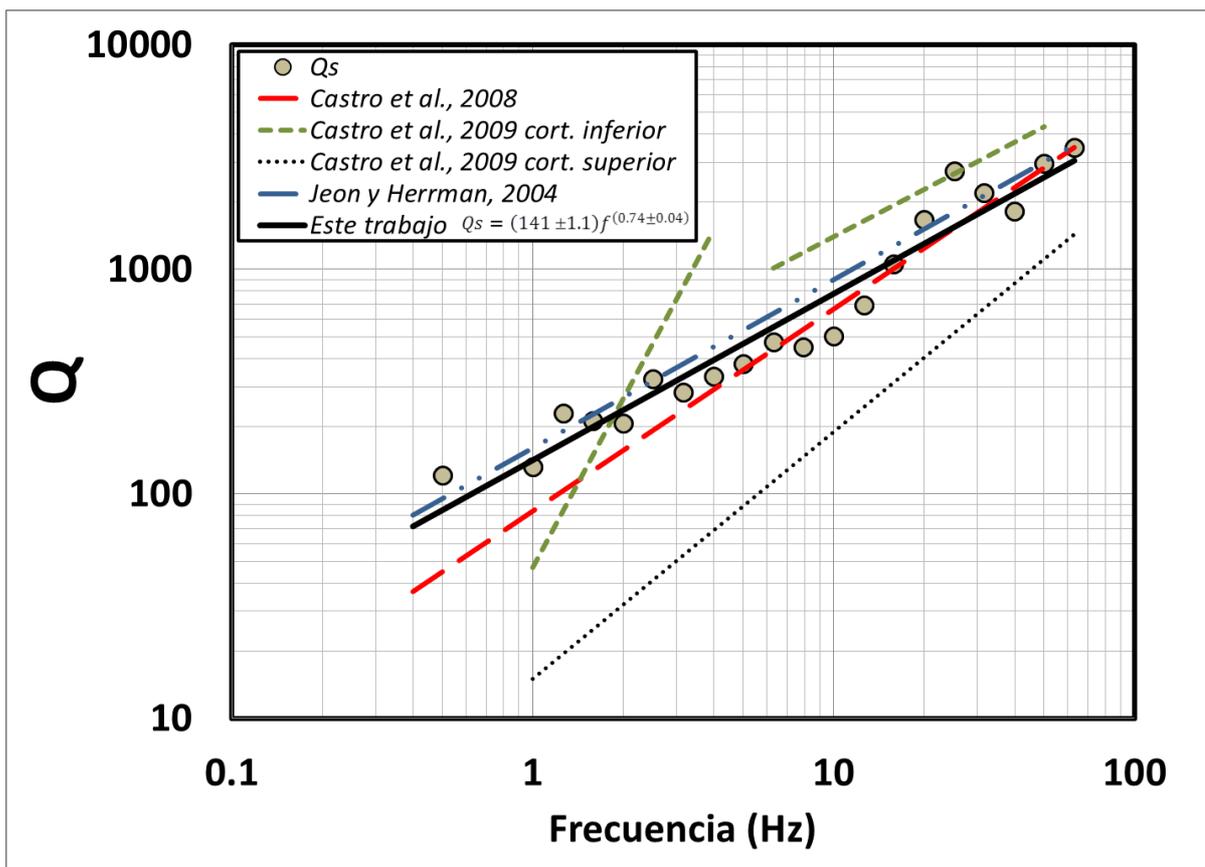


Figura 22. Estimaciones de Q para ondas S en la región cercana a la zona de fallas del sismo de 1887. La línea negra continua es el ajuste mínimo-cuadrático de los valores de Q (círculos) usando $b=0.21$ en este trabajo. La línea roja discontinua corresponde a la estimación regional de Q propuesta por Castro *et al.*, (2008). Las líneas discontinuas verdes corresponden a la estimación de Q en la zona de fallas para la corteza inferior Castro *et al.*, (2009). La línea negra punteada corresponde a la estimación de Q en la zona de fallas para la corteza superior Castro *et al.*, (2009). La línea azul intercalada corresponde a la propuesta de Jeon y Herrmann (2004) para la Provincia de Cuencas y Cordilleras en el estado de Utah (EUA).

Tabla 13. Valores de Q (figura 22) estimados a diferentes frecuencias usando $N=1$ y $b=0.21$ en la ecuación (14) junto con los valores reportados de RMS en el proceso de inversión.

Frecuencia (Hz)	Q	Valore de RMS
0.50	121.3	0.358
1.00	132.6	0.385
1.26	229.0	0.413
1.58	212.6	0.399
2.00	206.5	0.438
2.51	325.3	0.430
3.16	282.8	0.418
3.98	334.3	0.433
5.01	381.7	0.426
6.31	475.6	0.401
7.94	452.3	0.376
10.0	504.5	0.381
12.59	695.7	0.377
15.85	1054.0	0.367
19.95	1672.0	0.373
25.12	2747.0	0.403
31.62	2201.0	0.412
39.81	1819.0	0.381
50.12	2955.0	0.364
63.10	3498.0	0.359

Castro *et al.* (2009) también reportaron estimaciones de Q en la misma región, usando un modelo de velocidades de 2 capas que separa el comportamiento de Q en la corteza superior e inferior. La figura 22 muestra los ajustes mínimo-cuadráticos obtenidos con las estimaciones de Q para las cortezas superior e inferior propuestas por Castro *et al.*

(2008). A frecuencias bajas ($f < 2.5$ Hz) los valores de Q en la zona cercana a la zona de fallas se encuentran por encima de los valores regionales, pero a frecuencias mayores ($f > 3.0$ Hz) nuestras estimaciones se encuentran entre los valores esperados entre la corteza superior e inferior.

Este trabajo junto con trabajos afines previos en la zona, muestran una clara dependencia de Q con la frecuencia para todo el rango de frecuencias estudiado (figuras 17 y 22). La propuesta de Jeon y Herrman, 2004 para la Provincia de Cuencas y Cordilleras en el estado de Utah (EUA) es muy similar a la presentada en este trabajo tanto en el ajuste cercano a los datos como en el valor de la pendiente que caracteriza la dependencia de la frecuencia. A pesar de usar datos similares provenientes de la misma región, Castro *et al.* (2008) reportaron funciones de atenuación que decaen más rápidamente con la distancia hipocentral que las encontradas en este capítulo. Las bases de datos empleadas en estudios anteriores (Castro *et al.*, 2008, 2009) y la utilizada para este análisis presentan diferencias importantes. En primer lugar, para este estudio, se usó un número mayor de eventos localizados dentro de la zona de zona de fallas del sismo del 3 de mayo de 1887 (M_W 7.5). En segundo lugar, los hipocentros fueron relocalizados por Castro *et al.* (2010). Mejorar la localización de los eventos permite un mejor control de las distancias fuente-estación. Y en tercer lugar, el volumen muestrea mejor la región en donde se encuentran las fallas.

Castro *et al.* (2009) consideraron que las trayectorias fuente-estación para el rango de distancias hipocentrales $r \leq 40$ km muestrean los primeros 23-25 km de corteza, mientras que distancias hipocentrales $r \geq 40$ km muestrean la corteza inferior. Ellos encontraron que el comportamiento de Q (para ondas S) para las cortezas superior e inferior pueden ser descritas por $Q_S = 15 f^{1.1}$ ($1.0 \leq f \leq 63$ Hz) y $Q_S = 279 f^{0.7}$ ($5.0 \leq f \leq 63$ Hz), respectivamente. En este estudio, se puede apreciar que el modelo propuesto $Q_S = (141 \pm 1.1) f^{(0.74 \pm 0.04)}$ (ecuación 17 y figura 22) se asemeja al modelo regional propuesto por Castro *et al.* (2008) y al modelo propuesto por Castro *et al.* (2009) correspondiente a la corteza inferior para frecuencias mayores a 4.0 Hz.

3.6 Conclusiones

Se calcularon funciones espectrales no-paramétricas para la región nororiental de Sonora, donde ocurrió el sismo de mayo de 1887 ($M_W=7.5$), utilizando una base de datos de eventos locales con hipocentros relocalizados. Encontramos que las funciones de atenuación calculadas presentan un decaimiento más lento con la distancia hipocentral que estudios regionales previos. Estos resultados indican que cerca de la zona de fallas, las ondas S se atenúan proporcionalmente menos que a escala regional, particularmente a frecuencias bajas ($f < 5$ Hz). Los valores del parámetro Q estimados para ondas S muestran una clara dependencia con la frecuencia y concuerdan bastante bien con el modelo regional propuesto por Castro *et al.* (2008) y muy bien con el modelo propuesto por Jeon y Herrmann (2004) para la Provincia de Cuencas y Cordilleras en el estado de Utah (EUA).

El modelo de dispersión geométrica que arroja valores positivos del parámetro Q para todo el rango de distancias hipocentrales presenta una dependencia con la frecuencia que puede ser aproximada como $G(r) = 1/r^{0.21}$. Este modelo predice un decaimiento de las amplitudes con la distancia hipocentral más lento que el modelo teórico $G(r) = r^{-1}$ para ondas de cuerpo. Cuando este modelo teórico fue evaluado usando registros de la estación OAX, arrojó valores similares de Q (comparado con los valores encontrados de Q usando todos los datos en todas las estaciones para un rango de distancias similar) para frecuencias menores de 5.0 Hz y mayores de 50 Hz, mientras que el modelo propuesto en este estudio $G(r) = 1/r^b$ mostró valores de Q más cercanos para las frecuencias intermedias restantes. También se encontró que la atenuación en el área de fallas se comporta de manera similar tanto para la componente vertical, como para las componentes horizontales del movimiento.

Capítulo 4

Escala de magnitud local en Sonora

4.1 Introducción

Continuando y complementando los estudios de atenuación en la región nororiental de Sonora, y en vista que previo a este trabajo la región no contaba con una escala de magnitudes locales que permitiera estimar el tamaño de los sismos registrados por RESNES, en este capítulo se van a introducir por primera vez 2 ecuaciones empíricas para estimar la magnitud local de los eventos en la región. Ambas relaciones están basadas en la duración de la coda de los registros, y una de ellas incluye un término de corrección por distancia epicentral.

La razón principal para determinar un modelo empírico que relacione la duración de un sismo y su magnitud yace en el hecho que para eventos locales, la duración del sismograma es aproximadamente independiente de la distancia epicentral o del azimut (Aki y Chouet, 1975). Esta propuesta fue aplicada por primera vez por Bisztricsany (1958), quien empleó únicamente el paquete de ondas superficiales para estimar las magnitudes. Posteriormente Solov'ev (1965) y Tsumura (1967) usaron los sismogramas completos y finalmente Lee *et al.* (1972) presentaron el primer modelo empírico para estimar magnitudes de eventos locales utilizando la duración total de los registros y aplicando un factor de corrección por distancia epicentral. Desde entonces se han propuesto relaciones similares alrededor del mundo para estimar la magnitud de los eventos de una manera rápida y confiable, incluso algunas de ellas incluyen de manera adicional correcciones por efectos de sitio (Real y Teng, 1973; Michaelson, 1990; Rebez y Renner, 1991; Dessokey *et al.*, 2000; Abdelrahman *et al.*, 2003; Mouayn *et al.*, 2004; Castello *et al.*, 2007).

4.2 Datos

La base de datos consta de 58 sismos registrados por RESNES entre los años 2003 y 2007 y relocalizados por Castro *et al.* (2010). El rango de distancias hipocentrales oscila entre los 9 y los 190 km, la profundidad focal en todos los casos es menor de 40 km y

las magnitudes locales de los eventos se encuentran entre 0.5 y 3.5. La figura 11 y la tabla 9 muestran la localización de los eventos, las magnitudes y las duraciones extraídas de los registros. La tabla 10 presenta la lista de estaciones y su localización. Las figuras 23a y 23b muestran la distribución de las magnitudes con la distancia epicentral y el histograma de número de registros por estación, respectivamente.

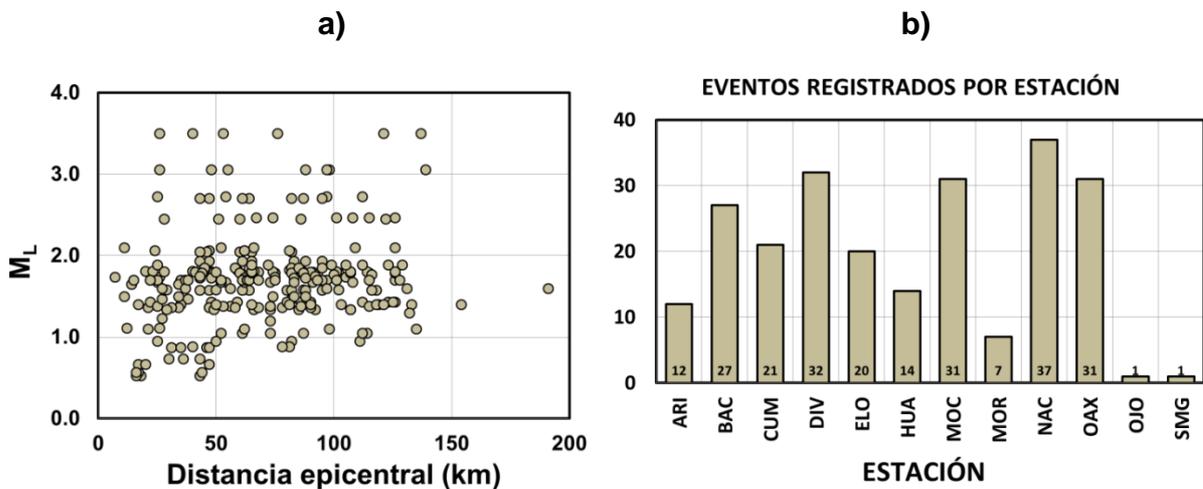


Figura 23. a) Distribución de magnitudes con la distancia epicentral. b). Histograma de número de eventos registrados por cada estación.

Las magnitudes locales se estimaron utilizando el software SEISAN (Havskov y Ottemöller, 1999) utilizando ambas componentes horizontales de aceleración (ver Anexo A). El programa supone como condición original de atenuación, la propuesta de Richter (1958) y calcula las magnitudes locales usando la siguiente relación propuesta posteriormente por Hutton y Boore (1987) para la región de California.

$$M_L = \log(a) + 1.11 \log(d) + 0.00189d - 2.09 \quad (20)$$

Donde a es la máxima amplitud del registro y d es la distancia hipocentral en km.

La duración de los eventos fue medida en la componente vertical de velocidad desde el primer arribo de la onda P hasta el tiempo en el que la amplitud de la coda de la onda S alcanza 3 veces la amplitud del ruido ambiental precedente al evento (ver Anexo B). Este criterio tiene la ventaja de permitir el uso de registros que se encuentren truncados

antes de que la amplitud de la coda de la onda S haya alcanzado nuevamente el nivel del ruido ambiental o incluso 2 veces el nivel de ruido ambiental. Para medir la duración de los eventos de manera semiautomatizada, se desarrolló un algoritmo con una ventana móvil de 3 segundos que encuentra el tiempo del registro en la coda de la onda S , en el cual la v_{rms} (raíz cuadrática media de velocidad) alcanza el nivel de v_{rms} correspondiente al ruido ambiental precedente al primer arribo de la onda P . La v_{rms} del ruido ambiental precedente al evento se calculó usando una porción representativa de ruido, seleccionado visualmente, y las duraciones encontradas con el algoritmo también fueron visualmente confirmadas.

4.3 Metodología

Las magnitudes locales y las duraciones de los sismos estudiados corresponden a promedios de los valores individuales encontrados para todos los registros de un mismo evento (ver anexos A y B). La tabla 8 presenta los promedios encontrados para magnitud y duración de cada evento.

La primera ecuación propuesta consiste en ajustar la forma paramétrica encontrada por Lee *et al.* (1972) para sismos registrados en la región central de California a nuestras observaciones. La ecuación original encontrada por Lee *et al.* (1972) es la siguiente:

$$M_L = 2.0 \log \tau + 0.0035\Delta - 0.87 \quad (21)$$

donde M_L es magnitud local, τ es la duración total del evento en segundos y Δ corresponde a la distancia epicentral en km. Para adaptar esta forma funcional a nuestros datos, se realizó la respectiva inversión por medio de la descomposición de valores singulares (SVD) usando el siguiente esquema:

$$\begin{bmatrix} \log(\tau_1) & \Delta_1 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \log(\tau_i) & \Delta_i & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} a \\ b \\ c \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Ml_1 \\ \vdots \\ Ml_i \end{bmatrix} \quad (22)$$

en el que a , b y c corresponden a los coeficientes resultantes de la inversión.

Ya que puede haber situaciones en las que la distancia epicentral se desconozca, se propone una segunda relación empírica ignorando el término caracterizado por Δ , dejando únicamente 2 variables a considerar (M_L y τ). Para este modelo se usó el esquema de mínimos cuadrados con errores correlacionados propuesto por York (1969). Esta propuesta toma en consideración la incertidumbre en ambas variables (magnitud y duración) y su covarianza.

La función a minimizar es la siguiente:

$$R = \sum \frac{(Y_i - a - bX_i)^2}{Var(Y_i - a - bX_i)} \quad (23)$$

donde a y b son los parámetros de la regresión lineal, (X_i, Y_i) son las observaciones y $Var(Y_i - a - bX_i)$ es la varianza total de los datos.

$$\begin{aligned} Var(Y_i - a - bX_i) &= Var(Y_i) + b^2Var(X_i) - 2bVar(X_iY_i) \\ &= \sigma_{Y_i}^2 + b^2\sigma_{X_i}^2 - 2b\sigma_{XY_i} = \frac{1}{Z_i} \end{aligned} \quad (24)$$

en la que Z_i es el factor total de ponderación, que puede ser expresado como:

$$\begin{aligned} Z_i &= \frac{1}{\sigma_{Y_i}^2 + b^2\sigma_{X_i}^2 - 2b\sigma_{XY_i}} \\ &= \frac{\omega_{X_i}\omega_{Y_i}}{\omega_{X_i} + b^2\omega_{Y_i} - 2br_i\alpha_i} \end{aligned} \quad (25)$$

y donde r_i es el factor de correlación entre errores,

$$r_i = \frac{\sigma_{XY_i}}{\sigma_{X_i}\sigma_{Y_i}}, \quad \omega_{X_i} = \frac{1}{\sigma_{X_i}^2}, \quad \omega_{Y_i} = \frac{1}{\sigma_{Y_i}^2} \quad \text{y} \quad \alpha_i = \sqrt{\omega_{X_i}\omega_{Y_i}} \quad (26)$$

Basándonos en las últimas expresiones, la ecuación (23) puede ser reescrita como:

$$R = \sum Z_i (Y_i - a - bX_i)^2 \quad (27)$$

Para obtener los valores de a y b que minimizan R , se igualan a cero las derivadas parciales de R con respecto a los parámetros a y b . Los detalles de este procedimiento pueden ser encontrados en York (1969) y Basabe Delgado (2002).

$$a = \frac{\sum Z_i Y_i}{\sum Z_i} - b \frac{\sum Z_i X_i}{\sum Z_i} = \bar{Y} - b\bar{X} \quad (28)$$

donde \bar{X} y \bar{Y} son los valores ponderados de X_i y Y_i , respectivamente. Se puede apreciar que la línea cruza el centroide.

$$b = \frac{\sum Z_i \beta_i V_i}{\sum Z_i \beta_i U_i} \quad (29)$$

en donde:

$$V_i = Y_i - \bar{Y}, \quad U_i = X_i - \bar{X}, \quad \beta_i = Z_i \left(\frac{U_i}{\omega_{Y_i}} + \frac{bV_i}{\omega_{X_i}} - (bU_i + V_i) \frac{r_i}{\alpha_i} \right) \quad (30)$$

Es importante resaltar que para calcular el valor de b que corresponde a la pendiente de la regresión, es necesario recurrir a un procedimiento iterativo, ya que el β_i (29) depende de b (como puede verse en la ecuación 30)

4.4 Resultados

Después de realizar la inversión por medio de (SVD) se encontró la siguiente relación:

$$M_L = 2.41 \log \tau + 0.0027\Delta - 2.12 \quad (31)$$

donde M_L es magnitud local, τ es la duración del evento en segundos, medido desde el primer arribo de la onda P hasta el tiempo en el que la amplitud de la coda de la onda S alcanza 3 veces la amplitud del ruido ambiental precedente al evento y Δ corresponde a la distancia epicentral en km. La figura 24 muestra el comportamiento de las

magnitudes con respecto a la duración de registro (τ) para diferentes distancias epicentrales (ecuación 31).

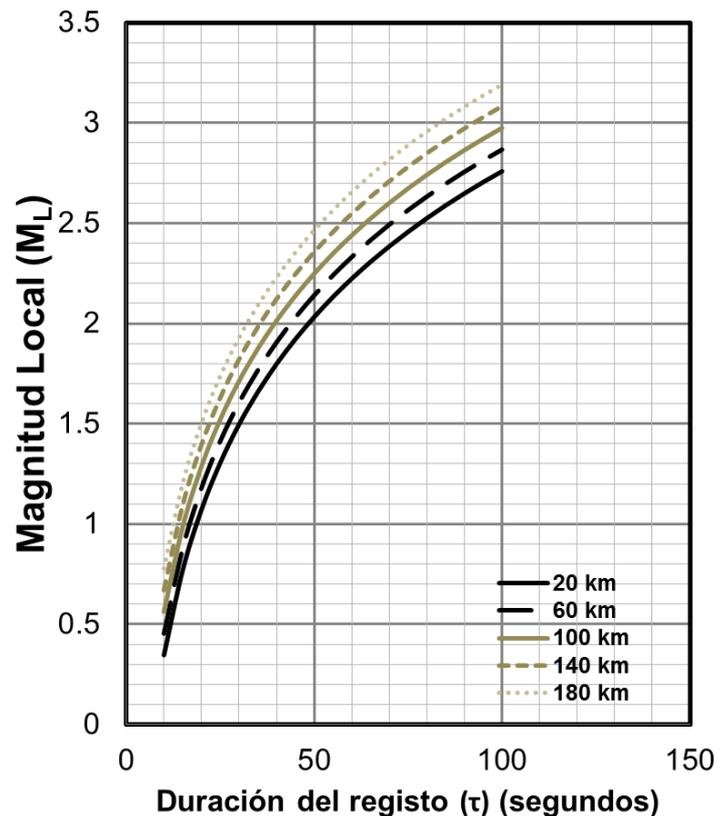


Figura 24. Comportamiento de las magnitudes de los eventos de la región de Sonora (ecuación 31) con respecto a la duración de registro (τ) para diferentes distancias epicentrales.

Se puede apreciar que la influencia de la distancia epicentral en la estimación de las magnitudes es baja. La segunda relación, basada en la propuesta de York (1969), es una relación ponderada que ignora la corrección por distancia epicentral, pero toma en cuenta la incertidumbre en las 2 incógnitas restantes (ver ecuaciones 22-29).

La relación final encontrada es la siguiente:

$$M_L = 2.45 \log \tau - 2.0 \quad (32)$$

donde M_L y τ son las mismas que en la ecuación (31). La figura 25 presenta el ajuste de la regresión ponderada y los errores en ambas variables y la figura 26 muestra el

comportamiento de las magnitudes calculadas con los modelos 31 y 32 con respecto a las magnitudes calculadas utilizando SEISAN.

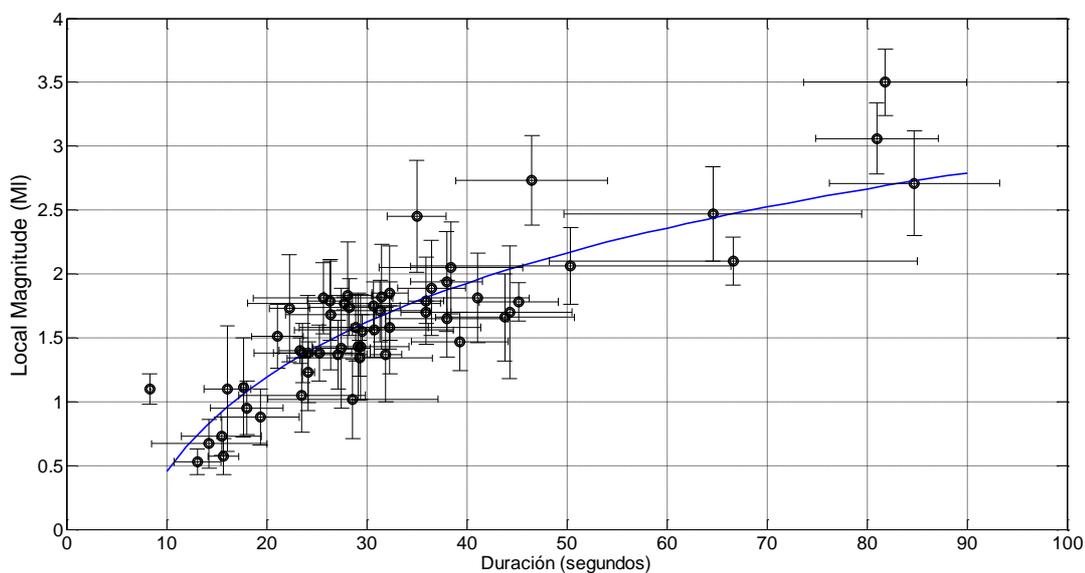


Figura 25. M_L contra duración y barras de error asociadas a cada variable.

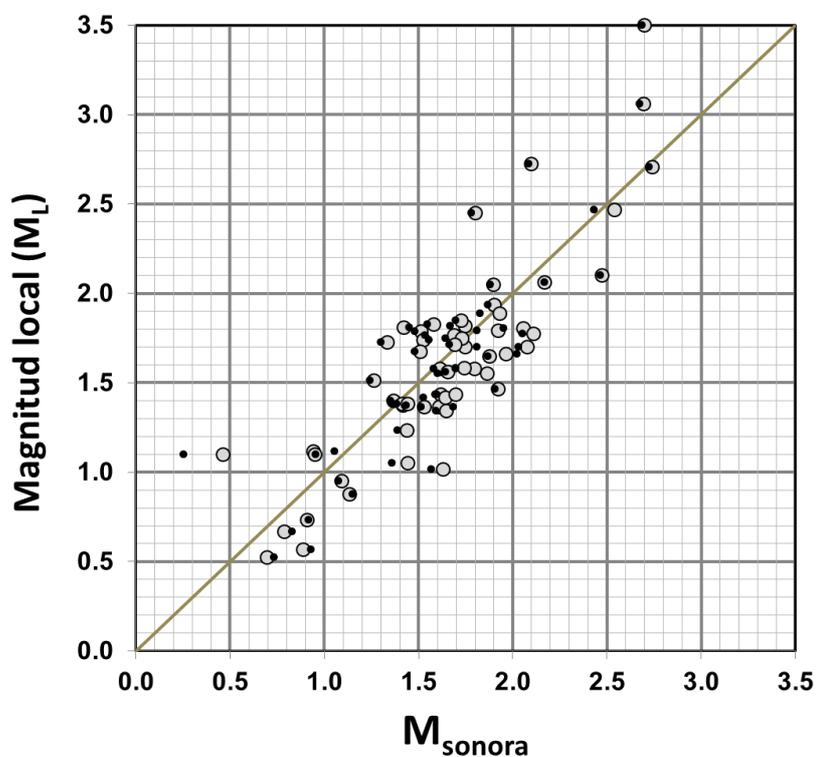


Figura 26. Comportamiento de las magnitudes calculadas utilizando los modelos propuestos y las magnitudes locales calculadas con SEISAN. Los círculos abiertos y puntos negros representan las ecuaciones 31 y 32 respectivamente, la línea gris continua es una guía de pendiente unitaria.

4.5 Discusión

Una ecuación empírica que relacione la magnitud de un sismo con su duración es una herramienta útil para establecer de manera rápida y confiable el tamaño de dicho evento. Los modelos propuestos por las ecuaciones 31 y 32 predicen de manera similar las magnitudes de los sismos en la zona (figura 26) para el rango de magnitudes de los eventos de la región (0.5 – 3.5).

Para establecer y calibrar la magnitud de los sismos estudiados con sus duraciones, se utilizó el software SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999), que emplea el modelo de atenuación de Hutton y Boore (1987) para la región de California como modelo preestablecido. Este modelo es una modificación de la propuesta original de atenuación de Richter.

En el capítulo 4, los modelos de atenuación encontrados para la región de Sonora y descritos por la ecuación 11, suponen que para cada frecuencia existe un modelo de atenuación normalizado único para todos los eventos $A(f,r)$ que es escalado por el término $S_i(f)$ que depende del tamaño de la fuente de cada evento. Para validar esta suposición se graficaron los factores escalares encontrados para cada sismo a una misma frecuencia, con las respectivas magnitudes asociadas determinadas en este capítulo. La figura 27 muestra los resultados correspondientes para 10 frecuencias discretas. Se puede apreciar que el valor de los escalares $S_i(f)$ crece consistentemente con el tamaño de los eventos, y que las pendientes para todas las frecuencias es aproximadamente constante por encima de 1.0 Hz. Para las frecuencias por debajo de este valor, cuenta con menor número de datos y su pendiente no es tan clara como en el caso de las frecuencias mayores.

Adicionalmente, la figura 28 presenta ejemplos del comportamiento de los términos S_i con respecto a la frecuencia para tres eventos de magnitudes diferentes y se puede apreciar que describen la forma de los espectros de fuente de aceleración para una fuente puntual pequeña en el campo cercano. Estos resultados confirman que los términos de fuente $S_i(f)$ del modelo propuesto en el capítulo IV (ecuación 11) se comportan de manera consistente con el tamaño de los eventos.

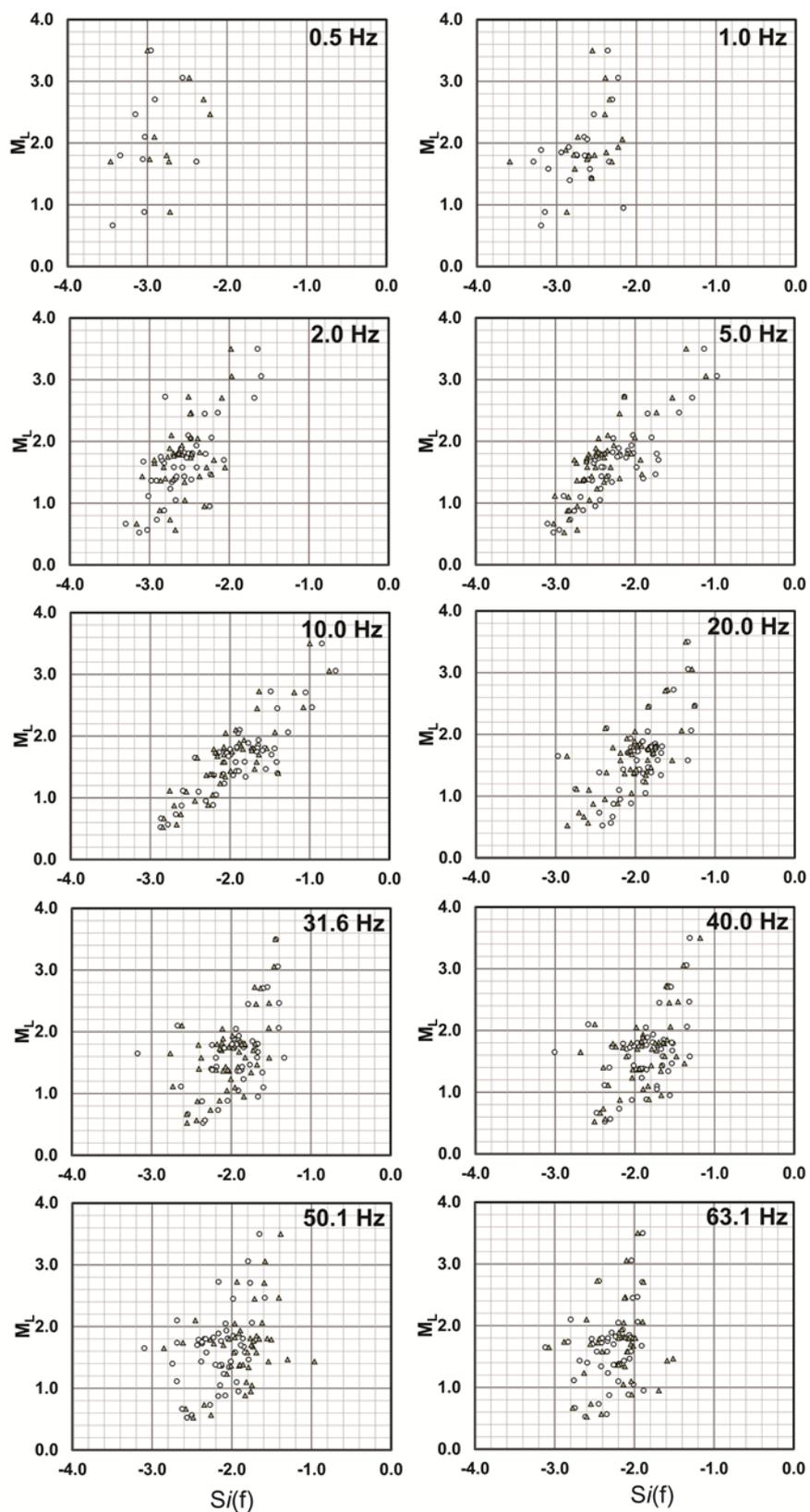


Figura 27. Comparación entre los términos de fuente $S_i(f)$ y las magnitudes locales encontradas para cada evento.

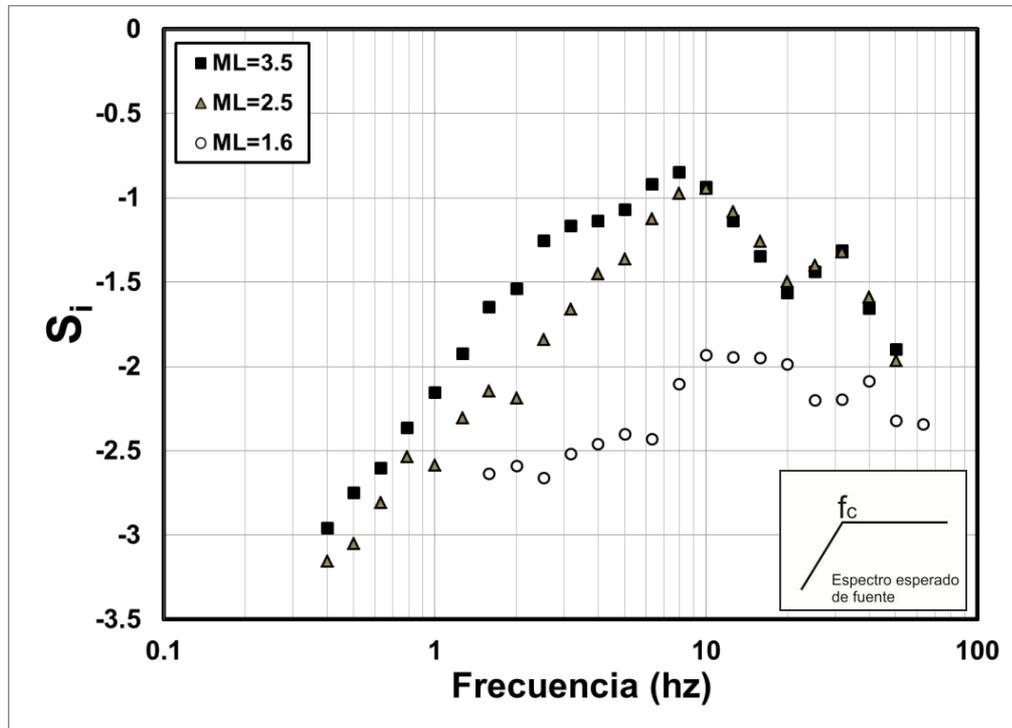


Figura 28. Comportamiento de los factores de fuente S_i con la frecuencia para eventos de diferentes magnitudes.

4.6 Conclusiones

Se determinaron por primera vez dos escalas de magnitud local usando eventos bien localizados de la región nororiental del estado de Sonora (México). Ambas escalas están basadas en la duración de la coda de los registros. La primera incluye un término de corrección por distancia epicentral, mientras que la segunda ignora este término pero toma en cuenta la incertidumbre en ambas variables M_L y duración (τ). Ambas propuestas predicen de manera similar las magnitudes de los eventos en la región.

Las magnitudes locales encontradas en este capítulo, fueron comparadas con los escalares $S_i(f)$ encontrados en el capítulo 3 que están asociados con el tamaño de la fuente en el modelo de atenuación no-paramétrico. Los valores de estos escalares para todo el rango de frecuencias crecen consistentemente con el tamaño de los eventos validando el término de fuente del modelo y describiendo espectros de fuente consistentes con los modelos teóricos de fuente puntual a distancias cortas.

Capítulo 5.

Conclusiones generales y recomendaciones

Como se comentó en la introducción (Capítulo 1), la atenuación sísmica puede ser abordada desde diversos enfoques dependiendo de la calidad y cantidad de los datos, de la concepción y configuración de las redes de registro y de las condiciones geológicas y geotécnicas de la región a estudiar.

Para realizar este trabajo de tesis, se hicieron estudios de atenuación independientes en dos regiones tectónica y geológicamente distintas, y cuyas redes de registro fueron concebidas e instaladas bajo criterios muy específicos. La visualización del fenómeno desde 2 perspectivas diferentes, permitió robustecer su comprensión a la vez que se exploraron diferentes metodologías para enfocarlo y estudiarlo. Las conclusiones específicas de los estudios realizados en cada región fueron discutidas y expuestas en sus respectivos capítulos, dando pie en este capítulo a conclusiones más generales de cada análisis y procedimiento.

5.1. Medellín y el Valle de Aburrá.

En la ciudad de Medellín, la información y registros de la sismicidad histórica son pobres, por lo que la incertidumbre sobre el origen e intensidad de los futuros sismos es alta. La importancia de esta incertidumbre ha venido creciendo a medida que la ciudad se extiende hacia las laderas empinadas del valle y cada vez que ocurre un evento que pone en evidencia los comportamientos diversos de los suelos de la ciudad. Las redes RAM y RAVA fueron planeadas e instaladas principalmente con el fin de reevaluar la amenaza sísmica de la ciudad en términos de la aceleración a nivel de roca y de usar los datos registrados como insumo para una microzonificación (Grupo de Sismología de Medellín, 1999). Estudios como el realizado en esta tesis además de aportar y retroalimentar al conocimiento de la sismicidad en la ciudad, están ayudando a ejecutar satisfactoriamente el propósito original de ambas redes.

En el proceso de búsqueda de las relaciones predictivas óptimas de los parámetros PGA y PGV (aceleración y velocidad máxima del terreno), salieron a la luz varias conclusiones importantes:

- a) Modelos propuestos en la literatura obtenidos con bases de datos de otras regiones son inadecuados para pronosticar las aceleraciones y velocidades máximas del terreno en la región de Medellín.

Los modelos JBM12 y GM12 obtenidos con las formas funcionales propuestas por Joyner y Boore (1993) y García *et al.*, (2005), respectivamente, con sus coeficientes calibrados usando los datos de Colombia, presentan valores más favorables que los modelos originales propuestos para California y la zona de subducción de México. Estos resultados concuerdan con Bommer *et al.* (2010), quienes afirman que el ajuste de los parámetros de un modelo bien constreñido con una nueva base de datos puede ser una herramienta útil para encontrar un modelo predictivo del movimiento del terreno.

- b) Variables como la profundidad focal o las condiciones locales del suelo de registro resultaron ser determinantes en la selección del modelo óptimo.

La mayoría de los modelos estudiados (exceptuando GA05) incorporan la profundidad de los eventos como una constante sismogénica asociada a la variable de distancia, suponiendo que su aporte es general y aproximadamente constante. Para este estudio en particular, en el que las profundidades de los eventos varían desde someras hasta 226 km de profundidad, la influencia de esta variable en la predicción del movimiento del terreno fue evidente al comparar la bondad del ajuste de GA05 (que sí considera la profundidad como variable independiente) con la de GM12 que usa la misma forma funcional que GA05, pero con diferentes coeficientes. Los residuales de estos modelos son altamente sensibles a cambios en el coeficiente que acompaña la variable de profundidad (figuras 5 y 6). Así mismo, los modelos que contemplan el tipo de suelo como variables binarias (AB10 y JBM12) presentan en general valores aceptables en los criterios de selección.

El modelo VC12, es el único en incorporar tanto la profundidad focal como las condiciones locales del sitio de registro como variables independientes y resultó ser el modelo óptimo tanto para PGA como para PGV.

- c) Los coeficientes de amplificación por efecto de sitio encontrados en los modelos VC12 para PGA, PGV y a_{rms} se comportan de manera consistente con el tipo de perfil de suelo para cada uno de los sitios de registro.

5.2. Región nororiental de Sonora.

Las conclusiones generales producto de este estudio son las siguientes:

- d) El decaimiento de las amplitudes espectrales con la distancia hipocentral es menor en la zona cercana a las fallas que el reportado en estudios regionales previos en Sonora.

Las posibles causas de esta diferencia radican en la mejor calidad (eventos seleccionados y relocalizados) y la mayor cantidad de registros empleados. Al seleccionar únicamente eventos cuyo hipocentro estuviera localizado dentro de la zona de fallas, permitió muestrear trayectorias que siguen el rumbo de las fallas de manera más precisa y rigurosa.

- e) El modelo no paramétrico ofrece varias ventajas con respecto a modelos paramétricos.
- Las funciones de atenuación encontradas para las diferentes frecuencias discretas representan de manera muy fiel el comportamiento de las amplitudes espectrales tanto para el conjunto total de los datos, como para eventos aislados.
 - Los factores de escalamiento $S_i(f)$ que caracterizan el tamaño de la fuente para cada evento y para cada frecuencia se comportaron de manera consistente tanto con las magnitudes de los eventos, como con los espectros de fuente esperados para sismos locales a distancias cercanas.

- f) La dispersión geométrica $G(r)$ encontrada en este trabajo se comportó de manera más compleja que el modelo teórico $G(r) = r^{-1}$ para ondas de cuerpo y es sensible a cambios en la frecuencia. Este resultado respalda estudios recientes que han reportado que este factor de atenuación puede depender de la compleja estructura de velocidades del medio (Olafsson *et al.*, 1998; Castro *et al.*, 1999; Akinci *et al.*, 2006; Padhy, 2009), de la profundidad focal de los eventos en medios estratificados (Ou y Herrmann, 1990) o de reflexiones post-críticas provenientes de discontinuidades en las velocidades en la corteza media-inferior o el Moho (Burger *et al.*, 1987).
- g) El modelo encontrado para describir el comportamiento de Q con la frecuencia en la región nororiental del estado de Sonora ($Q=141\pm 1 f^{0.74\pm 0.04}$), es consistente con el modelo propuesto por Jeon y Herrmann (2004) para el Basin and Range en Utah (EUA). Ambas regiones pertenecen respectivamente a la parte sur y noroccidental de la provincia de Cuencas y Cordilleras (Basin and Range), evidenciando una similitud en el comportamiento cortical de la atenuación.
- h) La escala de magnitud obtenida para Sonora, basada en la duración de los sismogramas, es prácticamente independiente de la distancia epicentral. Este resultado apoya la propuesta de Aki y Chouet (1975) que afirman que para eventos locales, la duración del sismograma es aproximadamente independiente de la distancia epicentral o del azimut.

5.3. Recomendaciones

Los resultados encontrados en este trabajo pueden ser continuados y robustecidos por otros estudios adicionales que están fuera del alcance de esta tesis. A continuación enumero algunos estudios que considero podrían desarrollarse en el corto o mediano plazo y que aportarían información valiosa al conocimiento del fenómeno de atenuación en ambas regiones.

- a) Calcular espectros de respuesta para la ciudad de Medellín para estimar:

- Modelos empíricos predictivos de pseudo-aceleraciones para la ciudad de Medellín.
 - Efectos de sitio usando cocientes espectrales, aprovechando la discretización geotécnica de las estaciones de las redes RAM y RAVA.
- b) Estimar el tamaño de los eventos de Sonora usando la escala de magnitud de momento (M_w) y proponer otra relación empírica basada similarmente en la duración de los eventos.

Referencias bibliográficas

- Abdelrahman, E. M., Dessokey, M. M., Hussein, H. M. & Abdelwahed, M. F. (2003). Estimation of seismic moments from local magnitudes and coda durations for the Cairo earthquake aftershocks recorded at Kottamyia (KEG) Broadband station. *Annals of Geophysics*, 46, 1209-1216.
- Abrahamson, N. A., Shedlock, K. M. (1997). Overview. *Seismological Research Letters*, 68, 9–23.
- Aguilera, J. G. (1888). Estudio de los fenómenos sísmicos del 3 de mayo de 1887. *Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana*. 10, 5-56.
- Aki, K., Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80, 3322-3342.
- Akıncı, A., Malagnini, L., Herrmann, R. B., Gok, R. & Sorensen, M. B. (2006). Ground motion scaling in the Marmara region, Turkey. *Geophysical Journal International*, 166, 635-651.
- Akkar S., Bommer, J. J. (2007). Empirical prediction equations for peak ground velocity derived from strongmotion records from Europe and the Middle East. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 511–530.
- Akkar, S., Bommer, J. J. (2010). Empirical equations for the prediction of PGA, PGV, and spectral accelerations in Europe, the Mediterranean region, and the Middle East. *Seismological Research Letters*, 81, 195–206.
- Anderson, J. G., Lei, Y. (1994). Nonparametric description of peak acceleration as a function of magnitude, distance, and site in Guerrero, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 1003–1017.
- Arvidsson, R., Toral, J. & Kulhanek, O. (2002). Foreshocks and aftershocks of the $M_w = 7.1$, 1992, earthquake in the Atrato region, Colombia. *Journal of Seismology*, 6, 1–11.
- Atkinson, G. M., Boore, D. M. (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93, 1703–1729.
- Bakun W. H. (2006). MMI attenuation and historical earthquakes in the Basin and Range province of western North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 2206-2220.
- Basabe-Delgado, J. D. (2002). Regresión lineal con incertidumbres en todas las variables: Aplicaciones en geocronología al cálculo de isócronas. (Tesis de Maestría, Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

- Bindi, D., Luzi, L., Pacor, F., Francheschina, G. & Castro, R. R. (2006). Ground-motion predictions from empirical attenuation relationships versus recorded data, the case of 1997–1998 Umbria-Marche, Central Italy, strong motion data set. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 984–1002.
- Bisztricsany, E. (1958). A new method for the determination of the magnitude of earthquakes. *Geofiz. Kozlemen*, 7, 69-96.
- Bommer, J. J., Douglas, J., Scherbaum, F., Cotton, F., Bungum, H. & Fäh, D. (2010). On the selection of ground-motion prediction equations for seismic hazard analysis. *Seismological Research Letters*, 81, 783–793
- Brillinger, D. R., Preisler, H. K. (1984). An exploratory analysis of the Joyner-Boore attenuation data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 1441–1450.
- Bull, W. B., Pearthree, P. A. (1988). Frequency and size of Quaternary surface rupture of the Pitaycachi fault, northeastern Sonora, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78, 956-978.
- Burger, R. W., Somerville, P. G., Barker, J. S., Herrmann, R. B. & Helmberger, D.V. (1987). The effect of crustal structure on strong ground motion attenuation relations in eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 420–439.
- Castello, B., Olivieri, M. & Selvaggi, G. (2007). Local and Duration Magnitude Determination for the Italian Earthquake Catalog, 1981–2002. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97, 128-139.
- Castro, R. R., Anderson, J. G. & Singh, S. K. (1990). Site Response, attenuation and source spectra of S waves along the Guerrero, México, subduction zone. *Bulletin of the Seimological Society of America*, 80, 1481-1503.
- Castro, R. R., Pacor, F., Sala, A. & Petrongaro, C. (1996). S wave attenuation and site effects in the region of Friuli, Italy. *Journal of Geophysical Research*, 101, 22355–22369.
- Castro, R. R. (1998). An empirical model for estimating horizontal acceleration Fourier spectra for the Imperial-Mexicali Valley region. *Geofísica Internacional*, 37, 17–28.
- Castro, R. R., Monachesi, G., Mucciarelli, M., Trojani, L. & Pacor, F. (1999). P and S-wave attenuation in the region of Marche, Italy. *Tectonophysics*, 302, 123-132.
- Castro, R.R., Romero O.M. y Suter, M. (2002). Red Sísmica para el monitoreo de la sismicidad del sistema de fallas normales del noreste de Sonora. *GEOS*, 22, 379.
- Castro, R. R., Condori, C., Romero, O., Jacques, C. & Suter, M. (2008). Seismic Attenuation in Northeastern Sonora, Mexico. *Bulletin of the Seimological Society of America*, 98, 722-732.

Castro, R. R., Huerta, C. I., Romero, O., Jaques, C., Hurtado, A. & Fernández, A. I. (2009). Body-wave attenuation near the Rupture of the 1887 Sonora, México, Earthquake (MW 7.5), *Geofísica Internacional*, 48, 297-304.

Castro, R. R., Shearer P. M., Astiz L., Suter M., Jaques-Ayala, C. & Vernon, F. (2010). The Long-Lasting Aftershock Series of the 3 May 1887 MW 7.5 Sonora Earthquake in the Mexican Basin and Range Province. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 100, 1153-1164.

Chapman, M. C. Godbee, R. W. (2012). Modeling Geometrical Spreading and the Relative Amplitudes of Vertical and Horizontal High-Frequency Ground Motions in Eastern North America. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 1957-1975.

Chica, A., Buitrago, J. A., Monsalve & G., Morales, J. (2003). Codificación sismológica de un segmento de la falla Cauca-Almaguer y sus aplicaciones en el departamento de Antioquia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 102, 53–69.

Chicangana, G. (2005). The Romeral fault system: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern South America. *Earth Sciences Research Journal*, 9, 55–66.

Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiewicz, J. L. (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross section. In: Letouzey, J. (ed.), *Petroleum and tectonics in mobile belts*. (pp. 81–100). Paris, Editions Technip.

Condori, C. (2006). Estudio de atenuación sísmica de la región noreste de Sonora. (Tesis de Maestría, Centro de Investigación y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

Dessokey, M. M., Hussein, H. M., Abdelrahman, E. S. & Abdelwahed, M. F. (2000). Local magnitude, duration magnitude and seismic moment of Dahshour 1992 earthquake. *Annals of Geophysics*, 43, 95-103.

DuBois, S. M., Smith, A. W. (1980). *The 1887 earthquake in San Bernardino Valley, Sonora: historical accounts and intensity patterns in Arizona*. State of Arizona, Bureau of Geology and Mineral Technology, Tucson, Arizona.

EAFIT Universidad (2010a). *Operación de la red acelerográfica de Medellín RAM*. Informe de circulación restringida.

EAFIT Universidad (2010b). *Operación de la red acelerográfica del Valle de Aburrá RAVA*. Informe de circulación restringida.

García, D., Singh, S. K., Herráiz, M., Ordaz, M. & Pacheco, J. F. (2005). Inslab earthquakes of Central Mexico: peak ground-motion parameters and response spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, 2272–2282.

Gómez, A. A., Salcedo, E. (2002). Leyes de atenuación de la intensidad macrosísmica en Colombia. *Revista Geofísica Colombiana*, 6, 53–61.

Goodfellow, G. E. (1888). The Sonora earthquake. *Science*, 11, 162-166.

Grupo de Sismología de Medellín (1999). *Instrumentación y microzonificación sísmica del área urbana de Medellín*. Medellín, Antioquia, Alcaldía de Medellín.

Harder, S., Keller, G. R. (2000). Crustal structure determined from a new wide-angle seismic profile in southwestern New Mexico, *New Mexico Geologic Society Guidebook*, 1, 75–78.

Havskov, J., Ottemoller, L. (1999). Seisan Earthquake Analysis Software. *Seismological Research Letters*, 70, 532-534.

Hutton, L. K., Boore, M. (1987). The ML scale in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77, 2074-2094.

Ibáñez, J. M., Del Pezzo, E., Alguacil, G., De Miguel, F., Morales, J., De Martino, S., & Posadas, A. M. (1993). Geometrical spreading function for short-period S and coda waves recorded in southern Spain. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 80, 25-36.

INGEOMINAS (2011). Recuperado Oct 2011 de <http://seisan.ingeminas.gov.co/RSNC/>

Jeon, Y. S., Herrmann, R. B. (2004). High-frequency earthquake ground-motion scaling in Utah and Yellowstone. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 1644-1657.

Joyner, W. B., Boore, D. M. (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71, 2011–2038.

Joyner, W. B., Boore, D. M. (1993). Methods for regression analysis of strong-motion data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 83, 469–487.

Kamiyama, M., Yanagisawa, E. (1986). A statistical model for estimating response spectra of strong earthquake ground motions with emphasis on local soil conditions. *Soils and foundations*, 26, 16–32.

Kellogg, J. N., Bonini, W. E. (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate. *Tectonics*, 1, 251–276.

Kellogg, J., Godley, V., Ropain, C. & Bermudez, A. (1983). *Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America*. Abstracts of the 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Bolivar, INGEOMINAS.

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

Lee, W., Bennet, H. K. & Meagher, K. L. (1972). *A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration*. Reston, Virginia, US Department of the Interior, Geological Survey.

Lemzikov, V. K. (2007). Intrinsic attenuation and scattering of shear waves in the lithosphere of Kamchatka. *Journal of Volcanology and Seismology*, 1, 185-197.

Ley 400 de agosto 19 de 1997. Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismo-resistente NSR 98, Bogotá, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica.

Malagnini, L., Akinci, A., Herrmann, R. B., Pino, N. A. & Scognamiglio, L. (2002). Characteristics of the ground motion in northeastern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 2186-2204.

Malavé, G., Suárez, G. (1995). Intermediate-depth seismicity in northern Colombia and western Venezuela and its relationship to Caribbean plate subduction. *Tectonics*, 14, 617–628.

Marín, J. P., Salcedo, E. de J. y Castillo, H. (2008). Relaciones empíricas entre parámetros instrumentales y macrosísmicos de algunos terremotos fuertes de Colombia. *Boletín de Geología*, 3, 99–110.

McCann, M. W. Jr., Boore, D. M. (1983). Variability in ground motions: root mean square acceleration and peak acceleration for the 1971 San Fernando, California, earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 615–632.

Michaelson, C. A. (1990). Coda duration magnitudes in Central California: an empirical approach. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 1190–1204.

Morozov, I. B. (2010). *Seismological attenuation without Q*. Bloomington, Indiana, Trafford Publishing.

Mouayn, I., Tadili, B. A., Aït Bahim, L., Ramdani, M., Limouri, M. & Jabour, N. (2004). Duration magnitude scale and site residuals for Northern Morocco. *Pure and Applied Geophysics*, 161, 1061–1080.

Natali, S. G., Sbar, M. L. (1982). Seismicity in the epicentral region of the 1887 northeastern Sonora earthquake, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 181-196.

Ojeda, A., Havskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*, 5, 575–593.

Olafsson, S., Sigbjornsson, R. & Einarsson, P. (1998). Estimation of source parameters and Q from acceleration recorded in the Vatnafjoll earthquake in south Iceland. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88, 556-563.

- Ordaz, M., Jara, J. M. y Singh, S. K. (1989). *Riesgo sísmico y espectros de diseño en el estado de Guerrero*. Memoria del VIII congreso nacional de ingeniería sísmica, Acapulco, Guerrero, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ou, G. B., Herrmann, R. B. (1990). A statistical model for ground motion produced by earthquakes at local and regional distances. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 80, 1397–1417.
- Padhy, S. (2009). Characteristics of body-wave attenuations in the Bhuj Crust. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 99, 3303-3313.
- Paris, G., Machette, N. M., Dart, R. L. & Haller, K. M. (2000). Map and database of quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. *US Geological Survey, Open-File Report 00–0284*.
- Pearthree, P. A., Bull, W. B. & Wallace, T. C. (1990). Geomorphology and Quaternary geology of the Pitaycachi Fault, northeastern Sonora, Mexico. In: Gehrels, G. E. and Spencer, J. E. (eds.), *Geologic excursions through the Sonoran Desert Region, Arizona and Sonora*. (pp. 124-135). Arizona, University of Arizona Press.
- Pulido, N. (2003). Seismotectonics of the northern Andes (Colombia) and the development of seismic networks. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, Special Edition*, 69–76.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. 2^{da} Ed., Bogotá, Cundinamarca, Instituto Geográfico “Agustín Codazzi”.
- Real, C. R., Teng, T. L. (1973). Local Richter magnitude and total signal duration in Southern California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63, 1809–1827.
- Rebez, A. Renner, G. (1991). Duration magnitude for the northeastern Italy seismometric network. *Bollettino di Geofisica Teorica e Applicata*, 33, 177-186.
- Restrepo, L. F., Villaraga, M. R., Jaramillo, J. D., Farbiarz, Y., Vélez, A. F., Rendón, D. A., Ángel, F. P., Lalinde, C. P., Correa, F. J., y Betancur, G. (2007). *Microzonificación y evaluación del riesgo sísmico del Valle de Aburrá*. Medellín, Antioquia, Area Metropolitana del Valle de Aburrá.
- Richter, C. F. (1958). *Elementary Seismology*, San Francisco, Ca, W.H. Freeman.
- Romero, O. M., Jaques, C. y Castro, R. R. (2004). Análisis de la Sismicidad detectada por la red sismológica del noreste de Sonora. *GEOS*, 24, 230.
- Sbar, M. L., DuBois, S. M. (1984). Attenuation of intensity for the 1887 northern Sonora, Mexico earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 2613-2628.
- Sherbaum, F., Cotton, F. & Smit, P. (2004). On the use of response spectral-reference data for the selection and ranking of ground-motion models for seismic-hazard analysis

in regions of moderate seismicity: the case of rock motion. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2164–2185.

Solov'ev, S. L. (1965). Seismicity of Sakhalin. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 43, 95-102.

Suter, M., Contreras, J. (2002). Active Tectonics of Northeastern Sonora, Mexico (Southern Basin and Range Province) and the 3 May 1887 Mw 7.4 earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 581-589.

Suter, M. (2006). Contemporary studies of the 3 May 1887 MW 7.5 Sonora, Mexico (Basin and Range province) earthquake. *Seismological Research Letters*, 77, 134-147.

Tabares, L. M., Mora, H. y Salcedo, E. de J. (1999). Actividad sísmica y tasa de deformación sismotectónica en la zona del Viejo Caldas, Colombia. *Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 23, 359–373.

Taboada, A., Dimaté, C. y Fuenzalinda, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*, 10, 111–147.

Taboada, A. L., Rivera, A., Fuenzalinda, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., & Olaya, J. (2000). Geodynamics of northern Andes: subduction and intra-continental deformation (Colombia), *Tectonics*, 19, 787–813.

Trombetti, T., Gasparini, G., & Silvestri, S. (2004). Statistical characterization of the seismic action (PGA and PGV) for performance based seismic design. In: Jaiswal, O. R., & Jain, S. K. (Eds.), *Proceedings of the 13th Conference on Earthquake Engineering*. (pp. 1-14). Vancouver, British Columbia, International Association for Earthquake Engineering.

Tsumura, K. (1967). Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 45, 7-18.

Tuvè, T., Bianco, F., Ibáñez, J., Patané, D., Del Pezzo, E., & Bottari, A. (2006). Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy). *Tectonophysics*, 421, 173-185.

Vargas, C. A., Pujades, J. G., & Montes, L. (2007). Seismic structure of south-central Andes of Colombia by tomographic inversion. *Geofísica Internacional*, 44, 117–127.

Wells, D. L., Coopersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974–1002.

York, D. (1969). Least-squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, 5, 320-324.

ANEXO A

Tabla A-1. Fecha, hora y magnitudes estimadas para cada registro horizontal usando el software SEISAN.

Nro Evento	Fecha	Hora	Estacion														
			ARI	ARI	BAC	BAC	CUM	CUM	DIV	DIV	ELO	ELO	OJO	OJO			
1	19/05/2003	8:51:28															
2	25/07/2003	7:53:12										1.9	1.9				
3	28/07/2003	02:39:41			2.3	2.3						2.2	2.2				
4	11/08/2003	06:59:45										1.8	1.8				
5	20/12/2003	11:34:54										1	0.8				
6	05/02/2004	14:11:05										1.4	1				
7	06/02/2004	10:01:07			3.2	2.9											
8	11/03/2004	05:54:11															
9	06/06/2004	10:47:06			2.9	3.2						3.5	3.6	3.4	3.5		
10	25/06/2004	12:24:02			2.3	2.3											
11	04/10/2004	09:33:25			2.3	2.4	3.1	3.5	2.2	2.2	2.6	2.6					
12	04/10/2004	09:40:12							1.4	1.5							
13	04/10/2004	09:43:18					2.1	2.4	1.3	1.3							
14	04/10/2004	09:51:00			1.2	1.3					1.5	1.5					
15	04/10/2004	10:06:25			2	1.7	2.3	2.7	1.6	1.5							
16	04/10/2004	10:13:59			1.7	1.8			1.2	1.3							
17	04/10/2004	10:23:53			1.6	1.6	2.6	2.3	1.4	1.4	1.8	1.8					
18	04/10/2004	11:31:53			1.5	1.5	2.4	2.4			1.6	1.7					
19	04/10/2004	11:35:17					1.8	2.1	1.3	1.4							
20	04/10/2004	17:08:56			1.1	1.2	2.1	2.1									
21	26/10/2004	17:30:17	1	1	1.1	1.1	1.6	1.6	1.1	1.1							
22	28/10/2004	02:23:05			2.1	2.2	3	3	2.6	2.6							
23	28/10/2004	02:29:18			1.4	1.5	2	2.1	1.8	2.4							
24	05/11/2004	22:13:13			1.8	1.9											
25	14/11/2004	00:47:09			0.7	0.5			0.7	0.7							
26	01/12/2004	09:52:48			0.5	0.5			0.6	0.6							
27	03/12/2004	05:32:21	1.3	1.4	1.6	1.7	2.1	2.2	1.9	1.9							
28	03/12/2004	09:10:01	1.4	1.5	1.5	1.6	2.4	2.4	2	2	1.7	1.8					
29	06/12/2004	16:14:39			1.6	1.6	2	2.1	1.3	1.6							
30	18/12/2004	19:11:59			1.4	1.4			1	1.1							
31	02/01/2005	11:37:33							1.8	1.8							
32	08/01/2005	01:22:14							1.1	1.2							
33	10/01/2005	12:43:19															
34	10/02/2005	15:34:11			1.4	1.7	1.7	2.1			1.6	1.6					
35	24/03/2005	16:49:34					2.6	2.7			2	2					
36	05/07/2005	05:27:26	0.7	0.7			1.2	1.2	0.7	0.7							
37	27/09/2005	12:30:25	1.1	1.4	1.2	1.2			1.1	1.2							
38	28/10/2005	14:27:04	0.4	0.5	0.6	0.6											
39	30/10/2005	11:03:59	0.4	0.4	0.6	0.6			0.7	0.7							
40	10/11/2005	11:56:01	1.4	1.4			1.9	2									
41	10/11/2005	21:17:29	1.5	1.5			1.8	1.9	1.3	1.3							
42	16/11/2005	04:17:40	1.2	1.3	1.2	1.7	1.5	1.8	1.3	1.6							
43	16/12/2005	03:17:05	0.7	0.7	1.6	1.7	1.5	1.6	0.9	1							
44	02/01/2006	02:20:03	1.2	1.3	1.6	1.6											
45	05/01/2006	22:21:31	0.4	0.8													
46	06/01/2006	18:56:00									1.4	1.5					
47	16/01/2006	07:20:44	0.9	0.9			0.9	1									
48	20/01/2006	22:07:44									1	1					
49	28/03/2006	09:19:41					1.5	1.8	1.1	1.1							
50	16/05/2006	23:47:05															
51	17/05/2006	05:34:21			2	2.1			1	1.1	1.7	2					
52	29/06/2006	09:46:47	0.9	1							0.7	0.7					
53	02/08/2006	22:05:30	1.4	1.5													
54	05/08/2006	12:33:26	1.5	1.6	1.8	1.8											
55	13/10/2006	04:23:38					1.6	1.7			0.8	0.8					
56	19/10/2006	18:00.2							0.9	0.7							
57	21/02/2007	13:45:28			1.8	1.8	1.6	1.7			0.7	0.8					
58	16/06/2007	18:53:49			1.5	1.6	1.9	2			1.4	1.5					

Tabla A-1 (continuación).

Nro Evento	Fecha	Hora	Estacion												
			HUA	HUA	MOC	MOC	MOR	MOR	NAC	NAC	OAX	OAX	SMG	SMG	
1	19/05/2003	8:51:28					1.4					1.3	1.5		
2	25/07/2003	7:53:12					1.3	1.5							
3	28/07/2003	02:39:41					2	2.1	1.8	1.9					
4	11/08/2003	06:59:45					1.7	1.7	1.6	1.6					
5	20/12/2003	11:34:54						1.1			0.8	0.8			
6	05/02/2004	14:11:05							1.9	2	1.1	1.2			
7	06/02/2004	10:01:07			2.8	2.5	2.7	3.2	3.4	3.4	3.1	3.1	3.2	3.2	
8	11/03/2004	05:54:11					0.8	1.4	1.9	1.6	1.2	1.3			
9	06/06/2004	10:47:06			3.5	3.5			3.8	3.9	3.6	3.6			
10	25/06/2004	12:24:02			2.5	2.6			3.1	3.1	2.8	3.1			
11	04/10/2004	09:33:25			2.5	2.5			2.9	3.2	2.7	3.2			
12	04/10/2004	09:40:12							2.3		1.7	2.2			
13	04/10/2004	09:43:18							2.2	1.9	1.5	1.9			
14	04/10/2004	09:51:00			1.5	1.6			2	1.7	2	1.5			
15	04/10/2004	10:06:25			1.9	1.9			2.3	2.5	2.2	2			
16	04/10/2004	10:13:59							1.5	1.7	1.2	1.7			
17	04/10/2004	10:23:53			1.8	1.8			2.4	2.1	2	2.5			
18	04/10/2004	11:31:53			1.5	1.5			2.2	1.9	1.7	2.3			
19	04/10/2004	11:35:17							1.9	1.9	1.7	2.2			
20	04/10/2004	17:08:56							2	1.7	1.5	2.1			
21	26/10/2004	17:30:17							1.5	1.5	1.1	1.1			
22	28/10/2004	02:23:05			2.5	2.5			2.6	2.7	1.9	1.9			
23	28/10/2004	02:29:18			1.7	1.8			1.9	1.9	1.2				
24	05/11/2004	22:13:13			1.8	1.8			2.5	2.5	2.1	2.1			
25	14/11/2004	00:47:09			0.9	0.9									
26	01/12/2004	09:52:48			0.9	0.9									
27	03/12/2004	05:32:21	2.4	2.4	1.8	1.9			1.8	1.8	1.3	1.4			
28	03/12/2004	09:10:01	2.4	2.4	1.9	2			2.1	2.1	1.4	1.4			
29	06/12/2004	16:14:39			1.9	1.9			1.9	2.2					
30	18/12/2004	19:11:59			1.4	1.5			1.6	1.6					
31	02/01/2005	11:37:33			1.7	1.7			1.8	1.8					
32	08/01/2005	01:22:14							1.6	1.7	1.3	1.4			
33	10/01/2005	12:43:19			1.8	1.9			1.7	2	1.5	1.6			
34	10/02/2005	15:34:11							1.9	1.9					
35	24/03/2005	16:49:34	3.2	3.2	2.1	2.2			2.6	2.6	2.1	2.1			
36	05/07/2005	05:27:26			0.9	0.9									
37	27/09/2005	12:30:25	1.9	1.9	1.3	1.3					1.4	1.4			
38	28/10/2005	14:27:04													
39	30/10/2005	11:03:59													
40	10/11/2005	11:56:01							1.9	1.9	1.6	1.6			
41	10/11/2005	21:17:29							1.6	1.6					
42	16/11/2005	04:17:40	2.3	2.6							1.8	1.8			
43	16/12/2005	03:17:05	2	2					1.5	1.8					
44	02/01/2006	02:20:03	1.4	1.4	1.2	1.2			1.3	1.3	1.3	1.3			
45	05/01/2006	22:21:31	1.5	2					0.9	1	0.9	1.3			
46	06/01/2006	18:56:00							1.7	1.7	1.1	1.4			
47	16/01/2006	07:20:44	1.2	1.3							0.7	0.7			
48	20/01/2006	22:07:44									1.2	1.2			
49	28/03/2006	09:19:41	1.9	1.9	1.3	1.3					1.9	2			
50	16/05/2006	23:47:05	1.8	1.8					1.5	1.5	1.4	1.5			
51	17/05/2006	05:34:21	2.6	2.7	1.2	1.5			1.6	1.6	1.3	1.4			
52	29/06/2006	09:46:47	1.4	1.5					1.1	1.1					
53	02/08/2006	22:05:30							1.6	1.7					
54	05/08/2006	12:33:26	1.8	1.9					1.9	1.9					
55	13/10/2006	04:23:38	1.7	1.7											
56	19/10/2006	18:00:2	0.9	1.6					1	1					
57	21/02/2007	13:45:28	1.5						1.5	1.5					
58	16/06/2007	18:53:49			1.2	1.3			2.1	2.1					

ANEXO B

Tabla B-1. Fecha, hora y duraciones estimadas para cada registro horizontal.

Nro. Evento	Fecha	Hora	Estacion												
			ARI	BAC	CUM	DIV	ELO	HUA	MOC	MOR	NAC	OAX	OJO	SMG	
1	19/05/2003	8:51:28								24.8	21.9				
2	25/07/2003	7:53:12						41.2		31.0	42.0				
3	28/07/2003	02:39:41		55.1				85.0		81.0	41.0	71.0			
4	11/08/2003	06:59:45						35.0			34.1	38.8			
5	20/12/2003	11:34:54									17.9		17.5		
6	05/02/2004	14:11:05						29.2				29.2	29.1		
7	06/02/2004	10:01:07		75.0				87.0		82.0	86.0	71.0	80.0		86.0
8	11/03/2004	05:54:11									31.4	33.7	30.7		
9	06/06/2004	10:47:06		91.0				78.0		92.0		72.0	82.0	76.0	
10	25/06/2004	12:24:02		38.0						48.0		44.0	56.0		
11	04/10/2004	09:33:25		90.0	82.4	93.0	93.0					74.0	76.0		
12	04/10/2004	09:40:12				32.4				31.7			30.4		
13	04/10/2004	09:43:18			25.8	26.9				31.4		26.6	29.8		
14	04/10/2004	09:51:00		30.5	27.9	29.6	24.3			33.4		25.3	31.7		
15	04/10/2004	10:06:25		38.5	35.7	28.0						44.0	46.0		
16	04/10/2004	10:13:59			22.4	19.9				18.0		20.4	24.8		
17	04/10/2004	10:23:53		35.6	36.5	39.0	32.3			41.8		38.4	42.5		
18	04/10/2004	11:31:53		31.2	32.4	34.7	34.6			32.6		30.4	30.4		
19	04/10/2004	11:35:17			28.9	25.3				25.6		23.5	28.4		
20	04/10/2004	17:08:56		24.5	21.1	21.9				19.7		24.9	21.6		
21	26/10/2004	17:30:17			23.7	24.6									
22	28/10/2004	02:23:05		77.7	49.9	76.0				71.0		42.0	71.0		
23	28/10/2004	02:29:18		36.0	37.1	34.5				36.4		33.4	38.3		
24	05/11/2004	22:13:13		72.7		43.3				48.0		58.0	30.0		
25	14/11/2004	00:47:09		14.4		19.9				12.2					
26	01/12/2004	09:52:48		12.9		20.6				9.3					
27	03/12/2004	05:32:21	37.5	36.3	49.8	45.4		36.8	37.2			40.6	45.4		
28	03/12/2004	09:10:01	33.5	36.2	38.3	38.4	29.1	40.5	36.7			37.1	38.4		
29	06/12/2004	16:14:39		16.1		31.4				24.9		30.1			
30	18/12/2004	19:11:59		23.0						30.5		22.3			
31	02/01/2005	11:37:33					17.6			36.7		28.9			
32	08/01/2005	01:22:14					24.9					27.8	18.2		
33	10/01/2005	12:43:19								33.6		28.5	30.0		
34	10/02/2005	15:34:11		23.8	33.1			30.2				26.1			
35	24/03/2005	16:49:34						37.0		33.0		38.0	32.0		
36	05/07/2005	05:27:26	17.2		22.7	22.6				15.0					
37	27/09/2005	12:30:25	28.6	22.0		28.4		29.3	25.6				29.1		
38	28/10/2005	14:27:04	14.4	10.4		14.4									
39	30/10/2005	11:03:59	15.7	14.2		17.2									
40	10/11/2005	11:56:01	27.8		38.0	33.4				24.0		34.3	30.5		
41	10/11/2005	21:17:29	27.7		30.4	36.6				19.3		39.7			
42	16/11/2005	04:17:40	29.9	19.6	32.5	31.1	20.9	24.2	23.9			28.7	26.9		
43	16/12/2005	03:17:05	29.0		25.2	31.9		28.0	23.7			27.2			
44	02/01/2006	02:20:03	33.0	30.3	21.8	37.3		15.2	33.5			32.8	30.5		
45	05/01/2006	22:21:31	14.6					18.8				14.9			
46	06/01/2006	18:56:00						32.6		43.5		41.9	39.4		
47	16/01/2006	07:20:44	16.1		16.7				23.5				15.9		
48	20/01/2006	22:07:44						8.3							
49	28/03/2006	09:19:41			33.8	37.8				38.7			19.1		
50	16/05/2006	23:47:05				37.2		29.0				33.5	29.5		
51	17/05/2006	05:34:21		42.3		46.0	44.3	33.2	48.8			42.2	53.2		
52	29/06/2006	09:46:47	20.4			24.0	19.2	25.6	17.3			34.8			
53	02/08/2006	22:05:30	30.2									28.9			
54	05/08/2006	12:33:26	45.4	49.5		48.8	46.6	41.2				39.8			
55	13/10/2006	04:23:38					24.2	23.6				24.6			
56	19/10/2006	18:00:2				38.4		22.6				24.9			
57	21/02/2007	13:45:28		26.5	36.2	32.3	24.6	27.3	24.6			34.6			
58	16/06/2007	18:53:49		51.4	44.2			45.1				34.6			

ANEXO C

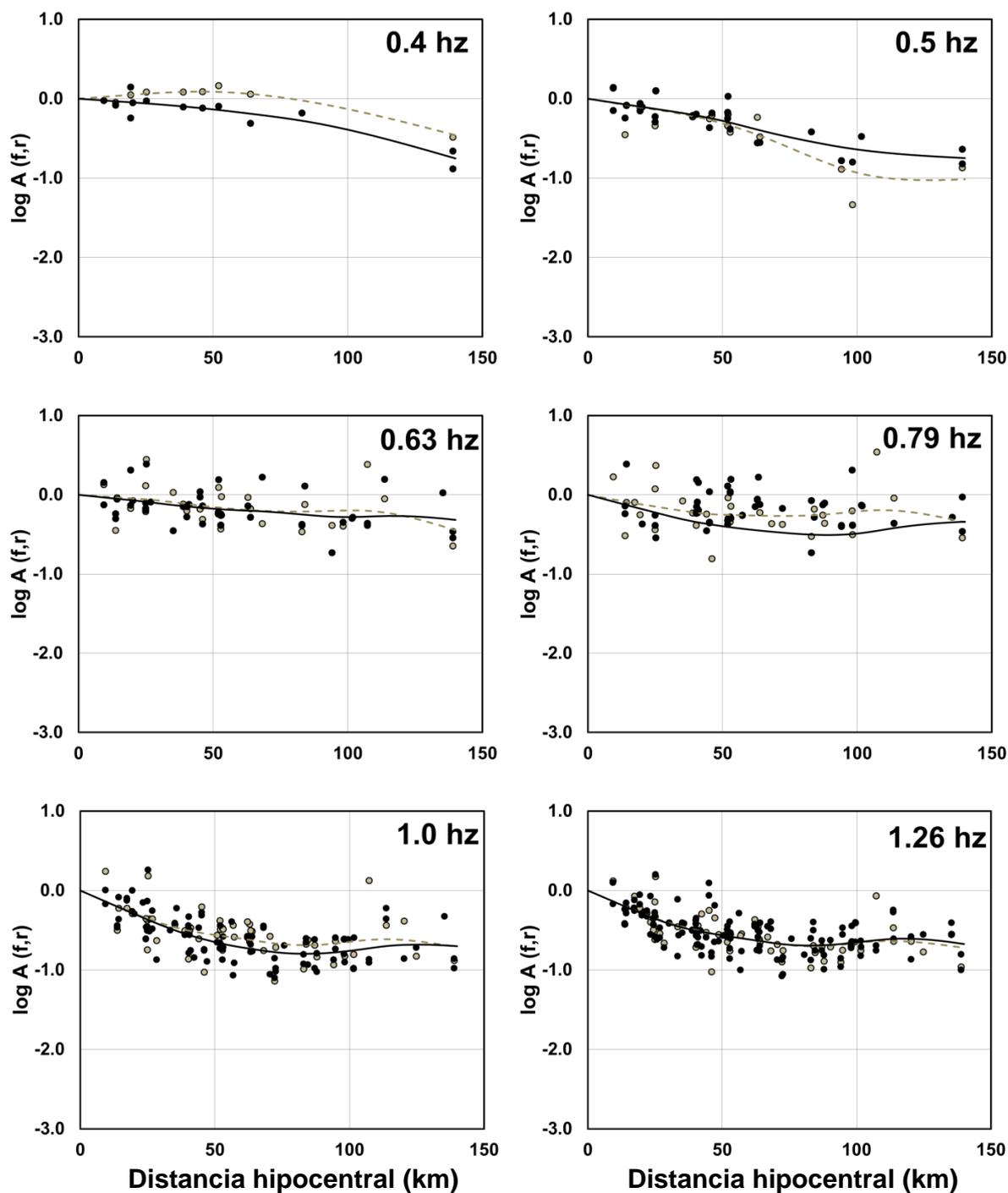


Figura C-1. Funciones de atenuación para las 23 frecuencias estudiadas. Los círculos negros y grises corresponden a las amplitudes espectrales horizontales y verticales de ondas S, respectivamente, para todas las magnitudes. Las líneas negras continuas y las grises discontinuas corresponden a las funciones de atenuación encontradas para las amplitudes espectrales horizontales y verticales, respectivamente.

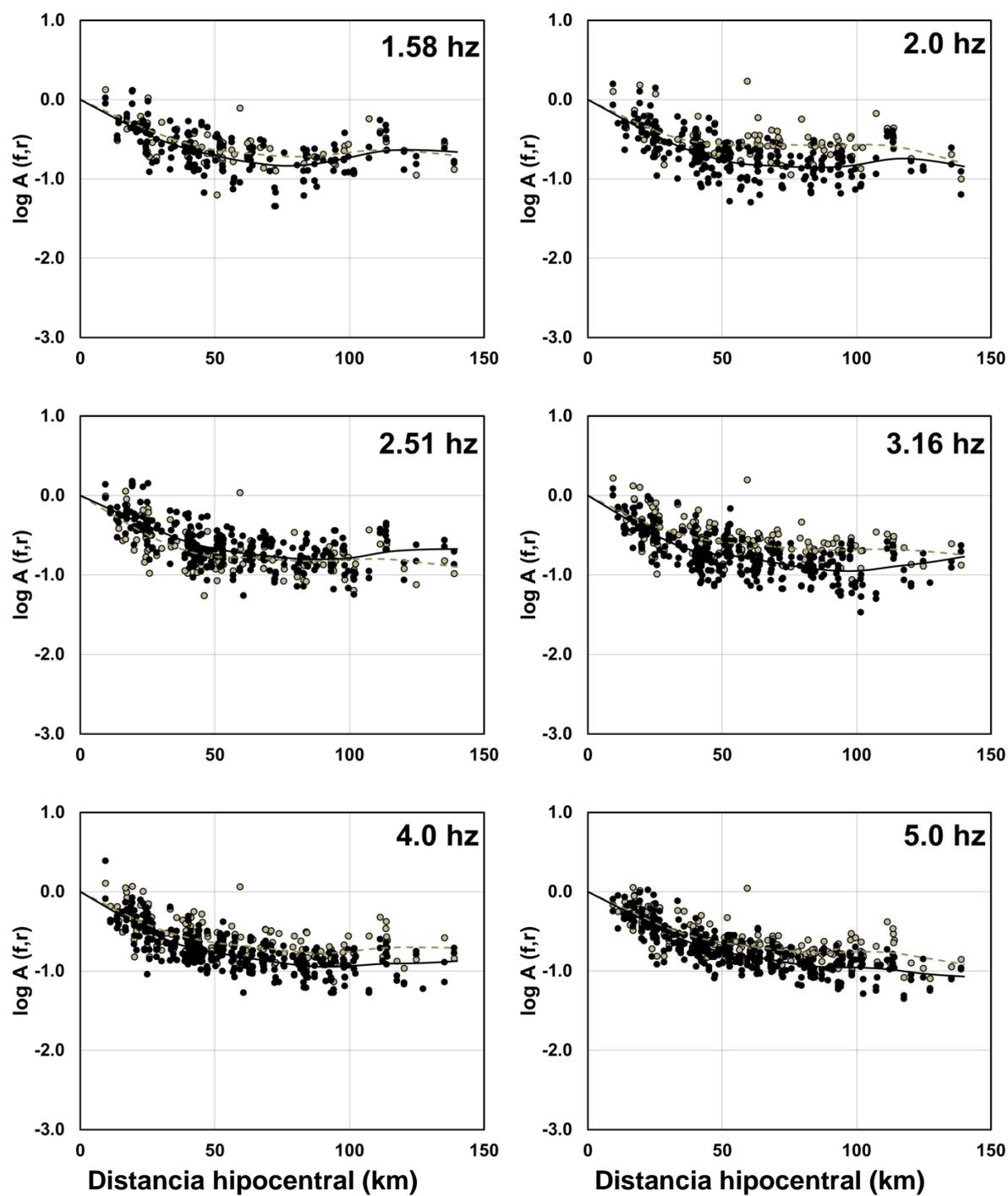


Figura C-1. (Continuación)

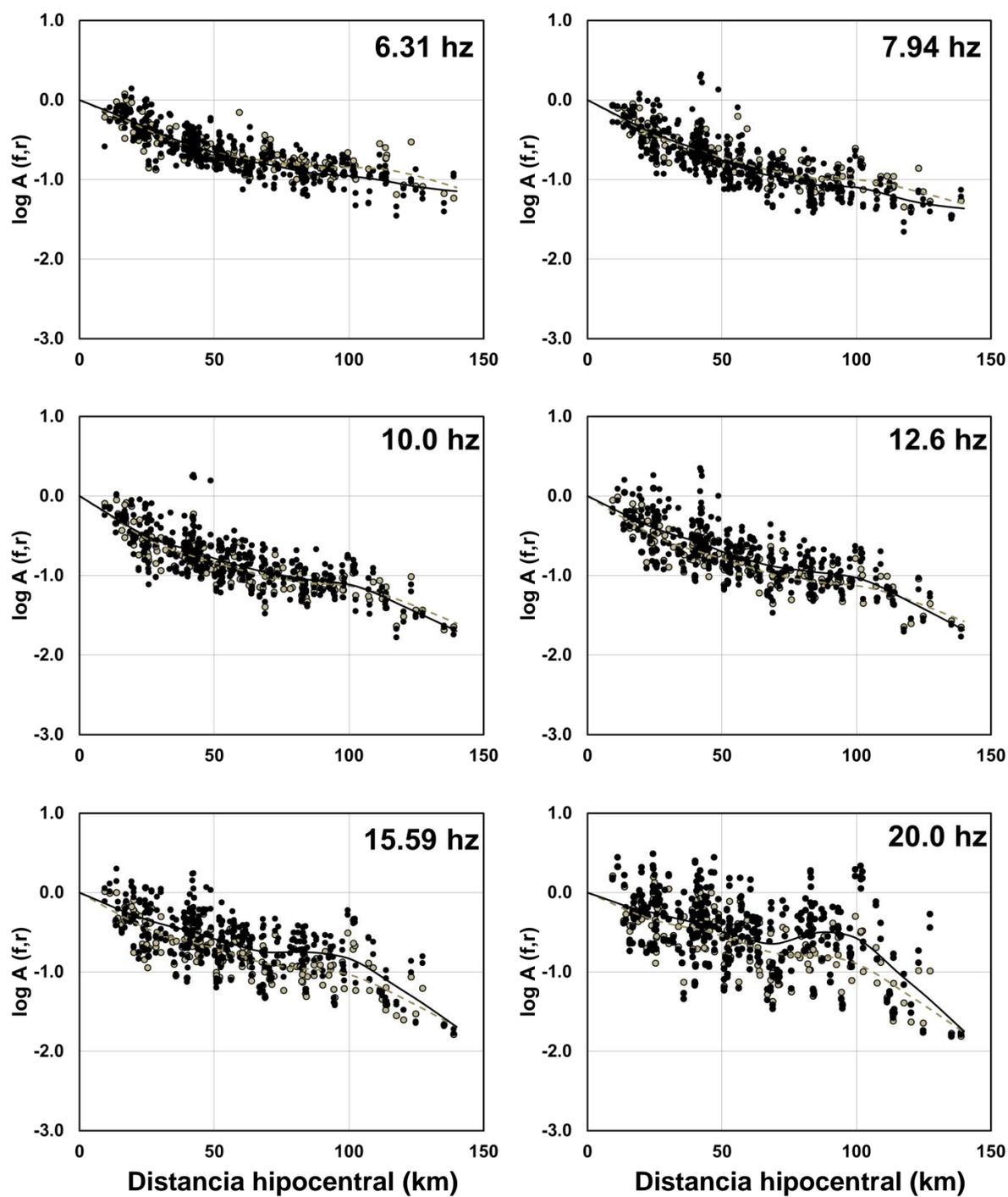


Figura C-1. (Continuación)

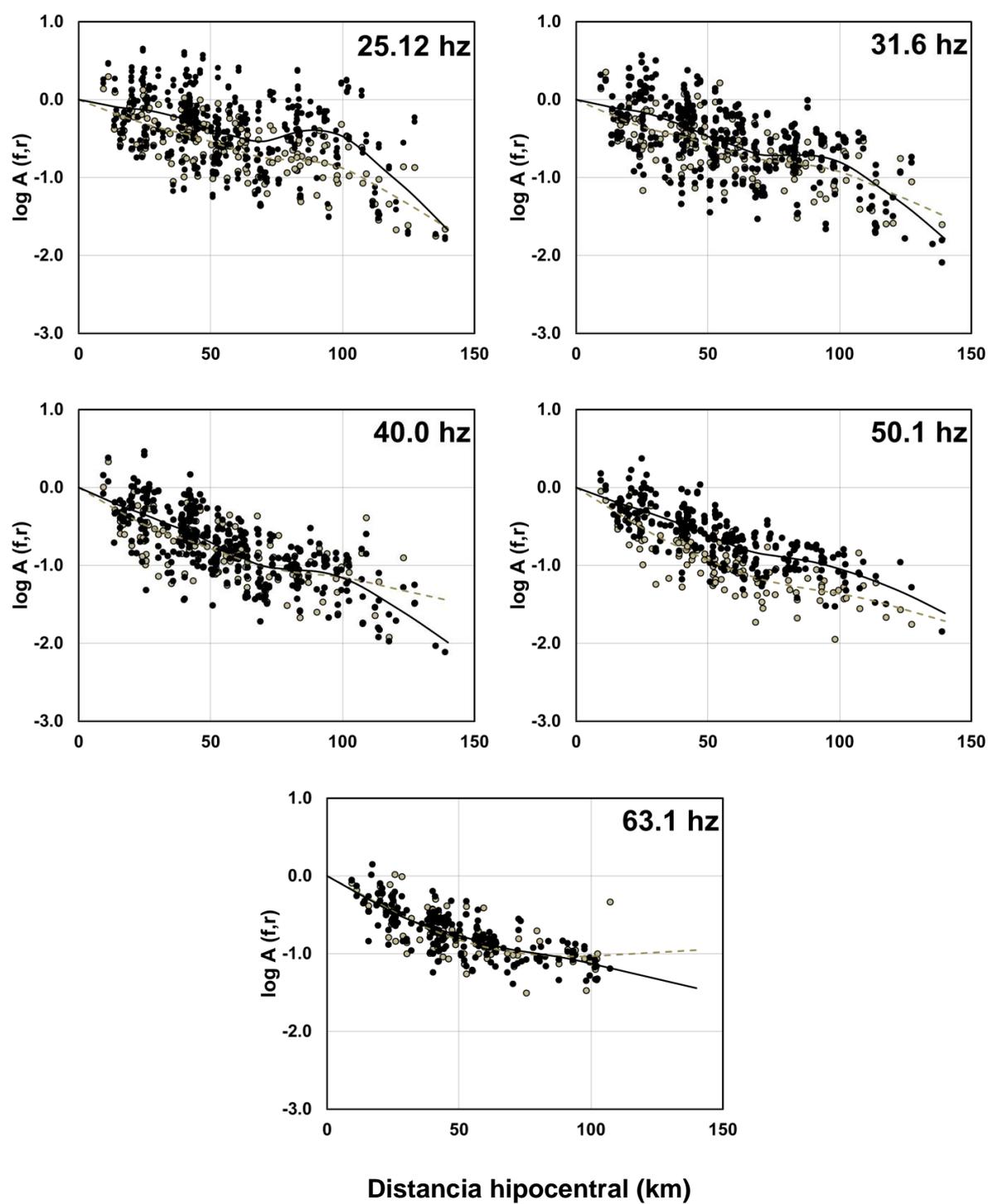


Figura C-1. (Continuación)

Tabla C-1. Funciones de atenuación horizontales tabuladas para las 23 frecuencias estudiadas

Funciones de atenuación de amplitudes espectrales horizontales																							
Distancia hipocentral (km)	Frecuencia (hz)																						
	0.40	0.50	0.63	0.79	1.00	1.26	1.58	2.00	2.51	3.16	3.98	5.01	6.31	7.94	10.00	12.59	15.85	19.95	25.12	31.62	39.81	50.12	63.10
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	-0.012	-0.026	-0.017	-0.045	-0.074	-0.073	-0.090	-0.078	-0.102	-0.100	-0.078	-0.067	-0.087	-0.105	-0.084	-0.073	-0.060	-0.033	-0.036	-0.075	-0.062	-0.096	-0.096
10	-0.023	-0.052	-0.035	-0.090	-0.148	-0.145	-0.180	-0.186	-0.156	-0.205	-0.199	-0.156	-0.174	-0.210	-0.169	-0.145	-0.119	-0.066	-0.072	-0.149	-0.124	-0.191	-0.191
15	-0.035	-0.078	-0.052	-0.136	-0.221	-0.218	-0.270	-0.279	-0.233	-0.307	-0.299	-0.234	-0.202	-0.261	-0.315	-0.253	-0.218	-0.179	-0.099	-0.108	-0.224	-0.186	-0.287
20	-0.047	-0.103	-0.069	-0.179	-0.294	-0.288	-0.357	-0.367	-0.308	-0.405	-0.395	-0.313	-0.275	-0.348	-0.418	-0.334	-0.284	-0.222	-0.115	-0.132	-0.287	-0.241	-0.379
25	-0.059	-0.128	-0.088	-0.224	-0.366	-0.355	-0.440	-0.453	-0.382	-0.496	-0.487	-0.391	-0.349	-0.426	-0.506	-0.405	-0.342	-0.259	-0.131	-0.160	-0.348	-0.293	-0.469
30	-0.072	-0.153	-0.109	-0.267	-0.435	-0.415	-0.511	-0.532	-0.456	-0.579	-0.574	-0.462	-0.424	-0.492	-0.574	-0.466	-0.393	-0.300	-0.162	-0.206	-0.416	-0.353	-0.548
35	-0.086	-0.180	-0.129	-0.308	-0.498	-0.465	-0.571	-0.603	-0.525	-0.648	-0.644	-0.521	-0.491	-0.551	-0.625	-0.518	-0.436	-0.342	-0.204	-0.265	-0.486	-0.413	-0.613
40	-0.101	-0.209	-0.147	-0.343	-0.556	-0.505	-0.622	-0.667	-0.587	-0.701	-0.699	-0.570	-0.551	-0.610	-0.668	-0.567	-0.473	-0.378	-0.249	-0.325	-0.548	-0.473	-0.668
45	-0.117	-0.242	-0.161	-0.371	-0.605	-0.535	-0.666	-0.719	-0.634	-0.729	-0.737	-0.610	-0.609	-0.684	-0.725	-0.630	-0.524	-0.428	-0.312	-0.396	-0.621	-0.538	-0.718
50	-0.134	-0.278	-0.175	-0.396	-0.649	-0.564	-0.704	-0.762	-0.669	-0.744	-0.765	-0.640	-0.660	-0.758	-0.784	-0.699	-0.584	-0.492	-0.385	-0.473	-0.706	-0.610	-0.768
55	-0.153	-0.320	-0.187	-0.419	-0.686	-0.591	-0.742	-0.798	-0.699	-0.764	-0.793	-0.665	-0.708	-0.824	-0.835	-0.756	-0.631	-0.538	-0.434	-0.530	-0.784	-0.680	-0.815
60	-0.173	-0.364	-0.196	-0.438	-0.716	-0.615	-0.773	-0.819	-0.725	-0.793	-0.824	-0.685	-0.749	-0.882	-0.881	-0.805	-0.678	-0.587	-0.478	-0.589	-0.867	-0.749	-0.864
65	-0.194	-0.407	-0.203	-0.456	-0.742	-0.640	-0.798	-0.829	-0.743	-0.821	-0.850	-0.707	-0.782	-0.929	-0.927	-0.853	-0.725	-0.633	-0.522	-0.656	-0.949	-0.809	-0.910
70	-0.215	-0.448	-0.212	-0.471	-0.767	-0.665	-0.821	-0.836	-0.761	-0.848	-0.873	-0.727	-0.811	-0.965	-0.964	-0.891	-0.752	-0.645	-0.535	-0.707	-1.009	-0.850	-0.948
75	-0.237	-0.486	-0.224	-0.486	-0.785	-0.683	-0.834	-0.846	-0.780	-0.877	-0.899	-0.744	-0.845	-1.002	-0.996	-0.915	-0.753	-0.604	-0.496	-0.716	-1.056	-0.874	-0.974
80	-0.261	-0.521	-0.239	-0.497	-0.794	-0.691	-0.833	-0.853	-0.794	-0.905	-0.922	-0.758	-0.881	-1.038	-1.026	-0.936	-0.748	-0.547	-0.441	-0.711	-1.051	-0.900	-1.000
85	-0.288	-0.554	-0.254	-0.505	-0.796	-0.691	-0.820	-0.855	-0.801	-0.927	-0.939	-0.766	-0.912	-1.068	-1.053	-0.958	-0.752	-0.507	-0.402	-0.710	-1.064	-0.926	-1.025
90	-0.319	-0.586	-0.268	-0.507	-0.790	-0.684	-0.797	-0.853	-0.802	-0.941	-0.945	-0.768	-0.930	-1.079	-1.069	-0.975	-0.764	-0.499	-0.393	-0.717	-1.076	-0.957	-1.054
95	-0.353	-0.615	-0.277	-0.502	-0.777	-0.670	-0.766	-0.843	-0.798	-0.950	-0.945	-0.765	-0.942	-1.086	-1.085	-0.996	-0.790	-0.522	-0.415	-0.747	-1.108	-0.998	-1.088
100	-0.390	-0.639	-0.280	-0.489	-0.759	-0.652	-0.730	-0.823	-0.787	-0.949	-0.936	-0.759	-0.955	-1.098	-1.111	-1.028	-0.831	-0.576	-0.470	-0.801	-1.160	-1.046	-1.127
105	-0.429	-0.661	-0.277	-0.467	-0.738	-0.633	-0.692	-0.792	-0.762	-0.935	-0.926	-0.757	-0.974	-1.131	-1.159	-1.083	-0.908	-0.687	-0.579	-0.888	-1.233	-1.099	-1.167
110	-0.471	-0.679	-0.272	-0.440	-0.714	-0.617	-0.659	-0.762	-0.731	-0.912	-0.913	-0.762	-0.997	-1.175	-1.225	-1.158	-1.012	-0.837	-0.725	-1.001	-1.326	-1.158	-1.206
115	-0.515	-0.694	-0.267	-0.413	-0.695	-0.606	-0.639	-0.744	-0.705	-0.889	-0.906	-0.777	-1.026	-1.224	-1.302	-1.245	-1.124	-0.995	-0.878	-1.122	-1.430	-1.222	-1.246
120	-0.561	-0.708	-0.268	-0.390	-0.684	-0.607	-0.633	-0.745	-0.691	-0.871	-0.905	-0.803	-1.058	-1.267	-1.383	-1.333	-1.234	-1.140	-1.023	-1.240	-1.536	-1.290	-1.285
125	-0.607	-0.719	-0.274	-0.372	-0.681	-0.614	-0.634	-0.759	-0.682	-0.850	-0.901	-0.831	-1.086	-1.300	-1.460	-1.418	-1.341	-1.281	-1.169	-1.362	-1.642	-1.363	-1.325
130	-0.655	-0.729	-0.284	-0.358	-0.682	-0.629	-0.640	-0.781	-0.677	-0.826	-0.895	-0.859	-1.110	-1.326	-1.539	-1.506	-1.455	-1.432	-1.331	-1.497	-1.754	-1.443	-1.364
135	-0.703	-0.739	-0.298	-0.347	-0.689	-0.649	-0.649	-0.810	-0.675	-0.799	-0.885	-0.887	-1.130	-1.346	-1.618	-1.595	-1.573	-1.589	-1.501	-1.640	-1.871	-1.527	-1.404
140	-0.752	-0.748	-0.316	-0.339	-0.700	-0.673	-0.660	-0.843	-0.674	-0.770	-0.874	-0.914	-1.146	-1.363	-1.698	-1.685	-1.692	-1.747	-1.674	-1.787	-1.989	-1.614	-1.443

Tabla C-2. Funciones de atenuación verticales tabuladas para las 23 frecuencias estudiadas

Funciones de atenuación de amplitudes espectrales verticales																							
Distancia hipocentral (km)	Frecuencia (hz)																						
	0.40	0.50	0.63	0.79	1.00	1.26	1.58	2.00	2.51	3.16	3.98	5.01	6.31	7.94	10.00	12.59	15.85	19.95	25.12	31.62	39.81	50.12	63.10
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
5	0.013	-0.028	-0.012	-0.031	-0.073	-0.072	-0.077	-0.080	-0.101	-0.082	-0.085	-0.078	-0.074	-0.093	-0.111	-0.104	-0.094	-0.075	-0.065	-0.074	-0.100	-0.105	-0.091
10	0.026	-0.057	-0.023	-0.062	-0.147	-0.143	-0.153	-0.161	-0.202	-0.164	-0.170	-0.156	-0.149	-0.186	-0.221	-0.208	-0.188	-0.150	-0.131	-0.148	-0.200	-0.209	-0.182
15	0.038	-0.085	-0.035	-0.093	-0.220	-0.215	-0.230	-0.241	-0.304	-0.246	-0.255	-0.234	-0.223	-0.279	-0.332	-0.312	-0.281	-0.225	-0.196	-0.223	-0.300	-0.314	-0.273
20	0.051	-0.111	-0.045	-0.121	-0.289	-0.284	-0.303	-0.319	-0.403	-0.324	-0.337	-0.313	-0.300	-0.369	-0.440	-0.413	-0.371	-0.292	-0.255	-0.289	-0.393	-0.416	-0.363
25	0.063	-0.137	-0.057	-0.148	-0.354	-0.348	-0.376	-0.391	-0.496	-0.392	-0.413	-0.391	-0.373	-0.451	-0.539	-0.503	-0.453	-0.348	-0.309	-0.348	-0.479	-0.518	-0.455
30	0.073	-0.164	-0.073	-0.175	-0.412	-0.405	-0.443	-0.452	-0.577	-0.447	-0.480	-0.462	-0.442	-0.518	-0.619	-0.577	-0.519	-0.391	-0.358	-0.395	-0.551	-0.613	-0.543
35	0.082	-0.194	-0.092	-0.202	-0.461	-0.453	-0.503	-0.499	-0.644	-0.491	-0.533	-0.521	-0.501	-0.570	-0.683	-0.636	-0.570	-0.426	-0.400	-0.435	-0.610	-0.699	-0.624
40	0.087	-0.227	-0.114	-0.225	-0.502	-0.495	-0.556	-0.534	-0.701	-0.531	-0.577	-0.570	-0.554	-0.617	-0.735	-0.685	-0.611	-0.455	-0.437	-0.472	-0.661	-0.778	-0.697
45	0.089	-0.266	-0.135	-0.242	-0.534	-0.531	-0.600	-0.559	-0.744	-0.564	-0.614	-0.610	-0.606	-0.669	-0.787	-0.735	-0.656	-0.496	-0.484	-0.520	-0.721	-0.856	-0.764
50	0.088	-0.310	-0.154	-0.251	-0.559	-0.562	-0.634	-0.571	-0.769	-0.588	-0.642	-0.640	-0.654	-0.720	-0.837	-0.788	-0.704	-0.547	-0.540	-0.577	-0.784	-0.932	-0.823
55	0.082	-0.361	-0.171	-0.256	-0.582	-0.590	-0.655	-0.571	-0.776	-0.601	-0.662	-0.665	-0.693	-0.767	-0.884	-0.840	-0.751	-0.599	-0.593	-0.629	-0.845	-0.999	-0.872
60	0.071	-0.418	-0.184	-0.260	-0.606	-0.616	-0.670	-0.565	-0.778	-0.612	-0.679	-0.685	-0.723	-0.815	-0.930	-0.896	-0.804	-0.660	-0.649	-0.682	-0.906	-1.063	-0.914
65	0.057	-0.480	-0.195	-0.264	-0.631	-0.642	-0.686	-0.562	-0.785	-0.627	-0.697	-0.707	-0.747	-0.860	-0.974	-0.950	-0.858	-0.721	-0.704	-0.731	-0.964	-1.123	-0.951
70	0.039	-0.548	-0.204	-0.267	-0.656	-0.668	-0.702	-0.565	-0.797	-0.645	-0.715	-0.727	-0.767	-0.900	-1.012	-0.994	-0.901	-0.766	-0.743	-0.767	-1.013	-1.176	-0.980
75	0.018	-0.619	-0.209	-0.267	-0.674	-0.688	-0.714	-0.569	-0.810	-0.662	-0.736	-0.744	-0.790	-0.934	-1.044	-1.030	-0.929	-0.786	-0.762	-0.789	-1.049	-1.216	-1.001
80	-0.006	-0.690	-0.211	-0.263	-0.685	-0.700	-0.719	-0.573	-0.820	-0.674	-0.754	-0.758	-0.813	-0.964	-1.071	-1.058	-0.948	-0.793	-0.772	-0.807	-1.079	-1.252	-1.015
85	-0.034	-0.760	-0.210	-0.255	-0.688	-0.703	-0.716	-0.576	-0.825	-0.684	-0.768	-0.766	-0.831	-0.986	-1.092	-1.081	-0.963	-0.799	-0.782	-0.827	-1.101	-1.284	-1.026
90	-0.064	-0.825	-0.206	-0.242	-0.681	-0.695	-0.704	-0.575	-0.823	-0.688	-0.774	-0.768	-0.841	-0.994	-1.103	-1.095	-0.977	-0.811	-0.798	-0.848	-1.116	-1.310	-1.033
95	-0.096	-0.884	-0.201	-0.227	-0.666	-0.680	-0.686	-0.572	-0.816														

ANEXO D

Tabla D-1. Velocidades de ruptura y tiempos de ruptura empleados en el análisis de a_{rms}

Lista de Eventos RAM y RAVA								
Fecha	Hora (UTC)	Latitud	Longitud	Prof	MI	longitud de ruptura (km)	Velocidad de ruptura (km/s)	Tiempo de ruptura (s)
19/02/1997	18:25	4.62	-76.58	100.0	5.8	9.59	4.25	2.26
07/03/1997	17:28	6.72	-73.35	140.7	5.5	6.38	4.36	1.47
11/05/1997	18:17	6.81	-73.12	156.0	5.7	8.38	4.38	1.91
11/06/1997	07:07	6.8	-73.02	148.0	5.9	10.99	4.37	2.52
11/06/1997	19:11	6.82	-73.1	151.4	5.8	9.59	4.37	2.19
02/09/1997	12:13	3.96	-75.83	226.3	6.5	24.83	4.45	5.58
11/12/1997	07:56	3.98	-75.94	207.5	6.5	24.83	4.44	5.60
06/03/1998	09:37	6.28	-73.91	55.9	5.2	4.25	3.97	1.07
08/03/1998	04:59	6.26	-73.9	33.0	5.3	4.86	3.66	1.33
04/12/1998	03:39	6.82	-73.1	153.8	5.2	4.25	4.38	0.97
25/01/1999	18:19	4.43	-75.7	25.0	6.1	14.42	3.55	4.06
14/04/1999	07:25	6.81	-73.13	156.0	5.7	8.38	4.38	1.91
08/11/1999	05:51	6.87	-73.18	164.2	6.2	16.52	4.39	3.76
24/05/2008	19:20	4.4	-73.81	8.9	5.7	8.38	3.26	2.57
13/09/2008	09:32	4.98	-75.63	136.0	5.2	4.25	4.35	0.98
11/02/2009	17:17	6.85	-73.14	155.8	5.0	3.24	4.38	0.74
20/04/2009	08:54	7.81	-73.62	122.9	5.1	3.71	4.32	0.86
27/10/2009	16:25	6.8	-73.16	146.9	5.5	6.38	4.37	1.46