FUN- 042, 2012

MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PARA LA PLANIFICACIÓN URBANA Y LA GESTIÓN LOCAL DE RIESGO DE LAS CIUDADES EN LOS EJES DE DESARROLLO: CASO PILOTO GUARENAS Y GUATIRE. CONTINUACIÓN DEL PROYECTO ANTERIOR Y ESTUDIOS COMPARATIVOS EN SANTIAGO DE CUBA

Informe técnico final

Realizado por:

Michael Schmitz[1], Leonardo Álvarez[2], Grisel Morejón[2], Kenny García[1], Oscar Andrés López[1], Yelena Berenguer[2], Kenia Leyva[2], Madelin Villalón[2], Ibia Vega[2], José Gregorio Rengel[1], Antonio Aguilar[1], Iliana Aguilar[1], Leonardo Alvarado[1], Eduin Amarís[1], William Ascanio[1], Franck Audemard[1], Angel Betancourt[1], Jorge González[1], O´Leary González[2], Fernando Guasch[2], Alejandra Leal[1], Chantal Miró[1], Cecilio Morales[1], Julio Morfe[1], Florian Olbrich[1], Ricardo Oliva[2], Valentina Páez[1], Herbert Rendón[1], Luz Rodríguez[1], Romme Rojas[1], André Singer[1], Mauricio Tagliaferro[1], Maxlimer Vallée[1], Herwart Viete[1], José Zapata[2]

1) Fundación Venezolana de Investigaciones sismológicas (FUNVISIS), Caracas, Venezuela

2) Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIS), Santiago de Cuba

Requerido por:

FONDEN

Caracas, agosto 2012
©2012 FUNVISIS
Ministerio del Poder Popular para Ciencia y Tecnología

FUN – 042, 2012
CONFIDENCIAL

TABLA DE CONTENIDO

Pág.

RESUMEN iv

TABLA DE CONTENIDO vii

LISTA DE FIGURAS ix

LISTA DE TABLAS xv

CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN, SISMICIDAD Y TECTÓNICA

1.1 Introducción 01
Schmitz, M., Álvarez, L., Morejón, G., López, O.A., García, K.
1.2 Marco tectónico y geología de fallas activas 05
Rodríguez, L., Miró, C., Viete, H., Audemard, F.A., Singer, A.
1.3 Sismicidad 30
Rendón, H., Alvarado, L., Álvarez, L.
1.4 Sismicidad histórica 39
Leal, A.
1.5 Referencias Capítulo 1 47

CAPÍTULO 2: CARACTERÍSTICAS DEL SUBSUELO

2.1 Geología de la cuenca de Guarenas-Guatire 54
Rodríguez, L., Miró, C., Viete, H.
2.2 Características geofísicas someras 64
García, K., Schmitz, M.
2.3 Espesores y características de los sedimentos profundos 94
García, K., Amarís, E., Schmitz, M.,
2.4 Referencias Capítulo 2 109

CAPÍTULO 3: AMENAZA SÍSMICA REGIONAL Y MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

3.1 Amenaza sísmica local 112
Álvarez, L., López, O.A., Alvarado, L., Rendón, H.
3.2Microzonificación sísmica 151
Álvarez, L., Morfe, J., Zapata, J., Schmitz, M., González, O., Alvarado, L., Morales, C.
3.3 Referencias Capítulo 3 183

CAPÍTULO 4: VULNERABILIDAD ESTRUCTURAL

4.1 Inventario de edificaciones 186
Morejón, G., Berenguer, Y., Leyva, K., Rengel, J.G., Rojas, R., Páez, V., González, J., Villalón, M., Ascanio, W., Olbrich, F., López, O.A., González, O., Betancourt, A.

Pág.

4.2 Metodología para la evaluación de la vulnerabilidad **205**
Morejón, G., López, O.A., Berenguer, Y., Leyva, K..
4.3 Índices de vulnerabilidad **237**
Morejón, G., López, O.A., Berenguer, Y., Leyva, K., Rengel, J.G.
4.4 Referencias Capítulo 4 **255**

CAPÍTULO 5: RIESGO SÍSMICO

5.1 Diagnóstico situacional con fines de gestión de riesgos de desastres **258**
Vega, I., Guasch, F., Oliva, R., Zapata, J, Aguilar, A., Betancourt, A.
5.2 Metodología para la evaluación del riesgo sísmico **321**
Morejón, G., López, O.A., Berenguer, Y., Leyva, K., Villalón, M.
5.3 Índices de riesgo **344**
Morejón, G., Berenguer, Y., Leyva, K., Villalón, M., López, O.A.,
5.4 Referencias Capítulo 5 **356**

CAPÍTULO 6: INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN Y CONCLUSIONES

6.1 Uso de Sistemas de Información Geográficos (SIG) para la cartografía del riesgo sísmico **359**
Villalón, M., Morejón, G., Berenguer, Y., Leyva, K., García, K.
6.2 Talleres de prevención **368**
Betancourt, A., Aguilar; I.
6.3 Peligro de deslizamientos de laderas **372**
Tagliaferro, M., Aguilar; I., Oliva, R., Vallée, M.
6.4 Conclusiones y recomendaciones **406**
Schmitz, M., Álvarez, L., Morejón, G., López, O.A.
6.5 Referencias Capítulo 6 **412**

AGRADECIMIENTOS **414**

ANEXOS (en digital)

Anexos 1.1 Informes, Informes Pasantes, Presentación en congresos, Publicaciones, TEG
Anexo 3.1 Amenaza sísmica
Anexo 3.2 Microzonificación sísmica
Anexo 3.2.1 Microzonas
Anexos 4.1 Listas todas las edificaciones y fotos edif. Salud
Anexos 4.2 Programaciones y cálculos Guarenas
Anexos 4.3 Cálculos escuelas, salud y puentes
Anexos 5.1 Diagnostico situacional
Anexos 6.1 SIG
Anexos 6.3 Información respaldo deslizamientos

CAPÍTULO 3: AMENAZA SÍSMICA REGIONAL Y MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA

3.1 Amenaza sísmica local

3.1.1 Consideraciones generales

Los trabajos de estimación de la amenaza sísmica tienen como partida la respuesta a 3 preguntas:

¿Dónde ocurren los terremotos?

¿Con que fuerza y con qué frecuencia ocurren?

¿Cómo se atenúan sus efectos con la distancia?

La respuesta a cada una de esas preguntas puede ser única o múltiple, ya que la ocurrencia de terremotos no se caracteriza por seguir reglas fijas determinísticas, y sus efectos dependen de una multiplicidad de factores que hacen compleja su modelación. En caso de dar una única respuesta a cada pregunta se tendrá una estimación simple de la amenaza, algo que caracterizó los trabajos en el mundo hasta fines de los 80 del siglo pasado. Sin embargo, la realización de estimados simples por diversos autores para una misma región, a veces fuertemente divergentes, hizo necesario el tratamiento estadístico de esa posible multiplicidad de decisiones a la hora de responder a las preguntas básicas. Ese tratamiento se conoce bajo el nombre genérico de "árbol lógico de decisión" y consiste en asignar a cada combinación de "decisiones" (rama del árbol) un peso y procesar estadísticamente los resultados del árbol como un todo.

Por otra parte, el modelo comúnmente aceptado para el cálculo de la amenaza sísmica probabilística es el de Esteva-Cornell (Esteva, 1967, Cornell, 1968), el cual se encuentra implementado en el programa de cómputo denominado CRISIS2007 (Ordaz et al., 2007), que fue obtenido por cortesía del Dr. Mario Ordaz. En el anexo 3.1.1 se presenta un resumen de las consideraciones teóricas inherentes a dicho modelo, tal como está implementado en el CRISIS2007.

3.1.1.1 Antecedentes

En Venezuela se han realizado numerosos trabajos de amenaza sísmica, pero en nuestro caso solo consideraremos el realizado recientemente para el ferrocarril Caracas-Guarenas-Guatire (López et al., 2011), ya que toca directamente la región de estudio.

Ese trabajo se caracteriza por:

- Fórmulas de atenuación para espectro de amenaza uniforme (UHS) tomadas del proyecto NGA (5 casos diferentes)
- Valores de los parámetros "a" y "b" tomados de estudios anteriores
- Valores de tasas de ocurrencia de terremotos con magnitud igual o superior a un umbral (λ) para fallas, obtenidos a partir de los datos geologo-tectónicos (velocidad de deslizamiento y magnitud máxima) y normalizados a la tasa esperada de terremotos en la región
- Magnitudes máximas incrementadas en 0.5 sobre el valor que se obtiene de los estudios geólogo-tectónicos
- Uso del programa CRISIS2007; con resultados sin considerar la varianza

Según explican sus autores esas decisiones fueron tomadas para garantizar que los resultados que se obtuviesen fueran compatibles con la información de terremotos fuertes que habían afectado a la región. Debido a todo lo anterior, dicho trabajo puede considerarse en gran medida como de amenaza sísmica determinística, aunque se use un programa de cálculo típico para amenaza sísmica probabilística. Sus resultados serán usados como una calibración para parte de los que se obtienen en el presente trabajo.

El tratamiento de las fórmulas de atenuación del espectro de respuesta de amenaza uniforme en ese informe corresponde al enfoque típico del caso en que no se hayan determinado fórmulas de atenuación propias de la región de estudio. Durante el tiempo de ejecución de este proyecto no se obtuvieron registros de aceleración que pudieran usarse para realizar un trabajo de ese tipo, por lo que el análisis realizado por dichos autores mantiene su vigencia y puede ser usado sin cambios en el presente trabajo. De hecho, los cálculos en nuestro caso se hicieron usando los ficheros de datos de atenuación preparados por esos autores.

En el resto de los puntos si hay diferencias en el tratamiento dado para el trabajo del ferrocarril y para el presente trabajo. Las mismas se discutirán en detalle más adelante.

3.1.1.2 Objetivos del presente trabajo

El objetivo fundamental de este trabajo es realizar un estimado probabilístico completo de la amenaza sísmica para Guarenas-Guatire, caracterizado por las decisiones siguientes:

1. Usar las mismas fórmulas de atenuación que en el trabajo del ferrocarril
2. Estimar el parámetro "b" para la región a partir de un catálogo actualizado de terremotos
3. Estimar las tasas de ocurrencia (λ) a partir de la tasa de ocurrencia para toda la región, tanto para fallas evaluadas por datos geólogo tectónicos, como por el conteo de terremotos en "corredores" alrededor de las mismas
4. Usar la Mmax de los estudios geólogo-tectónicos con incertidumbre
5. Usar el CRISIS2007 considerando la varianza y la opción de árbol lógico con dispersiones aleatoria y epistémica

Como se ve, se decidió usar las mismas fórmulas de atenuación usadas en el trabajo del ferrocarril. Al no poderse obtener en el transcurso del proyecto valores reales de aceleración que permitiesen discriminar entre una y otra fórmula, una opción lógica era usarlas todas y asignarle pesos equivalentes en el tratamiento de árbol lógico.

En el tratamiento de la sismicidad es donde difiere nuestra propuesta de la usada en el citado informe. En primer lugar decidimos no usar parámetros de los gráficos magnitud-frecuencia determinados por otros autores sino determinarlos a partir del catálogo de terremotos existente en FUNVISIS y en segundo lugar se decidió realizar un tratamiento dual de las fuentes: como fallas caracterizadas por su velocidad de deslizamiento y como zonas caracterizadas por la sismicidad reciente.

3.1.2 Fuentes sísmicas y su tratamiento

En Venezuela existe un grado de estudio muy elevado sobre la dinámica de las fallas sismogeneradoras. Esto facilita el tratamiento de la información para la determinación de las fuentes a usar en un estimado de amenaza sísmica. Para la región central se dispone de un estudio detallado realizado por Rodríguez et al. (2010). En la figura 3.1.1 se presenta un esquema de ubicación de las fallas, y en la tabla 3.1.1 se presentan los parámetros correspondientes a las mismas (tomados ambos de ese trabajo).

El tratamiento de las fuentes como fallas asume que toda la sismicidad está concentrada a lo largo de su trazado con una distribución uniforme en longitud, mientras que el tratamiento como zonas

asume que la sismicidad está espacialmente distribuida de manera uniforme en toda la zona. El uso de uno u otro puede tener implicaciones fuertes en el caso de que se realicen estimaciones puntuales para sitios ubicados dentro de zonas o en la cercanía de fallas. Lo cierto es que no se puede estar seguros de donde van a a ocurrir los terremotos. La hipótesis de que ocurran en las fallas implica considerar como fuente el trazado en superficie de las mismas, que no tiene por que coincidir con las condiciones a 15 o 20 Km de profundidad, mientras que la de considerarla en fuentes, implica "diluir" la ubicación de la fuente y puede llegar a estar bajo el mismo sitio. Es difícil la elección unívoca del modelo de fuentes, por lo que se decidió considerar ambos casos

Para el caso de las fuentes como fallas se tomaron las de la figura 3.1.1, mientras que para el tratamiento como zonas se trazaron "corredores" a lo largo de cada una de ellas tratando de no dejar espacios vacíos entre diferentes fallas de forma de cubrir con zonas toda la región de estudio. Fueron delimitadas 22 zonas. Por la gran profusión de fallas presentes en la región algunas se unieron en una misma zona. En la figura. 3.2.2 se presenta el esquema obtenido.

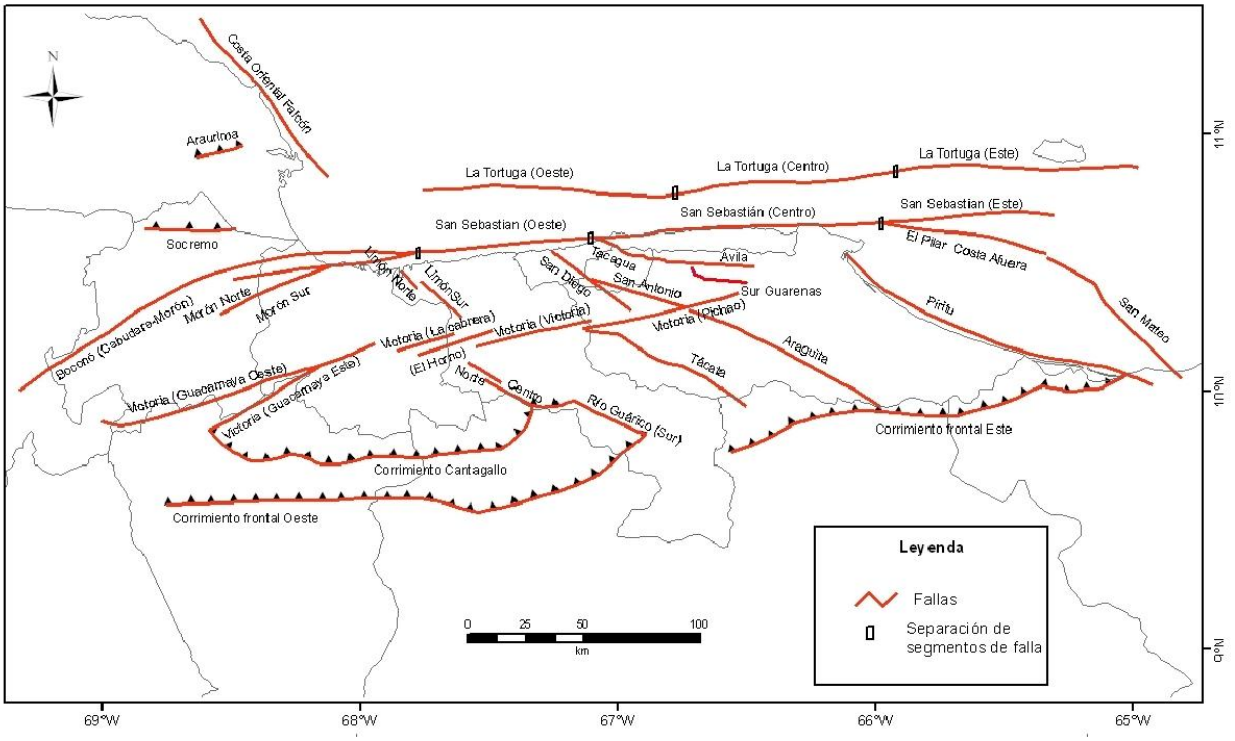


Figura 3.1.1 Fallas de la región central de Venezuela. Modificado de Rodríguez et al (2010).

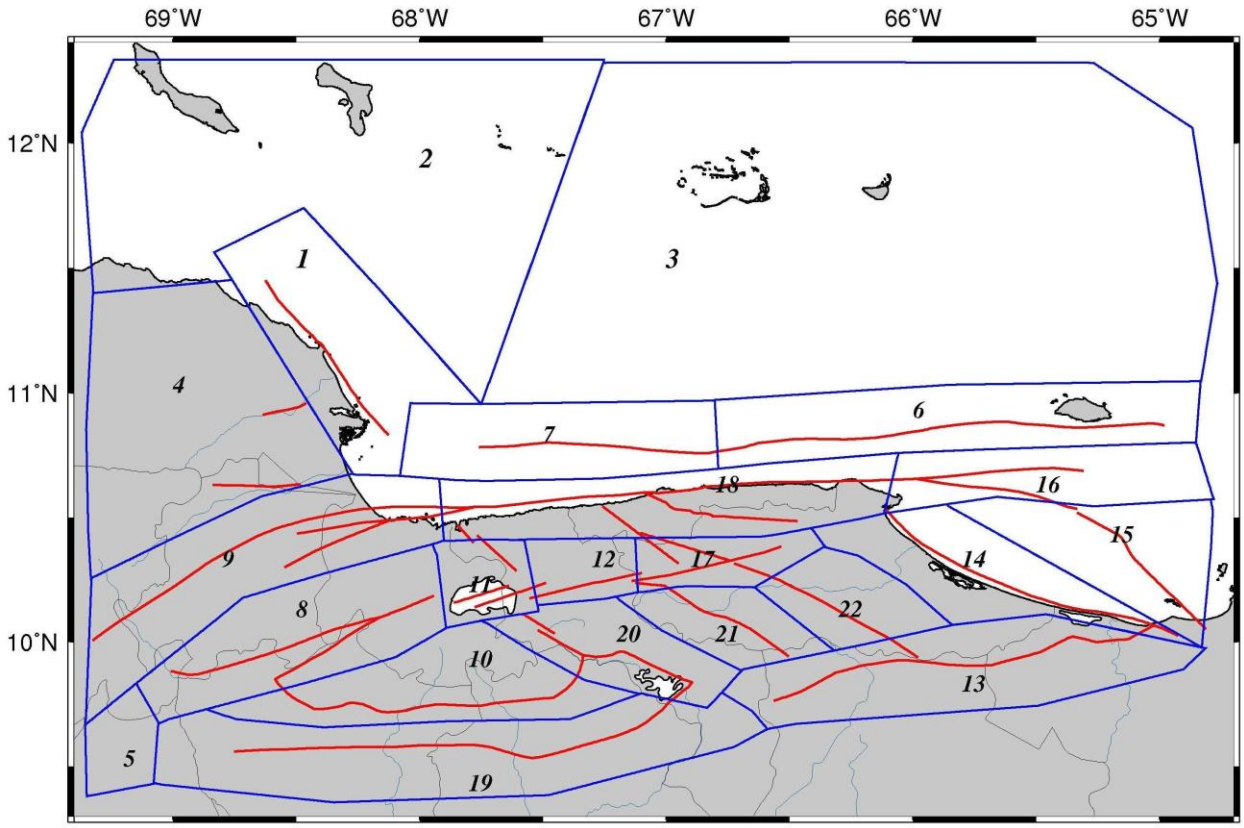


Figura 3.1.2 Zonas fuentes trazadas como corredores alrededor de las fallas de la región central de Venezuela.

Los datos de sismicidad que requiere el programa de cómputo son, para cada zona o falla:

- tasa de ocurrencia de terremotos a partir de cierta magnitud M_0, $\lambda(M_0)$
- parámetro $\beta=b.\ln 10$ del gráfico magnitud-frecuencia y su error $d\beta$
- magnitud máxima M_{max} y su error dM_{max}
- algunos parámetros de fórmulas de cálculo de magnitud máxima en función de longitud o área de fallas

El cálculo de las tasas de ocurrencia es enfrentado de dos formas diferentes. Una de ellas es por un método indirecto, a partir de información sismotectónica existente sobre las fallas y la otra es por conteo de terremotos en corredores que rodean a las mismas.

El método indirecto se basa en considerar que la velocidad de deslizamiento a lo largo de una falla determina la sismicidad sobre ella a largo plazo y tendrá validez en las próximas décadas. Numerosos estudios se han realizado sobre este tema y aparecen resumidos en (McGuire, 2004).

La fórmula que permite determinar la tasa de ocurrencia de terremotos por encima de una magnitud dada (m_{min}) es la siguiente:

$$\lambda_i(m_{min}) = s\,\mu\,A\,\frac{\gamma\left(1-\frac{\beta}{\gamma}\right)}{k\,\beta\,e^{\beta\left(m_{min}+\frac{d}{c}\right)}}\left(M_{0,max}^{1-\frac{\beta}{\gamma}} - M_{0,min}^{1-\frac{\beta}{\gamma}}\right)^{-1} \qquad (3.1.1)$$

$$k = \left(1-e^{-\beta(m_{max}-m_{min})}\right)^{-1}, \qquad \beta = b\ln 10$$

$$\log_{10} M_o = cm + d\ , \qquad \gamma = c\ln 10$$

donde $\boldsymbol{M_0}$ es el momento sísmico (las constantes "***c***" y "***d***" son conocidas), ***b*** es la pendiente del gráfico magnitud-frecuencia, $\boldsymbol{m_{max}}$ es la magnitud máxima, $\boldsymbol{\mu}$ es el módulo de cizalla, mientras que "***s***" es la velocidad de deslizamiento. Los valores de λi obtenidos se normalizan para que su suma corresponda con el valor correspondiente a toda la región de acuerdo al gráfico magnitud-frecuencia.

El método de conteo consiste en construir el gráfico magnitud-frecuencia para toda la región, contar los terremotos por zonas y ajustar su número a dicho gráfico.

3.1.3 Catálogo de terremotos

Se utilizó el catálogo de terremotos existente en FUNVISIS. El mismo es el resultado parcial de un proyecto en ejecución, por lo que la versión usada corresponde a julio de 2011. Las características del proceso de construcción del mismo son:

- La base del catálogo es la unión del Catálogo RMS-Zoback con el catálogo de FUNVISIS. En este trabajo se tomó como confiable la magnitud (4.5+) suministrada en el catálogo del RMS que es una composición de los catálogos: USGS-Centennial, ISC, CERESIS, quienes realizaron un trabajo de compilación de catálogos para Sur-América.

El catálogo RMS incluía sismos históricos y se extendía hasta el 31 de diciembre de 2007. El catálogo de FUNVISIS solo tenía sismos instrumentales desde 1900 y hasta el 30 de abril 2008.

- Para sismos menores a 4.5 se tomo el valor de Magnitud dado por FUNVISIS. El catálogo de FUNVISIS tiene el inconveniente de que las magnitudes calculada y reportada han cambiado su modo de cálculo; en un primer período la magnitud se computó usando la fórmula de Fiedler, luego se usó el cálculo de la magnitud basado en mediciones de la coda, y mas recientemente, con la incorporación de la red de banda-ancha, se ha venido usando Mw. Es necesario realizar un esfuerzo para homologar el catálogo con uno (Mw) o los tres tipos de magnitud que se han venido usando aplicando relaciones de correlación entre los diferentes tipos de magnitud. Con este criterio para la magnitud se pudo corregir el gran número de sismos con magnitud CERO que presentaba el catálogo original de FUNVISIS. En cuanto a la localización de los sismos, siempre se tomó en cuenta la localización reportada por FUNVISIS a partir que entró en operación su red sismológica.
- Incorporación de los últimos registros hasta el 31 de diciembre de 2010, previa depuración en la base de datos SEISAN donde aparecen algunos sismos por duplicado o triplicado.

En este catálogo no se pudo hacer una diferenciación por tipo de magnitud y se presenta un solo valor que se asume como Ms. El mismo se sometió a un proceso de eliminación de réplicas de forma que se pudiese garantizar el carácter poissoniano de la ocurrencia de terremotos. Por tanto se creó un nuevo catálogo con fines de amenaza sísmica que no puede ser usado con otros objetivos. Se decidió utilizar como formato de dicho catálogo el de 68 bytes del MITPAN, que permite además algún tipo de procesamiento con el programa “edcat” (o “compicat”) de dicha institución (Earthquake Catalog Processing - ECP - Package Guide, 2008). En la Fig. 3.1.3 se presenta el mapa de epicentros de la región de estudio.

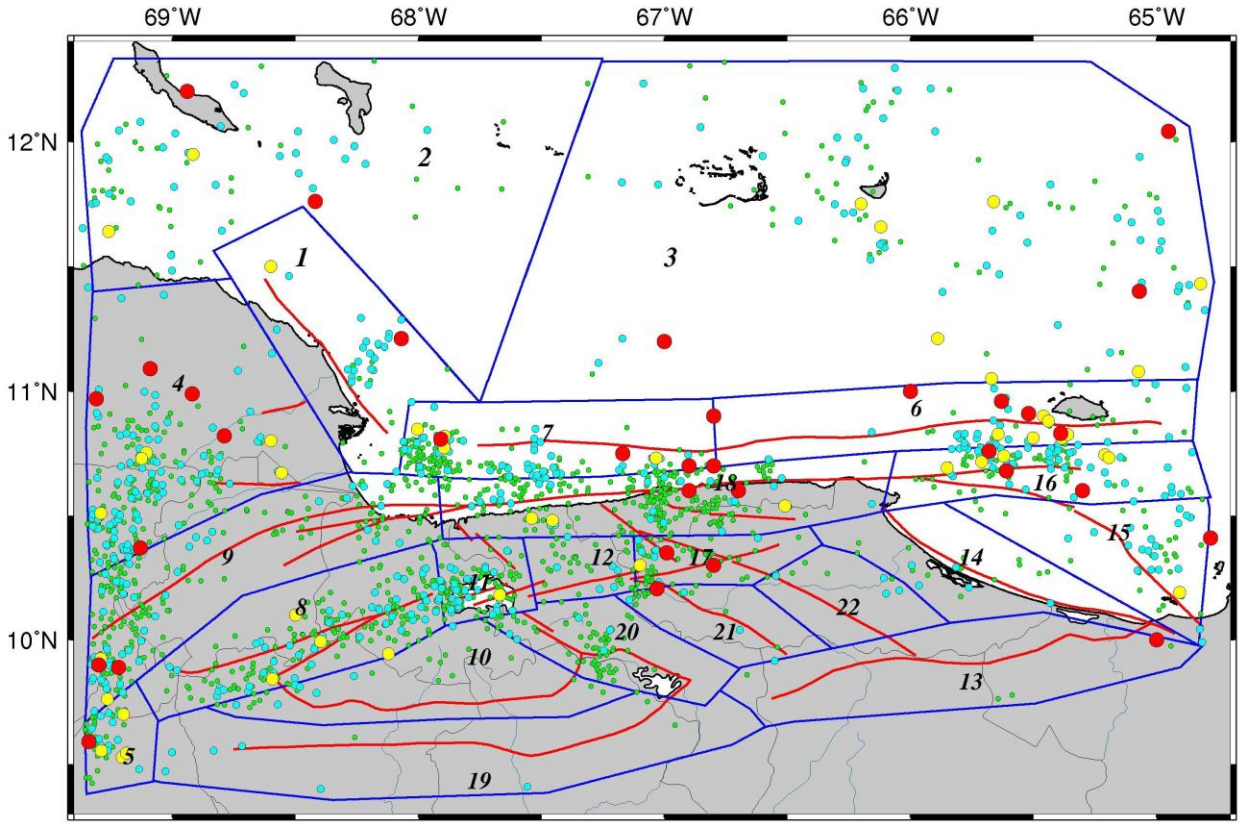


Figura 3.1.3 Mapa de epicentros de la región de estudio. Círculos verdes M<3, azules M≥3<4, amarillos M≥4<5, rojos M≥5.

Fue necesario preparar algunos programas de cómputo para poder realizar el análisis de este catálogo. Los mismos se detallan a continuación:

- ✓ funv268b – convierte el formato del catálogo de trabajo preparado en FUNVISIS al formato de 68 bytes del MITPAN

- ✓ selcat1 – toma el catálogo completo, realiza el conteo de terremotos por zona y graba en ficheros independientes los subcatálogos por zona, uno que corresponde a la suma de todas las zonas (denominado "suma") y en otro fichero (denominado "background") coloca los terremotos no asociados a zona alguna. Procesa cada uno de los subcatálogos creados grabando varios gráficos con número de terremotos por intervalos temporales y de magnitud para cada uno y escribe una tabla con el conteo de terremotos. Esos gráficos y tablas son usado para determinar el grado de completitud por intervalo de magnitud.

- ✓ selcat2 – usa los subcatálogos creados por el programa anterior y los tiempos de inicio del registro completo por intervalo de magnitud (o tiempo de representatividad) y calcula, para cada zona, el número total de terremotos por intervalo de magnitud a partir del tiempo de inicio del registro completo, el cociente de ese número entre el valor del intervalo de tiempo en que ese intervalo está completo (o período de representatividad) y las tasas acumulativas anuales. A partir de los cocientes mencionados pueden ser calculados los parámetros de los gráficos magnitud frecuencia (Gutenberg-Richter). La decisión tomada fue de usar un solo valor de "b" o "β " para toda la región y normalizar los valores de "a" o "λ" en función de las tasas de ocurrencia determinadas por el programa "selcat2".

- ✓ selcat3 - a partir de los valores de "a" y "b" determinados para toda la región y de las tasas experimentales de ocurrencia acumulativa (M>Mo) para diferentes valores de Mo ajusta estas últimas al valor calculado por la relación Gutenberg-Richter. El modelo utilizado para el tratamiento de los gráficos magnitud-frecuencia se presenta en el anexo 3.1.2.

Primeramente se hizo una selección de los terremotos que se encontraban dentro de la región de estudio (ver fig. 3.1.1, zona en azul), con los resultados siguientes:

año de inicio del catálogo: 1761
año final del catálogo: 2010
total de terremotos: 19196
terremotos en la región de estudio: 1685

Para el análisis de representatividad (registro representativo o completo) se realizó el conteo de terremotos en intervalos temporales de 5 años y de magnitud de 0.5 Ms. Igualmente se confeccionaron numerosos gráficos de ocurrencia temporal de terremotos en intervalos de 0.5 Ms, para la aplicación del método de Stepp. En la tabla 3.1.1 se presentan los resultados del conteo de terremotos en intervalos de magnitud de ancho 0.5M y de tiempo con duración de 10 años.

Del análisis de estos resultados se obtuvieron los valores del momento de inicio del registro representativo para cada intervalo de magnitud (tabla 3.1.2)

Se debe señalar que si bien los años de inicio para las magnitudes bajas y medias pueden considerarse bastante confiables, no ocurre lo mismo para los 3 últimos valores de la tabla, donde se redondeó el valor del año de inicio del catálogo para hacerlo coincidir con el inicio del

intervalo temporal donde se encuentra el primer terremoto reportado. Pero es conocido que en la región central de Venezuela existían asentamientos desde el siglo XVI, que debieron haber reportado eventos de esa magnitud como fuertemente sentidos, lo que los mismos no fueron incluidos en el catálogo empleado. Es por ello que debe hacerse un esfuerzo especial por parte de FUNVISIS en la extensión del catálogo histórico (con estimación de la magnitud de los eventos) hasta los inicios de la colonización española.

Tabla 3.1.1 Distribución en intervalos de magnitud y tiempo de los terremotos en la región de estudio. En la tabla hay un total de 1597 terremotos, con M ≥ 1.75.

período\M	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
1761-1770	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1771-1780	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1781-1790	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1791-1800	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1801-1810	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1811-1820	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
1821-1830	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1831-1840	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1841-1850	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1851-1860	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1861-1870	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1871-1880	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
1881-1890	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1891-1900	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
1901-1910	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1911-1920	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
1921-1930	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
1931-1940	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1941-1950	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1951-1960	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
1961-1970	0	0	0	0	0	3	3	3	0	0	0	0
1971-1980	0	0	3	9	2	4	4	2	0	0	0	0
1981-1990	59	82	70	40	10	3	3	1	1	0	0	0
1991-2000	35	95	82	39	13	4	1	0	0	0	0	0
2001-2010	169	368	326	120	25	4	2	3	0	1	0	0

Tabla 3.1.2. Año de inicio del registro representativo (completo) por intervalo de magnitud de ancho 0.5 Ms.

3	3.5	4	4.5	5	5.5	6	6.5	7	7.5
2001	1981	1981	1966	1951	1911	1861	1761	1761	1761

Usando los intervalos temporales desde el inicio de la representatividad hasta el año 2010 se confeccionó el gráfico magnitud-frecuencia por el método de "intervalos temporales desiguales", obteniéndose los valores b=0.988 y a=4.592, para un λ(4.5)=0.615. En la tabla 3.1.3 se muestran los datos experimentales y en la fig. 3.1.4 se muestra el gráfico con el ajuste por mínimos cuadrados, con sus intervalos de confianza. El ajuste por máxima verosimilitud dio casi lo mismo. En la tabla 3.1.4 se presentan los resultados del ajuste.

Tabla 3.1.3. Análisis de la ocurrencia de terremotos de registro "completo" (representativo) en la región de estudio. Se presentan el número de terremotos en el intervalo de registro completo, el año de inicio, el número de años de registro completo, la tasa anual por intervalo de magnitud (# terremotos/tiempo de registro), esa misma tasa normalizada al ancho del intervalo de magnitud, el logaritmo de la misma y la tasa acumulativa ("λ" experimental).

magnitud	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5
# terremotos	326	199	48	18	14	12	3	2	0	1
inicio completo	2001	1981	1981	1966	1951	1911	1861	1761	1761	1761
tiempo registro	10	30	30	45	60	100	150	250	250	250
tasa anual	32.60	6.633	1.600	0.400	0.233	0.120	0.020	0.008	0.000	0.004
tasa normalizada	65.20	13.266	3.200	0.800	0.466	0.240	0.040	0.016	0.000	0.008
lg(tasa normal.)	1.8142	1.1227	0.5051	-0.0969	-0.3309	-0.6197	-1.3979	-1.7958	-	-2.0969
acumulativo-λ	41.618	9.018	2.385	0.785	0.385	0.152	0.032	0.012	0.004	0.004

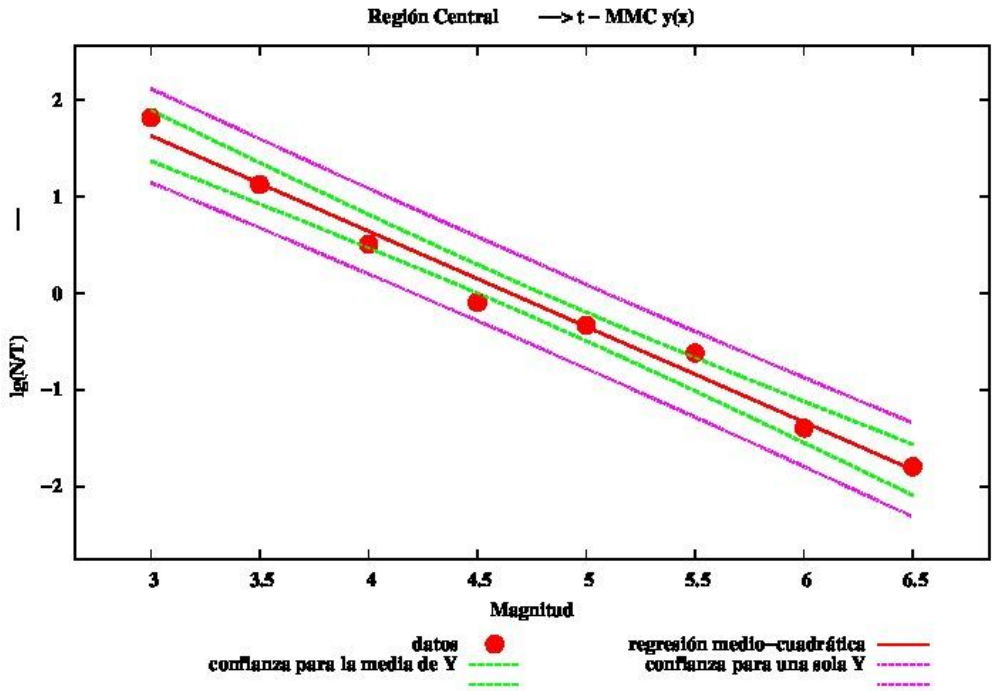


Figura 3.1.4 Gráfico magnitud-frecuencia de la zona de estudio.

En general puede confeccionarse más de un gráfico magnitud-frecuencia, en caso de que la región pueda dividirse en macrozonas con estadística suficiente para ello. El caso ideal sería el de que cada falla o zona cumpliera esa condición, lo que casi nunca ocurre cuando las mismas son de pequeñas dimensiones como es el caso presente. Por regla general, cuando las zonas o fallas son tan pequeñas, aparecen suficientes eventos de magnitudes bajas, pero no de magnitudes intermedias y altas, lo que hace poco confiables los gráficos para ellas construidas. Por ello, para evitar esos problemas se tomó la decisión de construir un solo gráfico.

Tabla 3.1.4. Resultados del análisis de regresión por mínimos cuadrados para el logaritmo de la tasa anual normalizada.

ecuación del tipo: $y = a + b.x$
$a = 4.59$, $\sigma_a = 0.25$, $b = -0.98$ $\sigma_b = 0.05$ $\sigma = 0.16$,
coeficiente de correlación $|r = -.99$
coeficiente $R2 = 0.98$
intervalos de confianza, para $\alpha = 0.05$

	inferior	superior
para a:	3.97	5.20
para b:	-1.11	-0.86

3.1.4 Sismicidad asociada a cada una de las fuentes sísmicas

El programa para la estimación de la amenaza sísmica CRISIS2007 permite considerar las fuentes sísmicas en 3 formas: puntos, líneas (fallas) y áreas (zonas). En el trabajo del ferrocarril se usaron las fuentes en forma de fallas (con solo una zona en el mar). En este trabajo se decidió usarlas de igual forma, pero añadiendo un tratamiento en zonas, donde las mismas fueron construidas trazando "corredores" que rodearan las fallas, los cuales se ven en la fig. 3.1.2.
La estimación de los valores de $\lambda(4.5)$ para cada fuente se hace de dos formas diferentes, aunque en ambos casos es imprescindible la construcción previa de un gráfico magnitud frecuencia.
a) para fallas considerando fundamentalmente la velocidad de deslizamiento

Este método se basa en la estimación individual de las tasas de ocurrencia a partir de la velocidad de deslizamiento, usando otros parámetros también (fórmula 3.1.1). Los valores $\lambda(4.5)_{preliminar}$ estimados de esta forma para todas las fallas se someten a una normalización general con respecto a la tasa de ocurrencia $\lambda(4.5)_{regional}$ para toda la región estimada a partir del gráfico magnitud frecuencia.

b) para los corredores considerando la cantidad de terremotos existentes dentro de los intervalos de representatividad por magnitud

Es simplemente contar los terremotos que estén dentro de cada uno de los contornos cerrados y que pertenezcan a los intervalos ($\Delta T, \Delta M$) representativos. Se realiza una normalización respecto a la tasa de ocurrencia $\lambda(4.5)_{regional}$ del gráfico magnitud-frecuencia.

Los valores de magnitud máxima se toman del trabajo del ferrocarril para las fallas. En el caso de los corredores se toma el valor correspondiente a la falla incluida, y en caso de haber más de una falla dentro, se selecciona la mayor M_{max} de ellas.

El tratamiento diferente de la sismicidad hace que la importancia relativa de las fallas varíe de un estudio a otro. Por ejemplo, en el caso de las fallas, la diferencia entre considerar valores de los parámetros del gráfico magnitud-frecuencia tomados de trabajos diversos (ferrocarril) y de usar los valores determinados directamente del catálogo (este estudio) su puede ver en la fig.3.1.5, en el caso de T_{UHS}=0.01 seg, equivalente a PGA, para el caso de Guarenas.

El cambio es más pronunciado si vemos este mismo gráfico cuando se usa el método de conteo de terremotos, que podemos denominar de “sismicidad actual” (fig. 3.1.6),para el mismo valor de T_{UHS}.

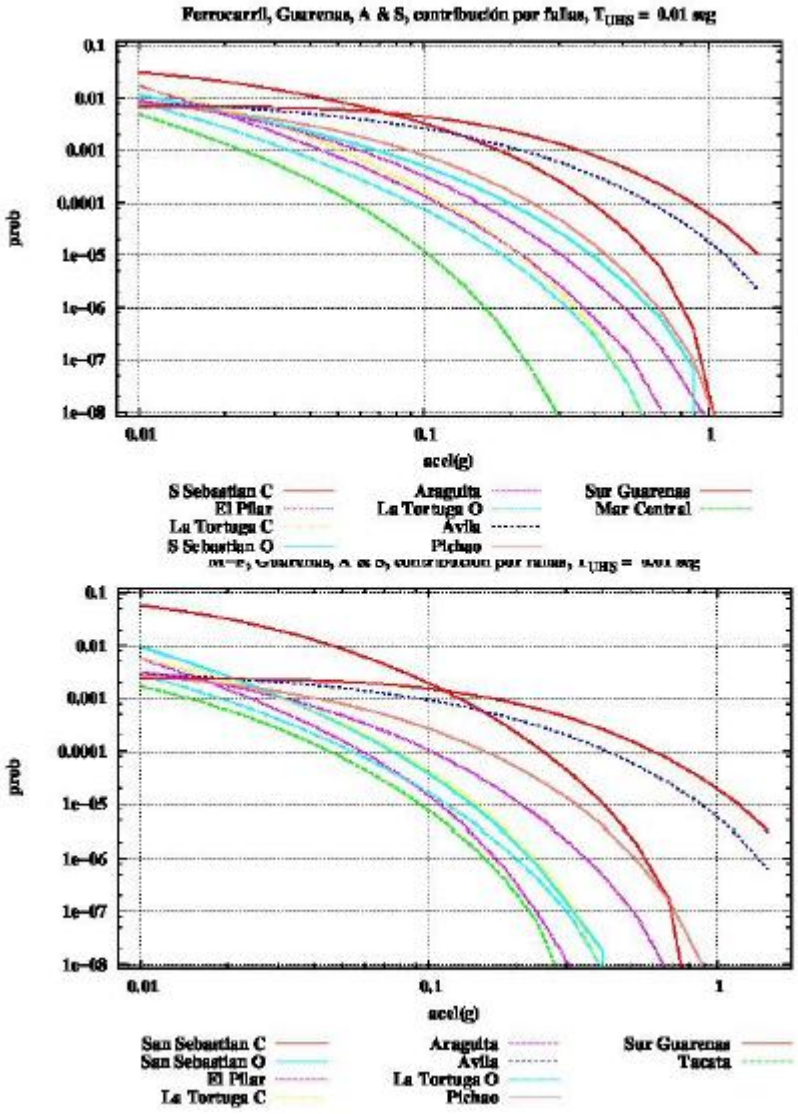


Figura 3.1.5 Las 10 fallas que mayor contribución hacen a la amenaza sísmica en Guarenas, sismicidad estimada para fallas.

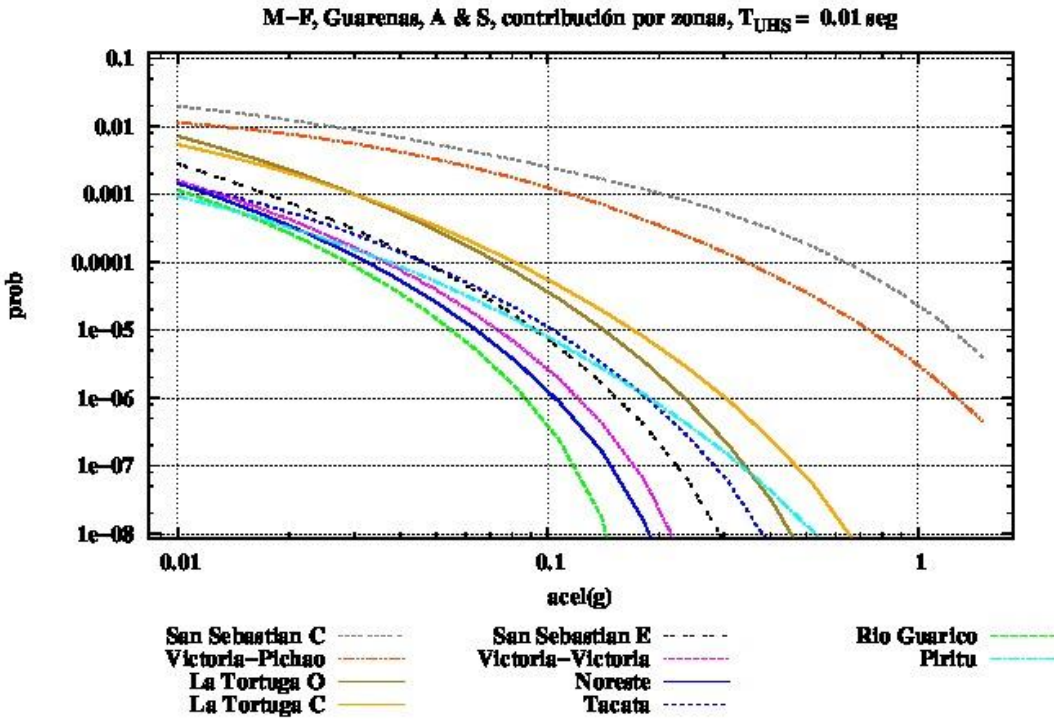


Figura 3.1.6 Las 10 fallas que mayor contribución hacen a la amenaza sísmica en Guarenas, sismicidad actual.

La diferencia entre las dos últimas figuras, que se basan en el mismo gráfico magnitud frecuencia indican la diferencia que existe entre los procesos a muy largo plazo (geológicos) y a corto plazo (historia sísmica). Se puede debatir horas sobre cual enfoque está más cercano a la realidad, señalando las bondades y deficiencias de cada uno. La técnica de árbol lógico viene en nuestra ayuda y se pueden considerar ambos. Otro aspecto a definir sería que peso se le da a cada uno. Nuestra propuesta es dar un peso igual a ambos.

Debe señalarse que la importancia relativa de las fallas no tiene por que ser absoluta y depende en buena medida de la ubicación del sitio donde se evalúe la amenaza.

3.1.5 Relaciones de atenuación (tomado de López et al., 2011)

Para efectos de determinar las máximas aceleraciones horizontales del terreno y las aceleraciones espectrales inducidas por la ocurrencia de un terremoto se utilizaron las nuevas relaciones de atenuación generadas dentro del Proyecto NGA y documentadas en la secuencia de artículos publicados en número especial de la revista *Earthquake Spectra* del año 2008 (EERI, 2008). Son

cinco relaciones de atenuación denominadas: (1) Abrahmson y Silva (2008); (2) Boore y Atkinson (2008); (3) Campbell y Bozorgnia (2008); (4) Chiou y Young; (5) Idriss (2008). Las nuevas relaciones de atenuación suministran resultados para distintos tipos de mecanismos focales y condiciones de suelo.

En la figura 3.1.7 se han graficado las cinco relaciones de atenuación para la aceleración horizontal del terreno en roca (V_{S30}=760 m/seg), fallas transcurrentes, magnitudes M_w de 5, 6, 7 y 8 y distancias al plano de ruptura entre 1 y 200 km. La aceleración del terreno se asocia a la aceleración espectral para un período de vibración de 0,01 seg. Se destaca en todas ellas la tendencia a adoptar valores constantes de aceleración a poca distancia de la fuente. En la figura 3.1.8 se comparan las cinco relaciones de atenuación para una magnitud igual a 7.

El efecto del tipo de perfil de suelo en la atenuación de las aceleraciones del terreno con la distancia se ilustra en la figura 3.1.9. Se han graficado los valores de la aceleración horizontal del terreno para fallas transcurrentes y magnitud igual a 7, para cada una de las relaciones de atenuación con la excepción del autor Idriss el cual no incorpora la condición del suelo en su modelo. Se comparan los siguientes casos:

1. Roca, definida por una V_{S30}=760 m/seg, siendo V_{S30} la velocidad promedio de las ondas de corte en los primeros 30 metros de suelo.
2. Suelo rígido definido por V_{S30}=325 m/seg y una profundidad al basamento rocoso de 100 m.
3. Suelo blando definido por V_{S30}=200 m/seg y una profundidad al basamento rocoso de 200 m.

El basamento rocoso se define como el estrato con una velocidad de las ondas de corte V_{S30}=1000 m/seg para todas las relaciones de atenuación a excepción de la de Campbell y Bozorgnia que la definen a una velocidad de 2500 m/s.

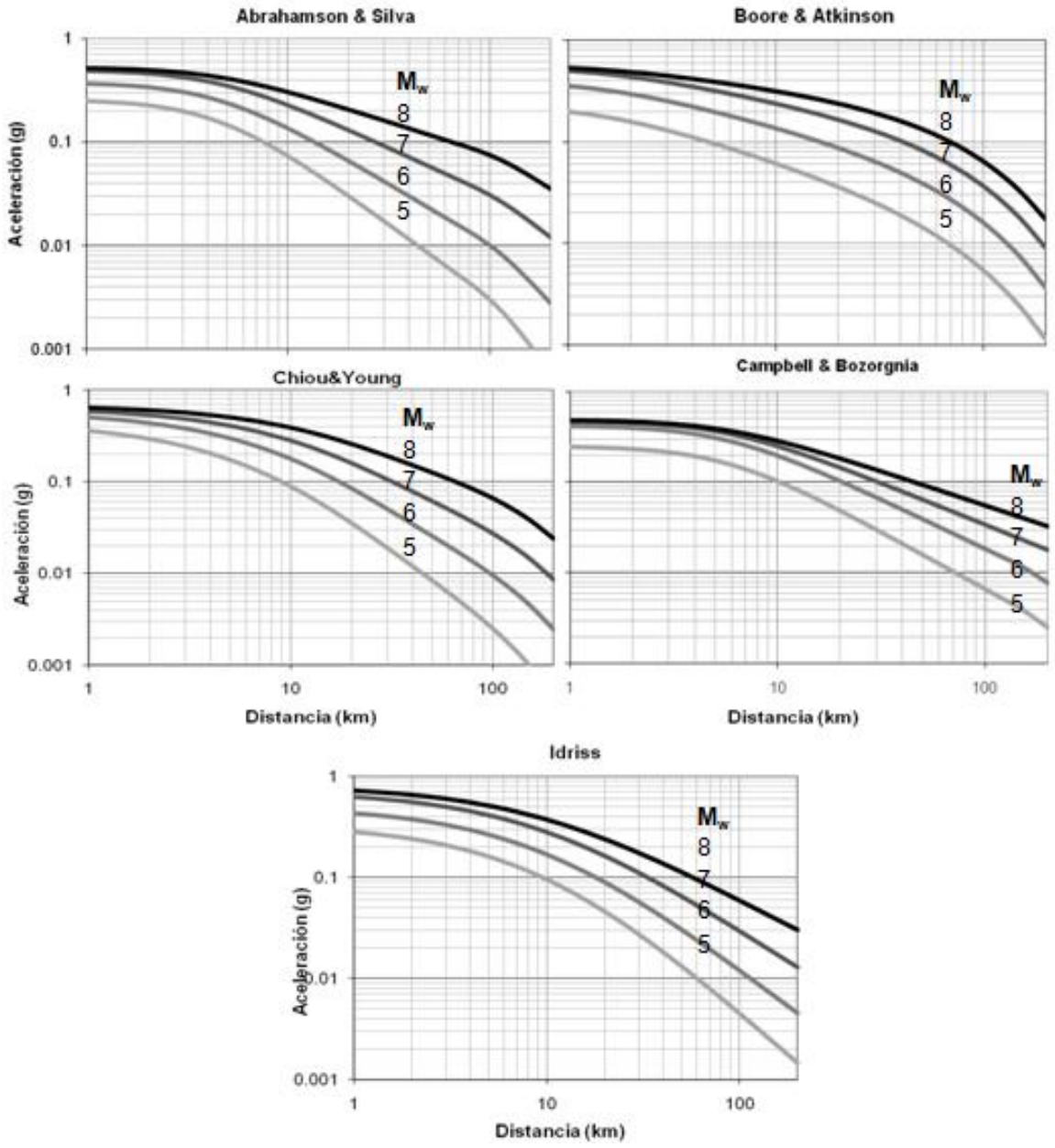


Figura 3.1.7 Relaciones de atenuación de la aceleración del terreno en roca (V_{S30}=760 m/s) para fallas transcurrentes.

Se aprecia de la figura 3.1.9 que en líneas generales los suelos producen amplificaciones para distancias mayores a aproximadamente 10 km, pero reducen las aceleraciones para distancias menores, en especial para suelo blando.

Las formas espectrales promedio para todas las relaciones de atenuación se muestran en la

figura 3.1.10 para cada condición de suelo y varios valores de la magnitud de un evento a una distancia de 10 km. Se aprecia que el efecto del suelo introduce una traslación de la zona de las mayores amplificaciones espectrales hacia períodos más largos. Para la magnitud 7, la zona de mayor amplificación espectral en suelo blando está comprendida aproximadamente entre 0,2 y 0, 4 segundos.

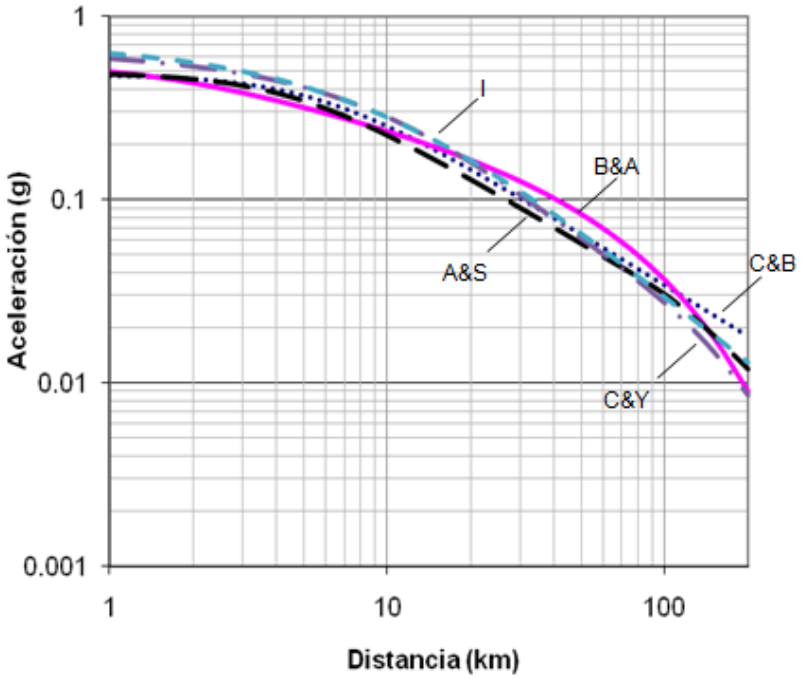


Figura 3.1.8 Comparación entre las relaciones de atenuación de la aceleración del terreno en roca para fallas transcurrentes y M_w=7,0 según los autores Abrahamson y Silva (A&S), Boore y Atkinson (B&A), Campbell y Bozorgnia (C&B), Chiou y Young (C&Y) e Idriss (I).

La desviación estándar σ de las aceleraciones en las relaciones de atenuación citadas es una función de la magnitud M_w y de la distancia R, además de depender del tipo de falla, de la condición local y del período de vibración. En vista de que el procedimiento aquí utilizado para el cálculo de la Amenaza (Ordaz et al., 2007) utiliza un valor de σ independiente de R, se seleccionó conservadoramente la desviación correspondiente a R=100 km de cada relación de atenuación para todos los cálculos. El valor adoptado de σ sobrestima ligeramente los valores verdaderos para R≤100 Km pero subestima los valores verdaderos para R>100 km los cuales tienen menos incidencia en la amenaza.

Los valores adoptados para la desviación estándar del logaritmo neperiano de la aceleración del

terreno en roca a una distancia de 100 Km para fallas transcurrentes, se muestran en la tabla 3.1.5 para varios valores de la magnitud M_w. En la tabla 3.1.6 se muestran los valores de dicha desviación pero para la aceleración espectral en roca, para valores seleccionados del período de vibración y una magnitud M_w=6, para la misma distancia de 100 km y fallas transcurrentes. El valor para un período de 0,01 segundos corresponde a la aceleración del terreno.

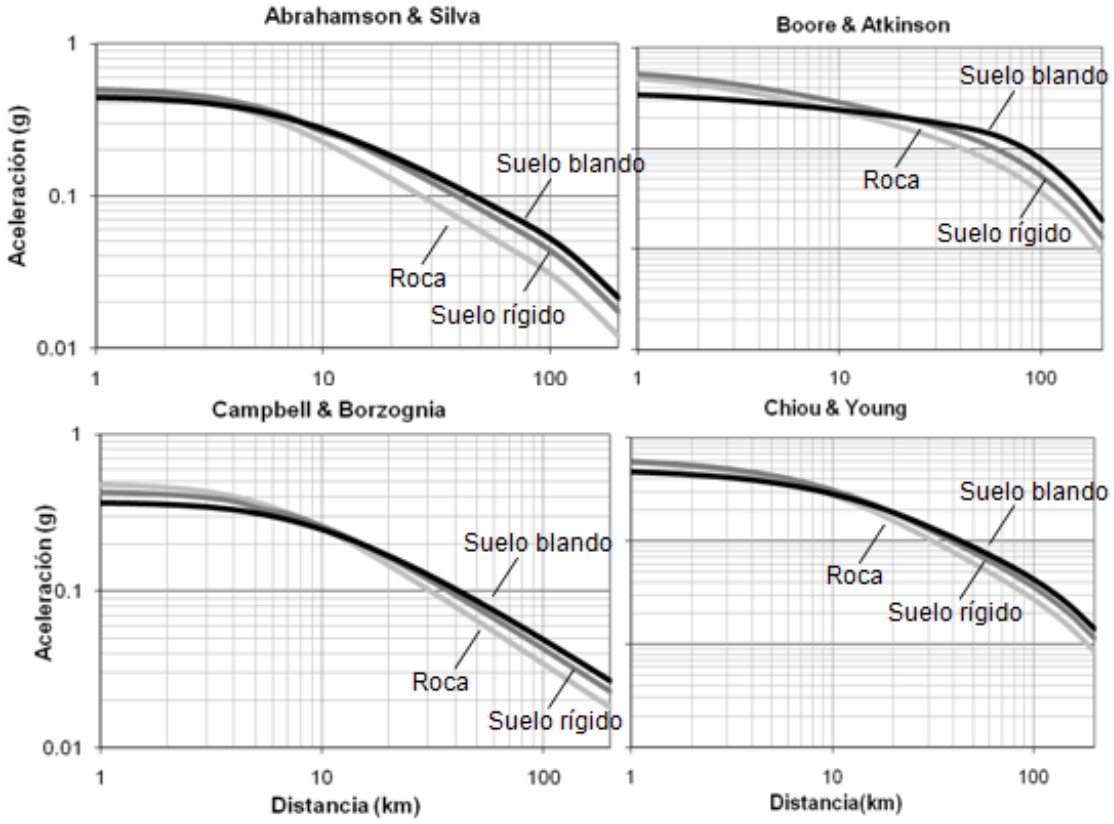


Figura 3.1.9 Efecto del tipo de suelo en la aceleración del terreno para fallas transcurrentes, M_w = 7,0 y cuatro relaciones de atenuación.

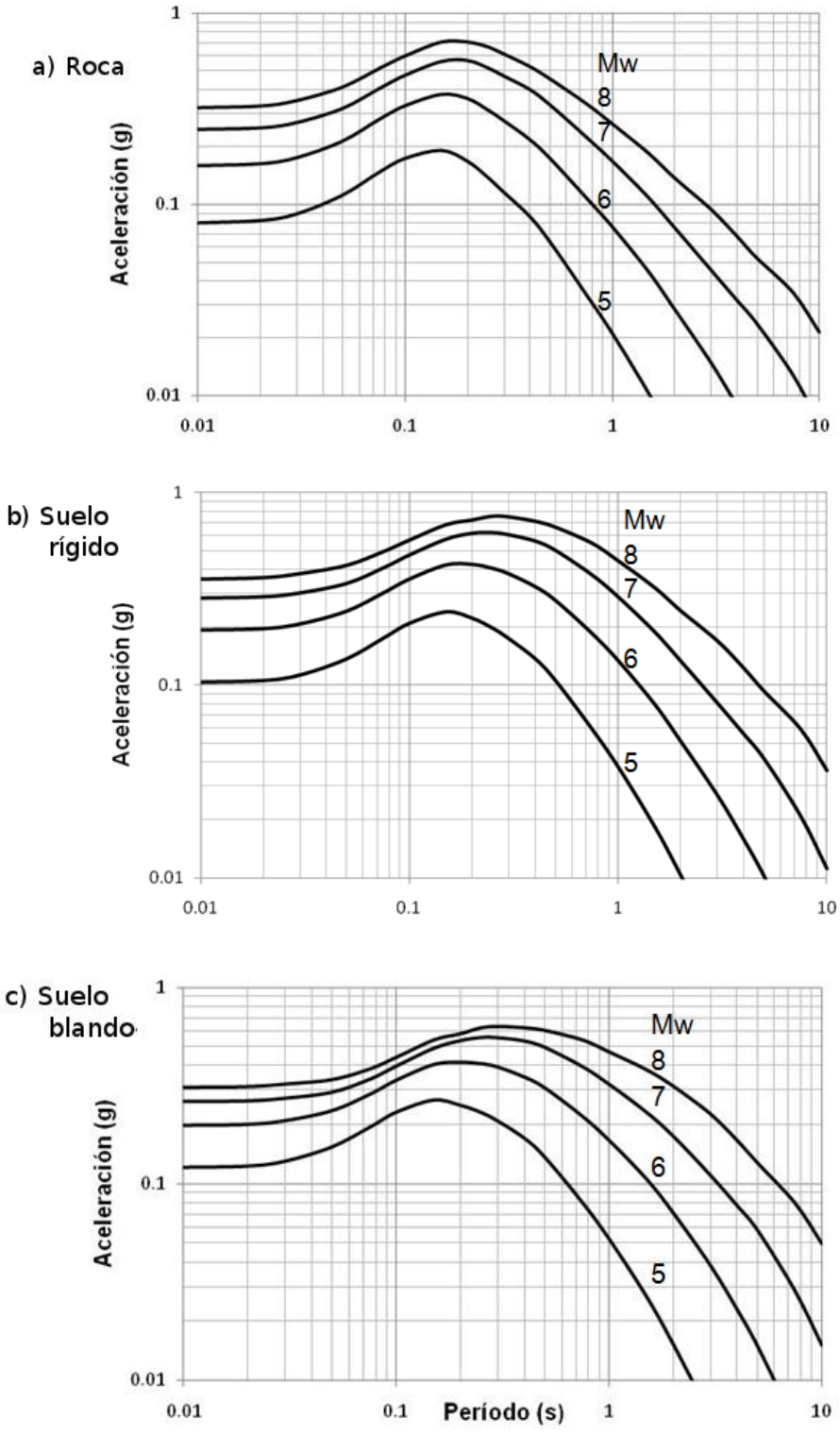


Figura 3.1.10 Promedio de los espectros para todas las relaciones de atenuación, para una distancia de 10 km, varias magnitudes y las tres condiciones del suelo.

Tabla 3.1.5 Desviación estándar del logaritmo neperiano de la aceleración del terreno a una distancia de 100 Km en roca, para varias magnitudes y para cada relación de atenuación. Fallas transcurrentes.

Relación de Atenuación	Magnitud							
	4,5	5	5,5	6	6,5	7	7,5	8
Abrahamson & Silva	0,724	0,724	0,682	0,640	0,598	0,557	0,556	0,555
Boore & Atkinson	0,566	0,566	0,566	0,566	0,566	0,566	0,566	0,566
Campbell & Bozorgnia	0,526	0,526	0,526	0,525	0,525	0,525	0,525	0,525
Chiou & Young	0,690	0,690	0,651	0,612	0,572	0,533	0,533	0,533
Idriss	0,770	0,730	0,690	0,650	0,610	0,570	0,530	0,490

Tabla 3.1.6 Desviación estándar del logaritmo neperiano de la aceleración espectral en roca para M_w=6 y R=100 km, para varios periodos de vibración. Fallas transcurrentes.

Relación de Atenuación	Período de Vibración (segundos)				
	0,01	0,10	1	3	10
Abrahamson y Silva	0,64	0,71	0,68	0,67	0,73
Boore y Atkinson	0,57	0,61	0,65	0,70	0,80
Campbell y Bozorgnia	0,53	0,63	0,66	0,69	0,83
Chiou & Young	0,61	0,67	0,68	0,72	0,79
Idriss	0,65	0,68	0,80	0,85	0,85

A efectos de los cálculos de amenaza sísmica se consideraron los valores de desviación estándar dados en (EERI, 2008) para los tres perfiles de suelo seleccionados (roca, suelo blando, suelo rígido), para cada valor de la magnitud M_w y para cada valor de período de vibración (21 valores entre 0,01 y 10 segundos), todos a una distancia de 100 km.

3.1.6 Comparación de resultados de la amenaza calculada en el trabajo del ferrocarril y en este para el caso de la sismicidad asociada a fallas

En el trabajo del ferrocarril (López et al., 2011) se toman algunas decisiones orientadas a que los resultados no difirieran de las tasas observadas de la ocurrencia de terremotos fuertes, entre ellas la de sumar 0.5 a las magnitudes máximas determinadas por los estudios geológicos. En este trabajo se planteó el objetivo de usar las magnitudes máximas reales y usar los estimados con su dispersión aleatoria SDa, lo que permite aprovechar la opción del programa CRISIS2007 de

estimar la amenaza sísmica por la técnica de árbol lógico considerando la dispersión total (aleatoria y epistémica - SDa y SDe).

Para comparar los resultados se realizaron pruebas con los datos usados en el ferrocarril y los de este trabajo (que en los gráficos aparece como M-F, para significar el uso del gráfico magnitud-frecuencia construido usando el catálogo de FUNVISIS) usando el modelo de fallas. Se probaron dos variantes de comparación:

a) ambos (ferrocarril y M-F) con Mu=Mmax+0.5, M1=M2=Mu, dM=0 (criterio usado en el trabajo del ferrocarril)

b) ferrocarril -> Mu=Mmax+0.5, M1=M2=Mu, dM=0,

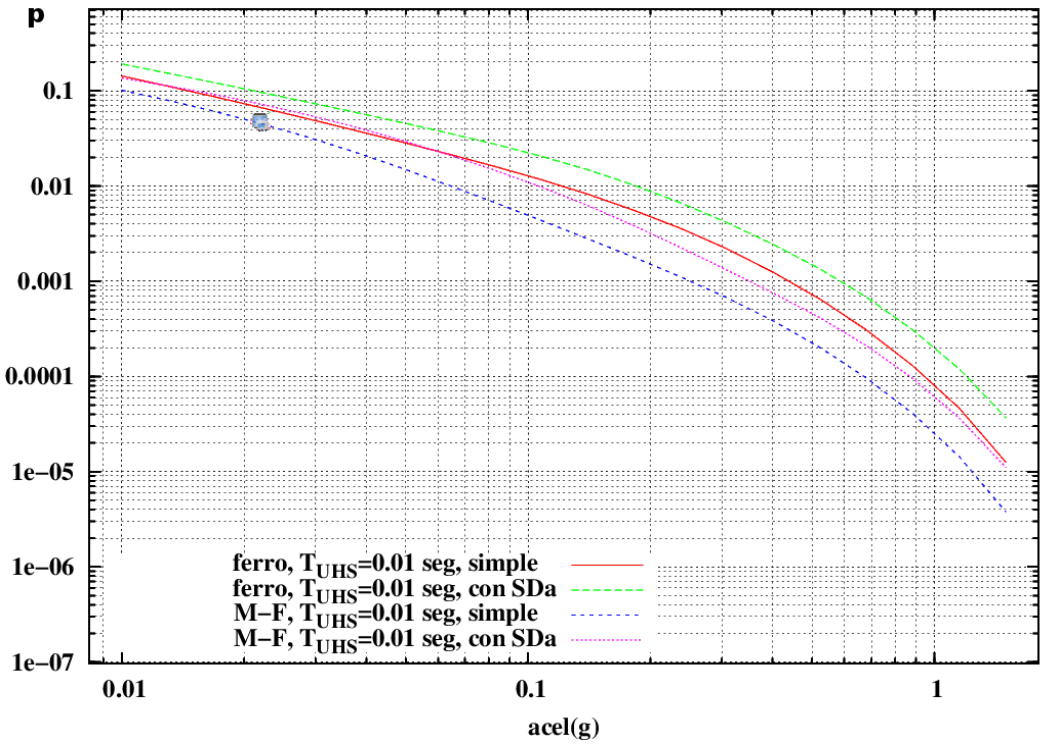
M-F -> Mu=Mmax, M1=M2=Mu, dM=0.5

En el caso (a) lo único que varía son los valores de β y λ por falla, quedando el resto de los parámetros iguales, y se considera una sola rama, la correspondiente a la fórmula de atenuación de Abrahamson y Silva. En la fig. 3.1.11 se presentan los resultados de la comparación para diferentes valores del período T_{UHS}. De tal forma, lo único que se está probando es la influencia de la forma de estimar los parámetros de la ocurrencia de terremotos (gráficos magnitud-frecuencia), pues lo concerniente a las magnitudes máximas se trata de igual forma en ambos casos.

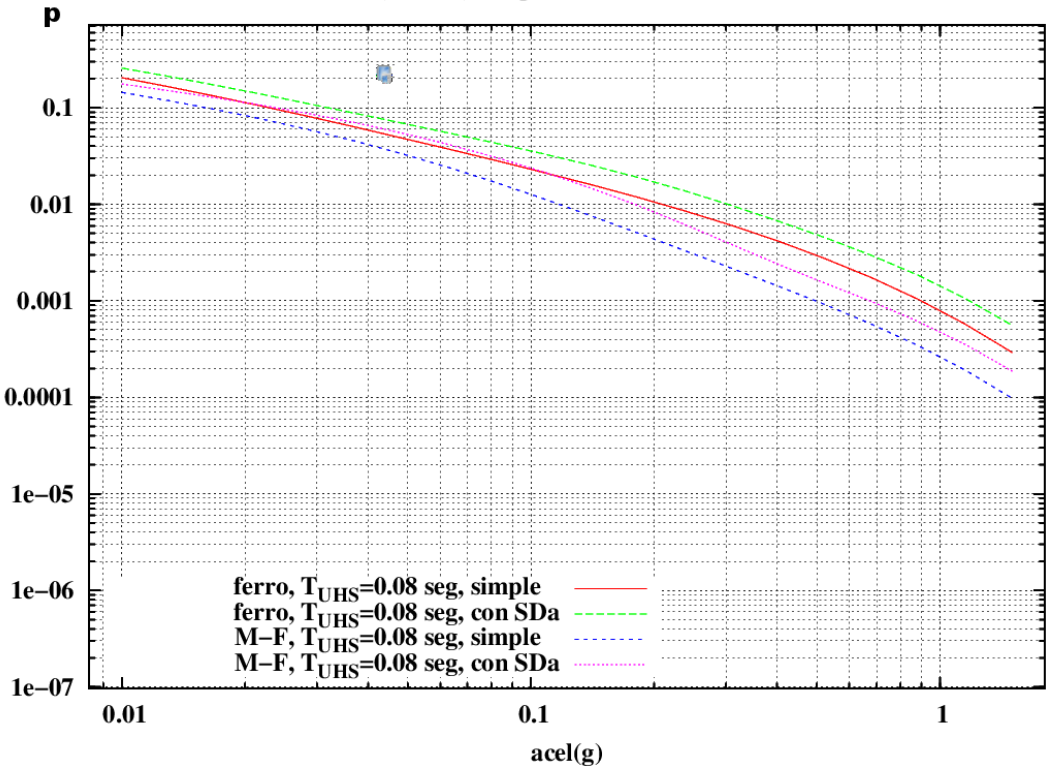
Como en las comparaciones anteriores, se analiza sólo el caso de Guarenas, ya que por la cercanía a ella, es lógico esperar en Guatire el mismo comportamiento. En el resto del trabajo, los ejemplos y las comparaciones se presentarán sólo para Guarenas.

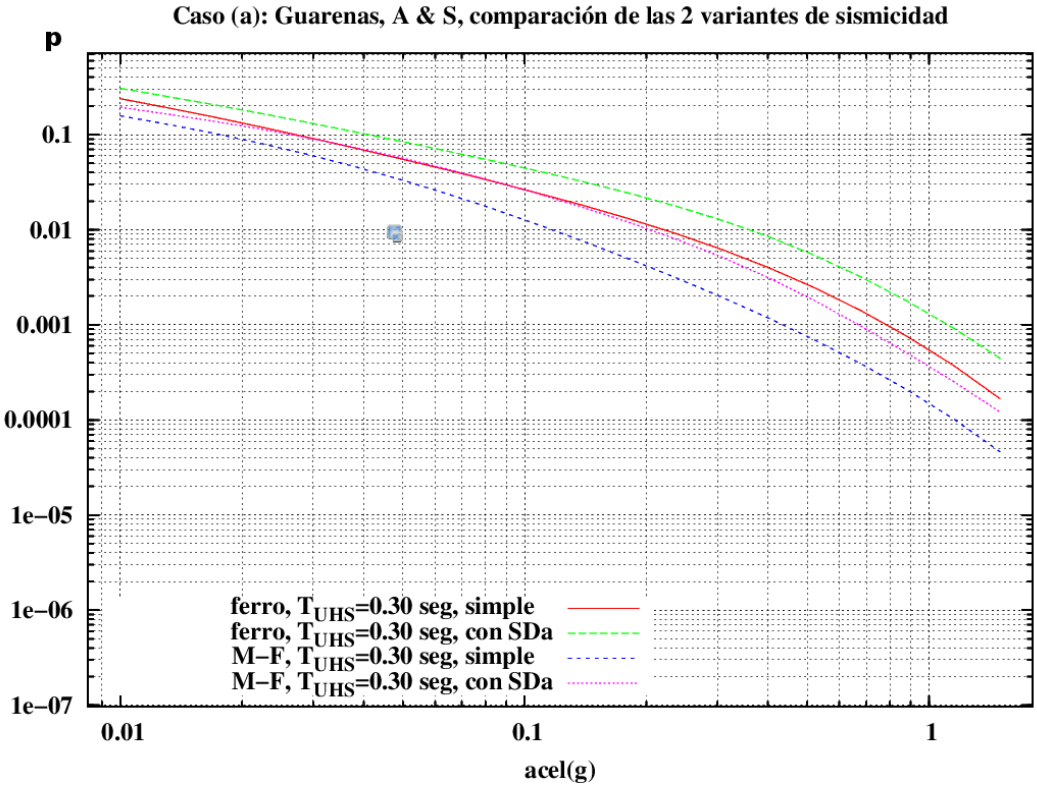
Figura 3.1.11 (páginas siguientes) Abajo se presenta la comparación de la amenaza obtenida por los dos métodos indicados en el caso(a). Sitio: Guarenas. Fórmula de atenuación: Abrahamson y Silva. Los gráficos corresponden a los períodos UHS de 0.01, 0.08, 0.30, 1.50 y 4.00 segundos.

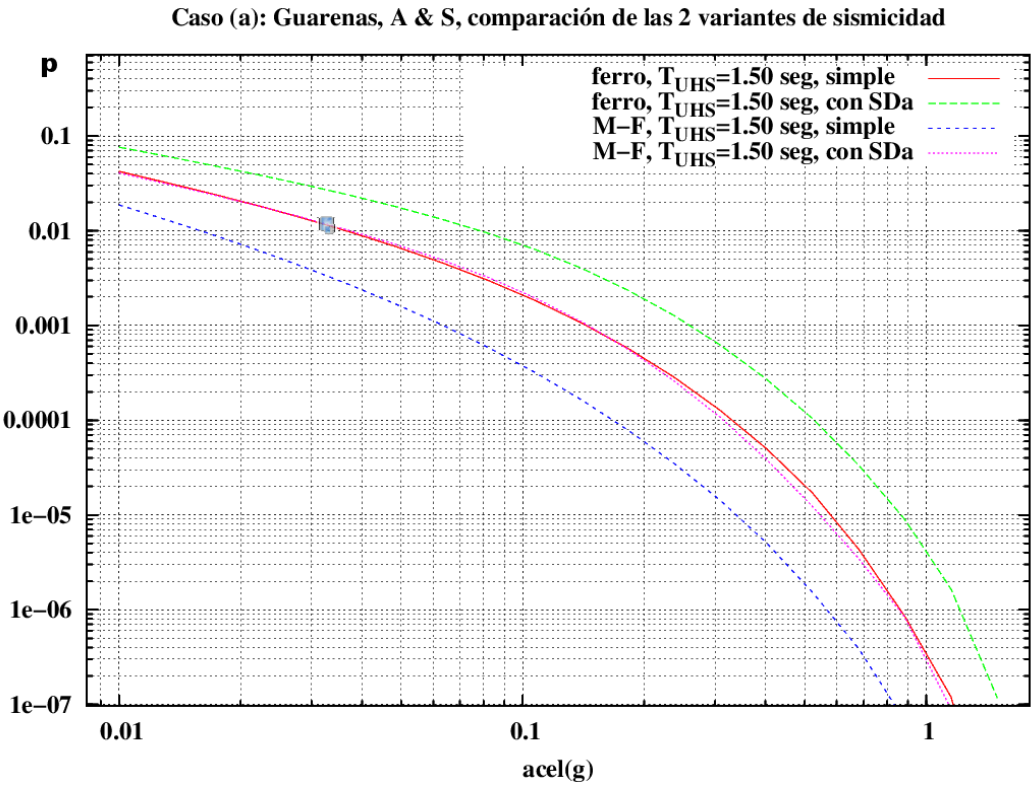
Caso (a): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad



Caso (a): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad




Caso (a): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad
p
0.1
0.01
0.001
0.0001
1e−05
1e−06
1e−07
0.01
0.1
1
acel(g)
ferro, T_UHS=0.30 seg, simple
ferro, T_UHS=0.30 seg, con SDa
M−F, T_UHS=0.30 seg, simple
M−F, T_UHS=0.30 seg, con SDa


Caso (a): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad
p
0.1
0.01
0.001
0.0001
1e−05
1e−06
1e−07
0.01
0.1
1
acel(g)
ferro, T_UHS=1.50 seg, simple
ferro, T_UHS=1.50 seg, con SDa
M−F, T_UHS=1.50 seg, simple
M−F, T_UHS=1.50 seg, con SDa

La inspección de estos gráficos nos lleva a considerar que el proceso de ajuste de las tasas de ocurrencia de terremotos usado en el trabajo del ferrocarril es equivalente aproximadamente a calcular las tasas a partir del gráfico magnitud-frecuencia regional y realizar los cálculos de amenaza considerando la dispersión. Las mayores diferencias se encuentran alrededor de 0.2 g y para algunos períodos del espectro uniforme de amenaza (UHS) son un poco mayores que en otros. Aunque sólo se probó en un punto y con una sola fórmula de atenuación, se considera de carácter general esta conclusión.

En el caso (b) a la diferencia en las tasas de ocurrencia para M=4.5 y el parámetro “b”, se añade un tratamiento diferente de la magnitud máxima. En el trabajo del ferrocarril, el valor de Mu que entra en los cálculos con el CRISIS2007 se tomó igual a Mmax+0.5,con dMmax=0. En este trabajo se tomó Mu=Mmax con dMmax=0.5.

A priori se puede pensar que ambas consideraciones son equivalentes, pero al no disponerse del código fuente del programa esto no se puede asegurar, y es necesario comparar los resultados que se obtienen de ambas formas. Los mismos se presentan en la fig. 3.1.12

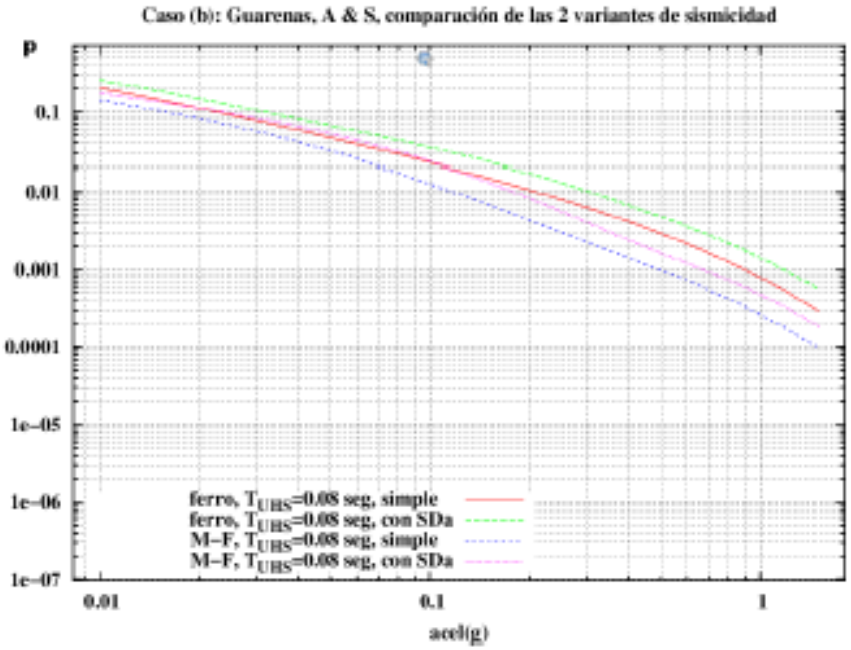
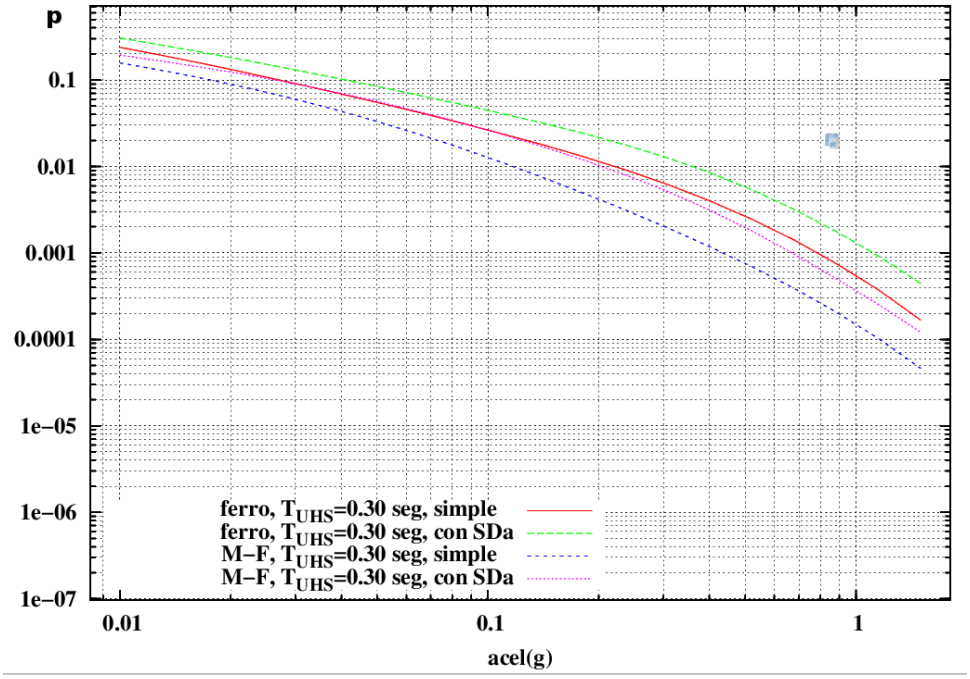
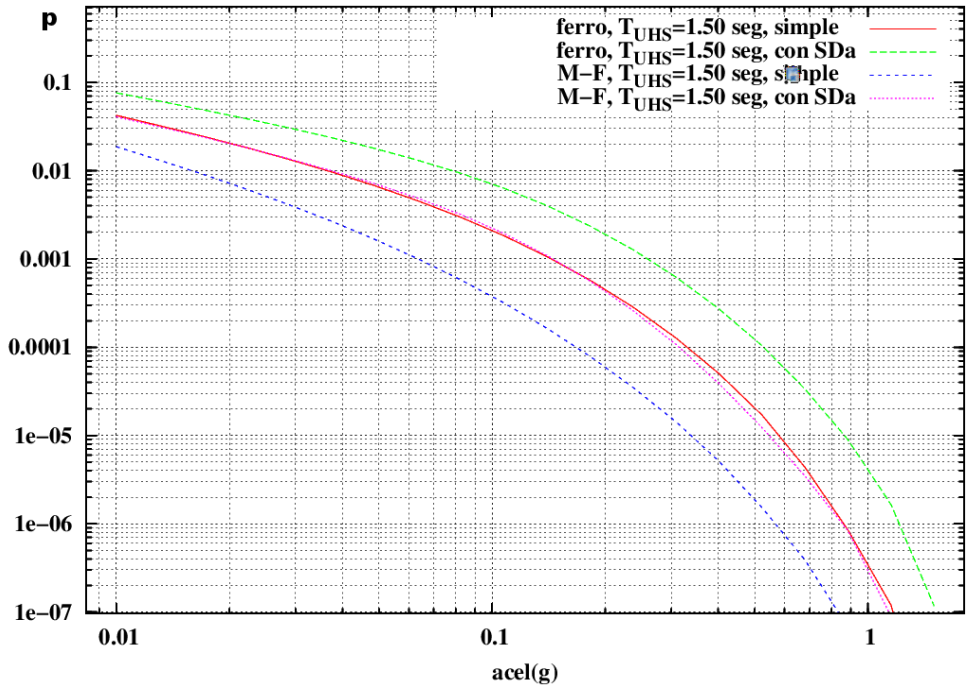


Figura 3.1.12 (arriba y páginas siguientes) Gráficos correspondientes al caso(b). Sitio, fórmula de atenuación y períodos UHS idem.

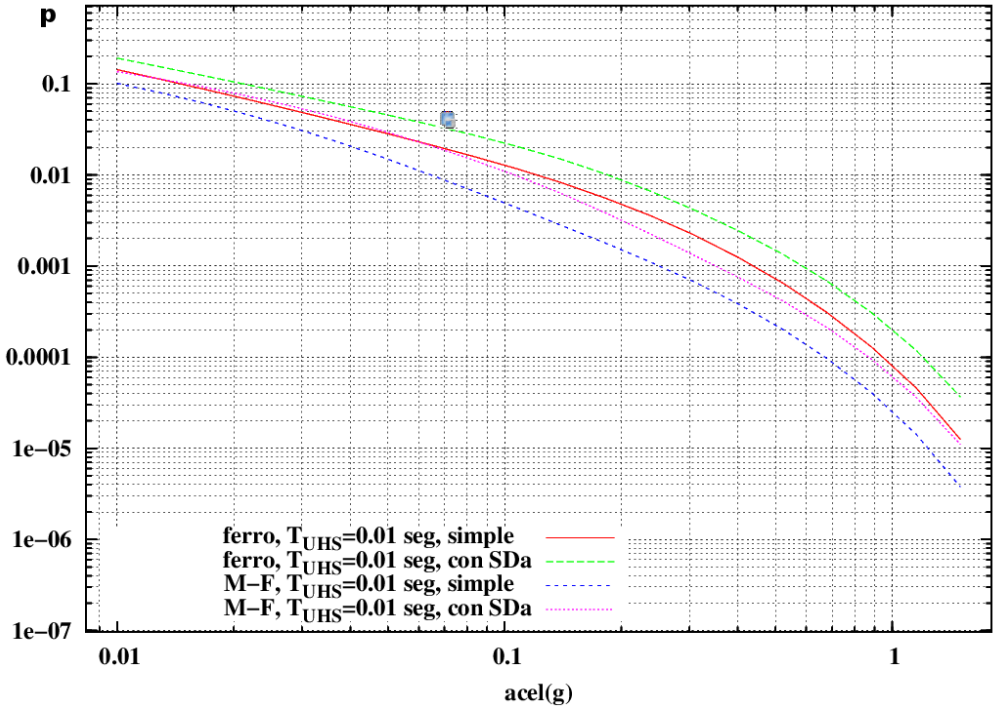
Caso (b): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad



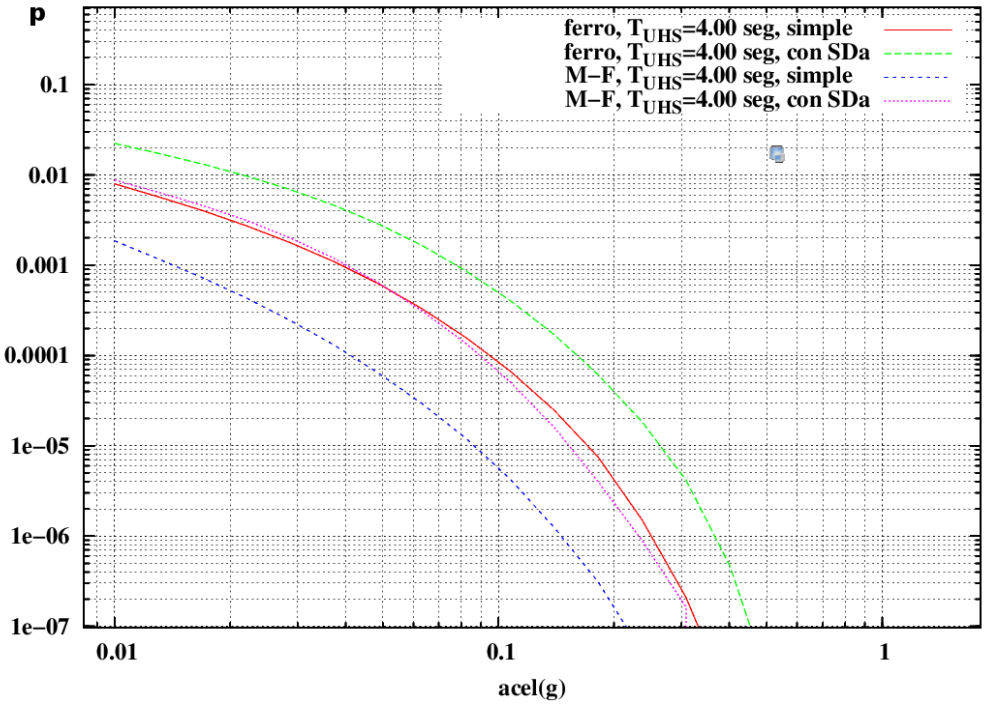
Caso (b): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad



Caso (b): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad



Caso (b): Guarenas, A & S, comparación de las 2 variantes de sismicidad



Si comparamos las fig. 3.1.11 y 3.1.12 veremos que el comportamiento de las curvas del método M-F (ν+SDa) es prácticamente el mismo en ambos casos, por lo que resulta equivalente considerar Mu=Mmax+0.5, con dMu=0. que Mu=Mmax, dMu=0.5. Por tanto los estimados de amenaza sísmica se realizarán para el caso Mu=Mmax, dMu=0.5, en términos de ν+SDa (amenza considerando dispersión aleatoria)

Cuando se planificaron estas comparaciones, lo que se buscaba era una continuidad entre los trabajos anteriores y el actual. Una vez analizadas las mismas podemos afirmar que el tratamiento dado a los gráficos magnitud-frecuencia y a las magnitudes máximas en el trabajo del ferrocarril arroja valores equivalentes de amenaza a los que se obtienen con el tratamiento propuesto en este trabajo. Las diferencias más significativas (aunque no grandes) vienen dadas para aceleraciones mayores que 0.2 g, y en tales casos en este trabajo se obtienen valores menores que los obtenidos en el trabajo del ferrocarril. Debe señalarse que esto es aplicable sólo a la sismicidad asociada a fallas con tasas de ocurrencia dadas por suus características geodinámicas (velocidad de desplazamiento fundamentalmente), normalizadas a la tasa del gráfico M-F para la región de estudio). En este trabajo se añade al cálculo de la amenaza sísmica la consideración de la sismicidad asociada a corredores alrededor de esas fallas con tasas de ocurrencia calculadas por la sismicidad actual.

3.1.7 Amenaza sísmica para Guarenas-Guatire

Considerando las 5 diferentes fórmulas de atenuación y las dos formas de enfrentar las fuentes discutidas anteriormente, lo más lógico es calcular la amenaza sísmica para Guarenas-Guatire usando un árbol lógico de 10 ramas con igual peso (0.1):

- 5 ramas (1 por fórmula de atenuación) con terremotos asociados a fallas
- 5 ramas (1 por fórmula de atenuación) con terremotos asociados a zonas

En todos los casos se toma la β regional, mientras que la λ regional se usa como criterio de normalización (ver Figura 3.1.13)

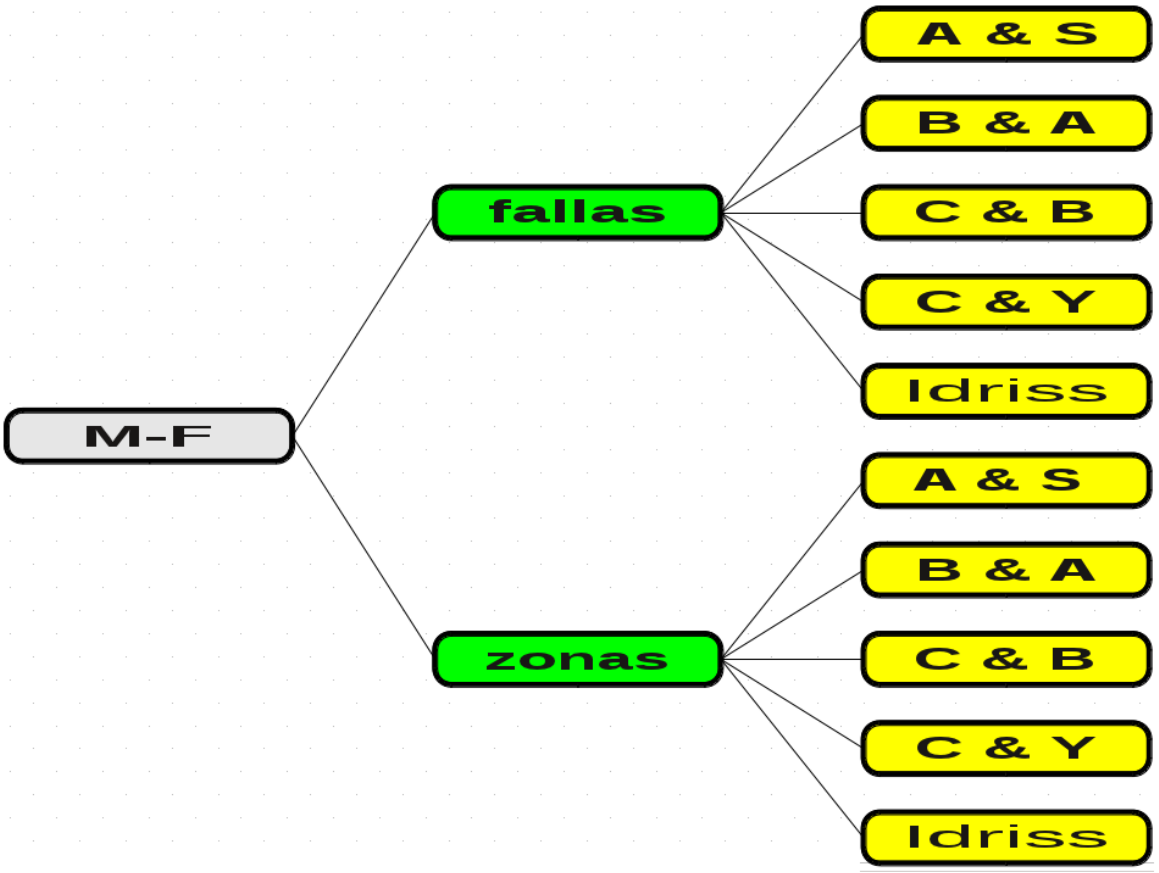


Figura 3.1.13 Arbol lógico de decisión usado en los cálculos. Se parte del tronco principal correspondiente a los parámetros de sismicidad "b" y "Mmax". Este se bifurca en dos ramas correspondientes al tratamiento de las fuentes (fallas y zonas), y cada una de ellas se divide en otras 5 ramas correspondientes a la atenuación. Las ramas se numeran de 1 a 10 de arriba hacia abajo y las abreviaturas significan: M-F - gráfico magnitud-frecuencia regional, Mu=Mmax, dM=0.5; A&S - Abrahamson y Silva (2008); B&A - Boore y Atkinson (2008); C&B - Campbell y Borzognia (2008); C&Y - Chou y Youngs (2008) e Idriss - Idriss (2008)

3.1.7.1 El tratamiento estadístico del árbol lógico en CRISIS2007

El programa CRISIS2007 realiza un tratamiento estadístico de los árboles lógicos que está ampliamente descrito en su documentación anexa. Es conocido que en esta técnica están presentes dos tipos de error, el aleatorio y el epistémico. El primero es inherente a cada rama y está relacionado con los errores propios de los parámetros que se usan en los cálculos (gráficos magnitud-frecuencia, Mmax y fórmulas de atenuación), mientras que el segundo es el asociado a la presencia de numerosas ramas con resultados diversos. La fórmula final que se usa en los cálculos es:

$$E[\nu(a)] = \sum_{i=1}^{N} E[\nu(a \mid j)] w_j \qquad (3.1.2)$$

$$VAR[\nu(a)] = \sum_{i=1}^{N} VAR[\nu(a \mid j)] w_j + \sum_{i=1}^{N} \{E[\nu(a \mid j)] - E[\nu(a)]\}^2 w_j$$

donde:

E – esperanza matemática

VAR - varianza

a - aceleración

w - peso

ν – tasa de excedencia

1er término – varianza aleatoria,

2do término – varianza epistémica

Definamos:

$SDa = (VARaleatoria)^{½}$

$SDe = (VARepistémica)^{½}$ (3.1.3)

$SDt = (SDa^2+SDe^2)^{½}$

En los gráficos se representa:

rama simple – ν+SDa

árbol – ν+SDt

La selección de los pesos w_i se hace en función del comportamiento de la amenaza que se obtenga para cada cada una de las ramas.

3.1.7.2 Comparación entre las dos ramas mayores del árbol (fallas y zonas) consideradas como árboles independientes de 5 ramas

Para comparar cómo se comportan los dos criterios que determinan la primera división del árbol lógico en dos ramas básicas (zonas y fallas, de acuerdo a la fig. 3.1.13), se tomó cada una de ellas de forma independiente, formando árboles lógicos de 5 ramas con peso 0.2 cada una. En la fig. 3.1.14 se presenta la comparación de los valores de ν+SDt obtenidos en ambas ramas mayores para algunos valores de T_{UHS}, para el caso de Guarenas.

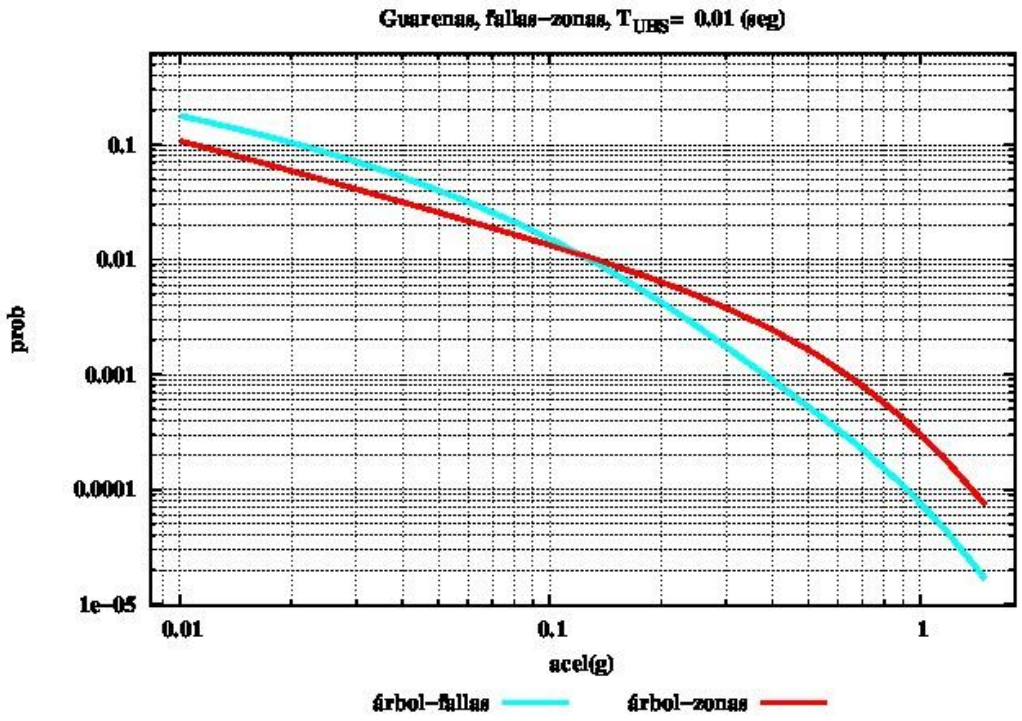
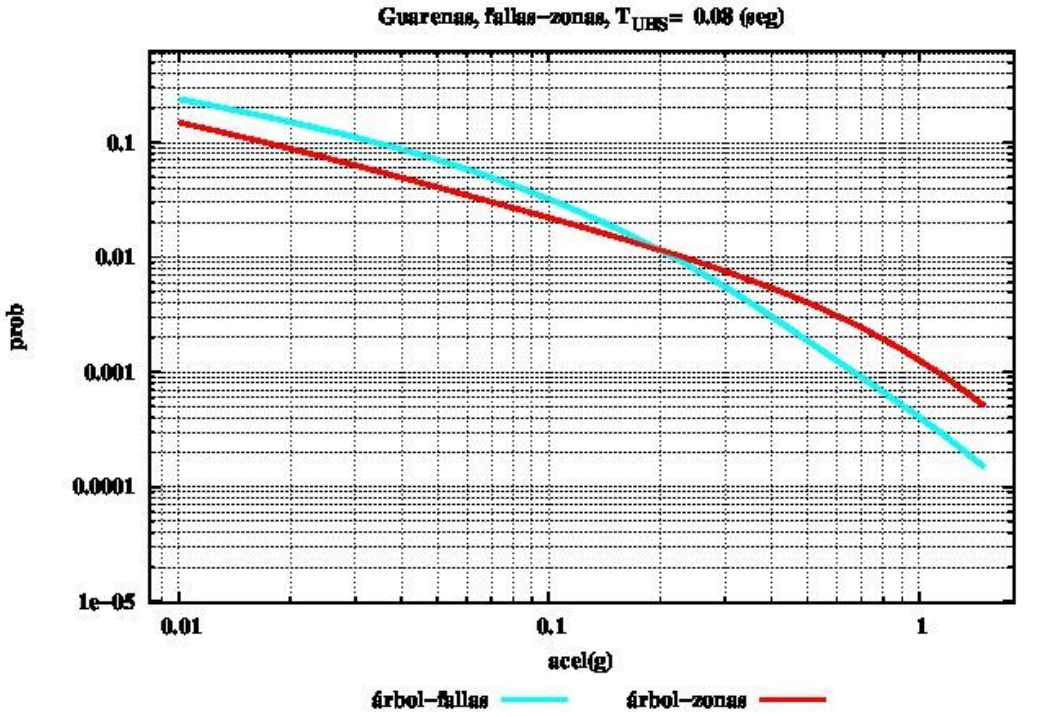
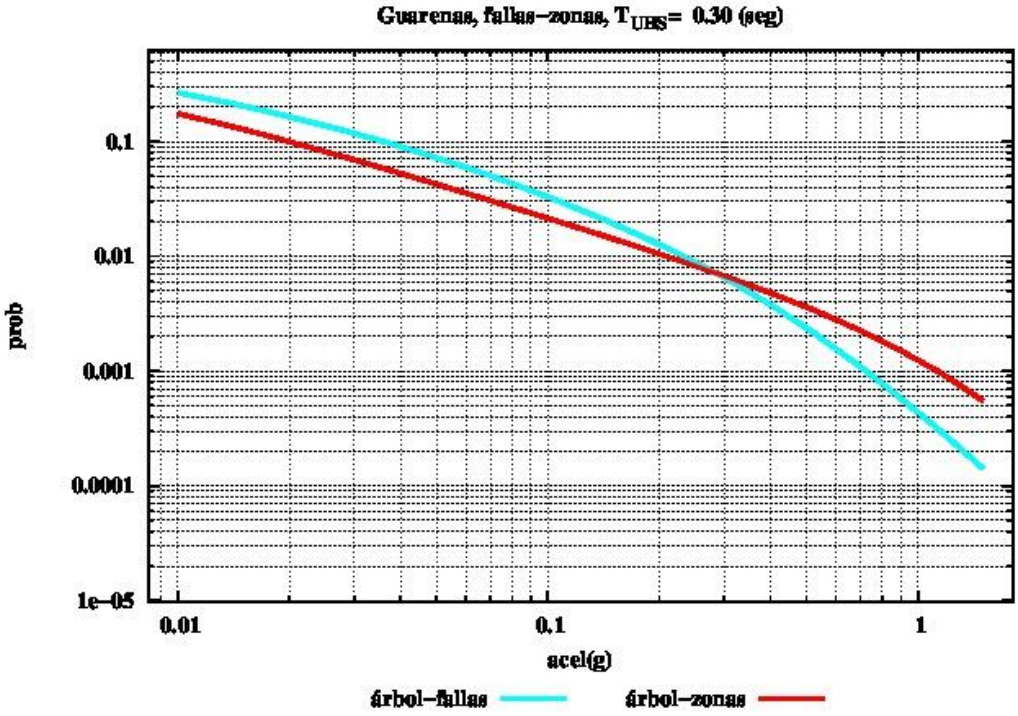
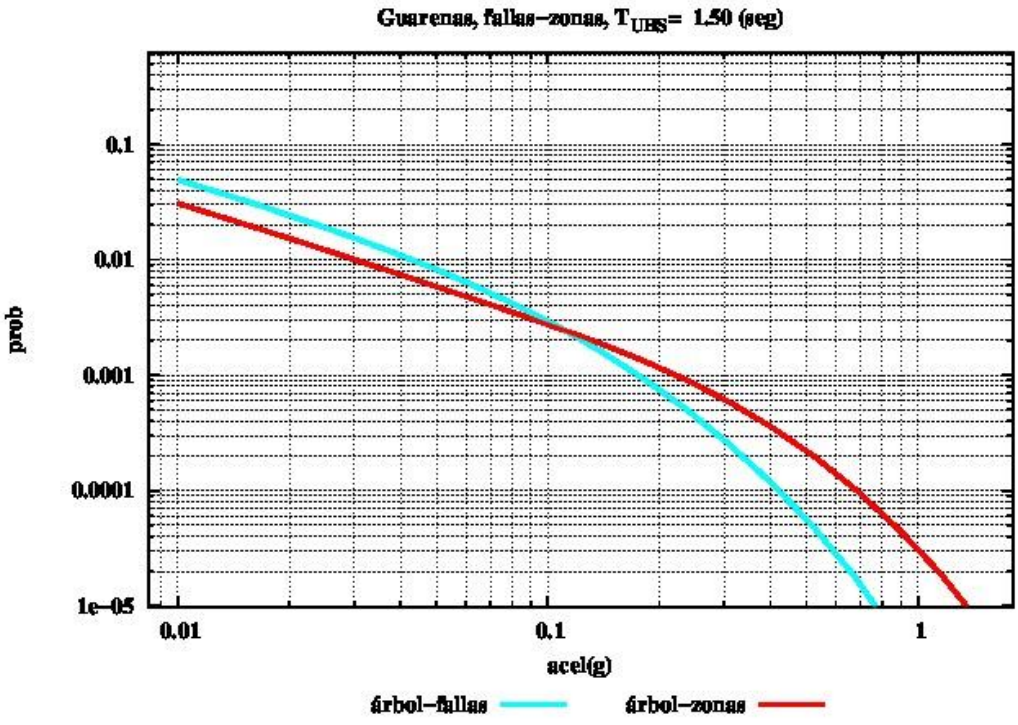
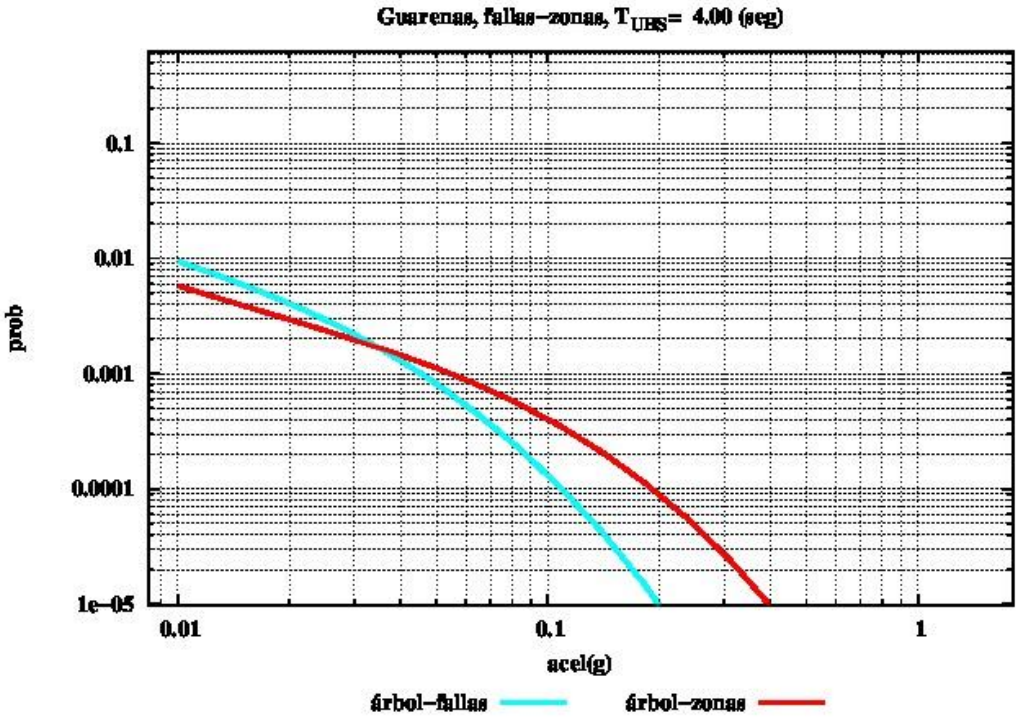


Figura 3.1.14 (arriba y páginas siguientes) Comparación de los valores de amenaza con su error total, que se obtienen usando cada una de las dos ramas principales del árbol lógico por separado, para los valores del período UHS 0.01, 0.08, 0.30, 1.5 y 4.0 seg. Valor representado: ν+SDt


Guarenas, fallas–zonas, T_{UHS}= 0.08 (seg)
prob
0.1
0.01
0.001
0.0001
1e–05
0.01
0.1
1
acel(g)
árbol–fallas
árbol–zonas


Guarenas, fallas–zonas, T_{UHS}= 0.30 (seg)
prob
0.1
0.01
0.001
0.0001
1e–05
0.01
0.1
1
acel(g)
árbol–fallas
árbol–zonas





De estos gráficos se ve que la amenaza sísmica para valores bajos de aceleración es mayor en el caso de las fallas, mientras que para valores altos de la aceleración es mayor en el caso de las

zonas. Este tipo de comportamiento se mantiene en todo el espectro UHS, variando el punto de intersección entre 0.03 y 0.3 g. La causa de este comportamiento está en la ubicación relativa de Guarenas y Guatire respecto a los esquemas de fallas y zonas. Ambas se encuentran a cierta distancia de las principales fallas, y están incluidas dentro de una zona. El hecho de que en la zona se distribuya la probabilidad de ocurrencia de terremotos fuertes en toda su extensión hace que exista la posibilidad de ocurrencia de los máximos terremotos bajo el sitio, pero con una probabilidad baja, por lo que es lógico esperar mayores valores de aceleración para períodos de retornos muy bajos (por lo general entre 1000 y 10000 años). Por otra parte como en la falla se concentra la probabilidad de ocurrencia en una línea esto hace que (en función de la distancia del sitio a ella) para valores específicos de la aceleración se obtengan contribuciones altas (esto es, con bajos períodos de retorno).

Si analizamos que ocurre con el período de retorno de 475 años (probabilidad aproximada de 0.002) nos encontramos que la contribución del modelo de zonas es significativamente mayor, sobre todo en los períodos del UHS más bajos. Esta tendencia se incrementa según aumenta el período de retorno, y se invierte cuando disminuye el mismo. Como ese período de retorno es el usado en los códigos para construcciones sismorresistentes, resultaría muy peligroso darle un peso significativo a las ramas correspondientes a las zonas, ya que elevaría de forma espúrea el nivel de amenaza para los sitios de interés.

3.1.7.3 Resultados obtenidos con el árbol lógico de decisión completo

A continuación se presentan los resultados de la estimación de la amenaza sísmica usando las 10 ramas del árbol lógico. De acuerdo al análisis del epígrafe anterior se seleccionaron los pesos:

- ramas correspondientes al modelo de fallas: 0.15
- ramas correspondientes al modelo de zonas: 0.05

Se decidió no hacer ninguna diferenciación entre las ramas en función de la fórmula de atenuación por la carencia de un estudio local sobre el tema. Los datos iniciales utilizados en los cálculos se presentan en el anexo 3.1.3.

En las figuras 3.1.15-3.1.20 se presentan los resultados para el caso de Guarenas. En todos los gráficos la línea gruesa azul es el valor ν+SDt. Para el caso de Guatire los resultados (muy similares a estos) se han colocado en el anexo 3.1.4.

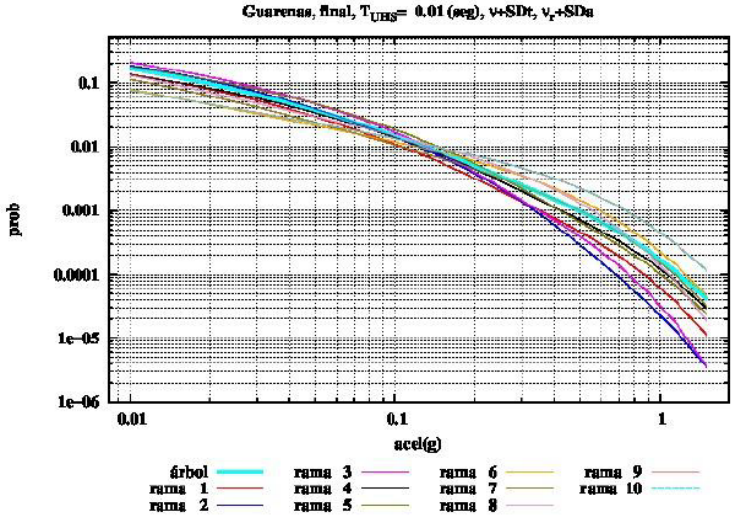


Figura 3.1.15 Estimados de la probabilidad de excedencia de los valores de aceleración para T_{UHS}=0.01 seg (PGA). Iguales gráficos existen para los otros valores de T_{UHS}.

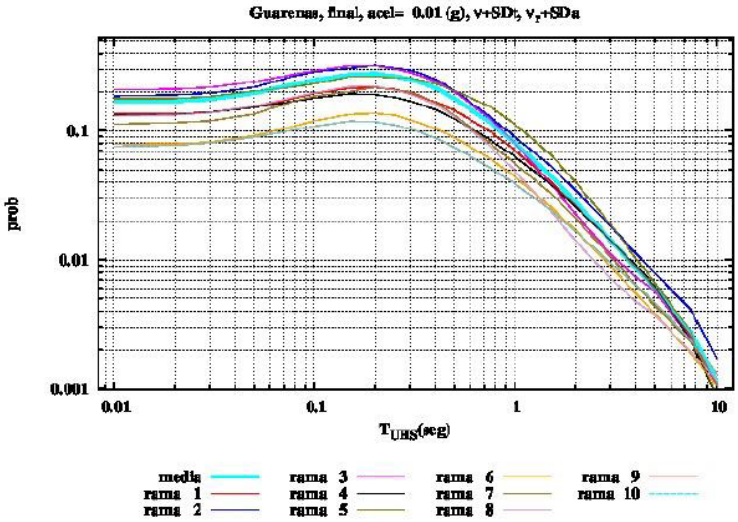


Figura 3.1.16 Estimados de la probabilidad de excedencia de los valores de la aceleración para 0.01 seg. Iguales gráficos existen para los otros valores de aceleración.

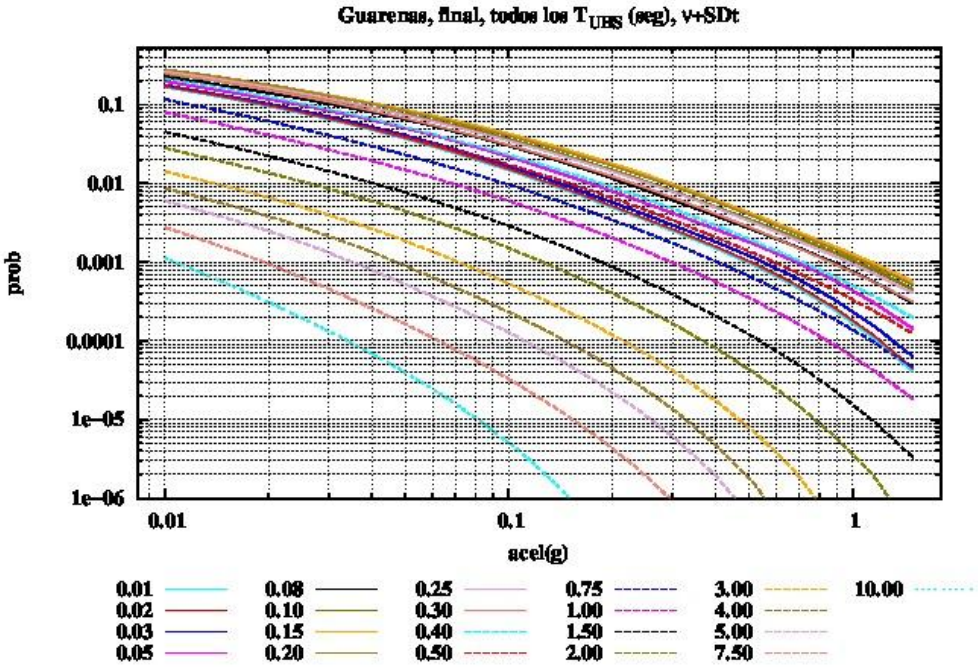


Figura 3.1.17 Superposición de los valores de ν+SDt para todos los T_{UHS}.

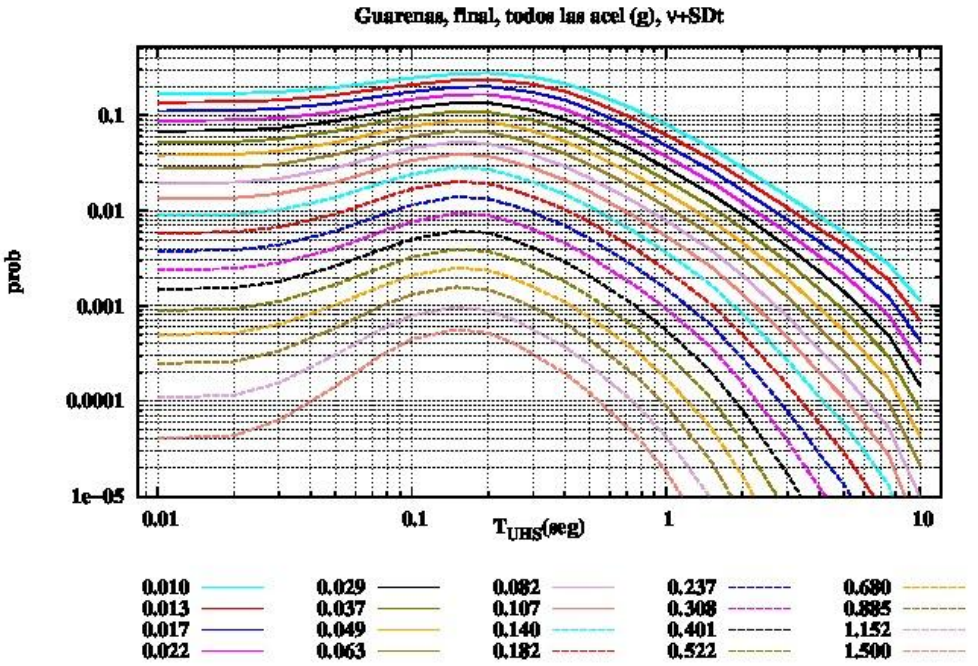


Figura 3.1.18 Superposición de los valores de ν+SDt para todas las aceleraciones.

La obtención de los gráficos de aceleración espectral vs. T_{UHS} se realiza considerando que las sacudidas sísmicas siguen un modelo poissoniano. En el mismo la probabilidad de que un nivel dato de aceleración espectral sea igualado o excedido en un tiempo de espera "t" dado, viene dado por la fórmula:

$$p = exp(-t/T_{ret}) \qquad (3.1.4)$$

$$T_{ret}=-t/ln(p)$$

por tanto, si se fijan un nivel de probabilidad aceptable, y un tiempo de espera, que habitualmente es el tiempo de vida útil de una obra civil, se determinará el período de retorno T_{ret} correspondiente. Es habitual fijar la probabilidad en 0.9, por lo que la relación entre t y Tret será la indicada a continuación:

t	5	10	50	100	250
T_{ret}	47	95	475	950	2380

Estos valores fueron usados en el cálculo de la amenaza sísmica. Lo más común en los códigos sísmicos es tomar, para las construcciones normales la combinación p=0.9, t=50 años, que corresponde al período de retorno T_{ret}=475 años. A continuación se presentan algunos gráficos de amenaza para esos períodos de retorno. En algunos se usa, además de ν+SDt el de ν+SD_A donde SD_A es la media de las dispersiones aleatorias por rama.

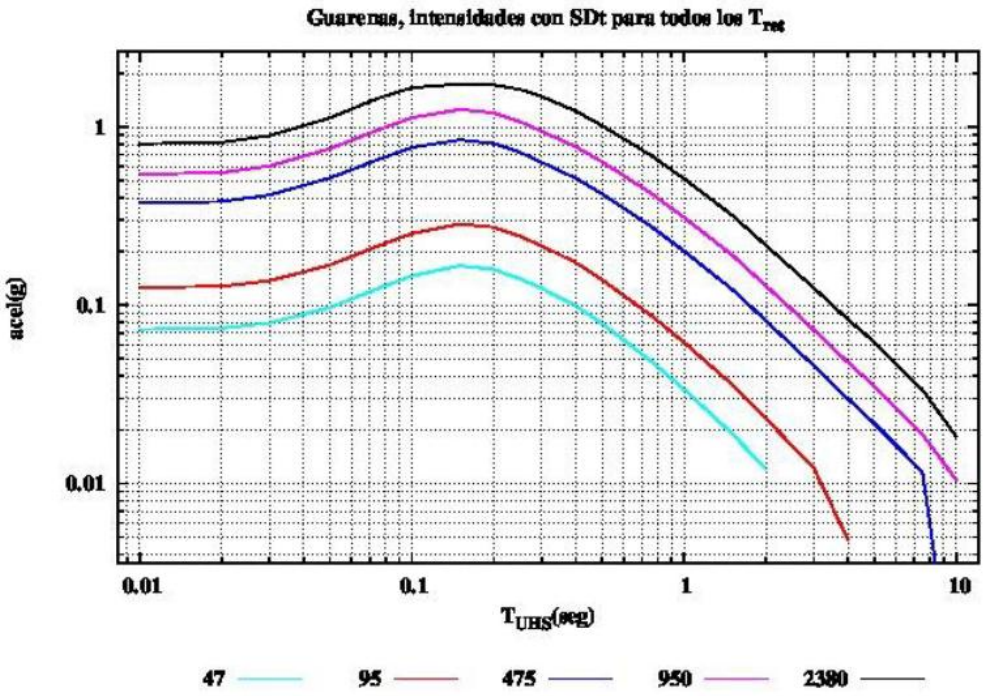


Figura 3.1.19 Valores de aceleración considerando SDt para diferentes períodos de retorno.

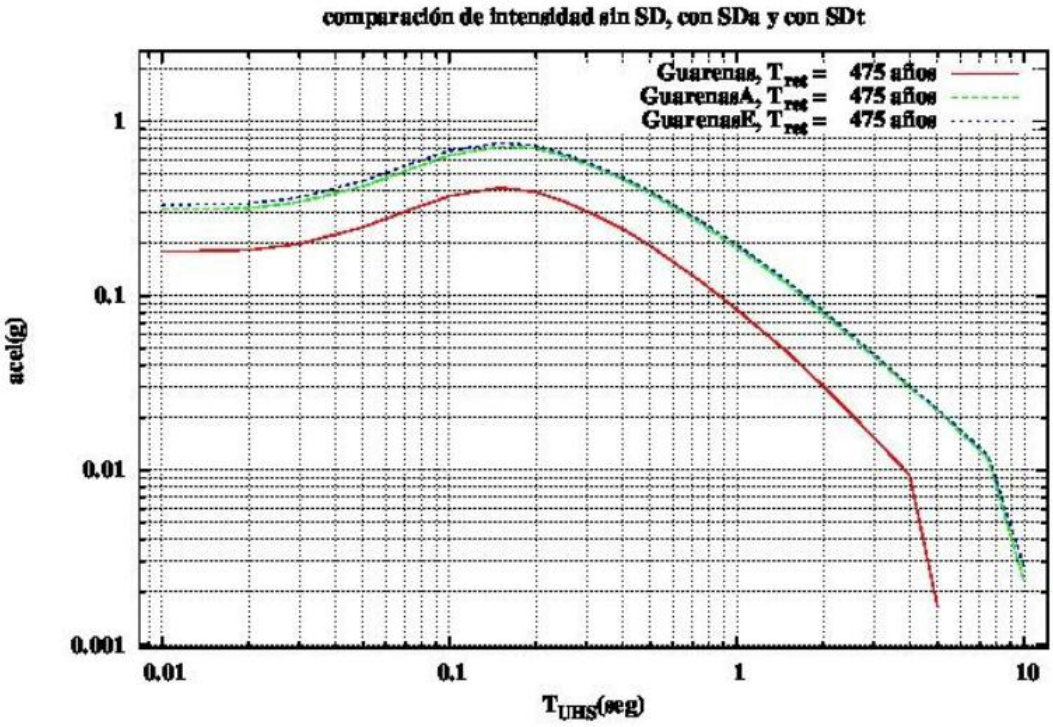


Figura 3.1.20 Valores de aceleración para T_{ret}=475 años. Se representan ν (marrón), ν+SDa

3.1.7.4 Comparación entre la amenaza sísmica de Guarenas y Guatire

En los gráficos mostrados anteriormente se ve que los correspondientes a Guarenas y a Guatire son casi iguales, por lo que muchos análisis se efectuaron sólo para Guarenas. Si superponemos los gráficos de amenaza para ambas ciudades se ve que para Guatire es ligeramente inferior, pero tan poco que resulta despreciable esa diferencia (Fig. 3.1.24).

Si vamos a los valores puntuales calculados de ν+SDt, veremos que para T_{UHS}=0.01 seg, el valor del espectro de aceleración, que equivale en este caso a la aceleración pico (PGA) es de 0.331 g para Guarenas y de 0.320 g para Guatire, mientras que en el caso de ν+SD_A los valores 0.311g y 0.303 g respectivamente. Debido a ello se dará para ambas ciudades un solo valor que será de 0.33 g. en el caso de ν+SDt y de 0.31 g en el caso de ν+SD_A.

Debe señalarse que estos estimados de espectro de aceleración vs. período UHS para diferentes períodos de retorno no se obtienen de forma directa en el programa, sino que son obtenidos por interpolación-extrapolación. Desconocemos el método por el que se realizan dentro del CRISIS2007, pero los realizados en este trabajo se hicieron empleando esplines cúbicos, que como es sabido presentan una incertidumbre grande si nos alejamos de los límites dados por los datos de entrada. Es por ello que los valores más bajos y más altos de la aceleración espectral no son muy confiables.

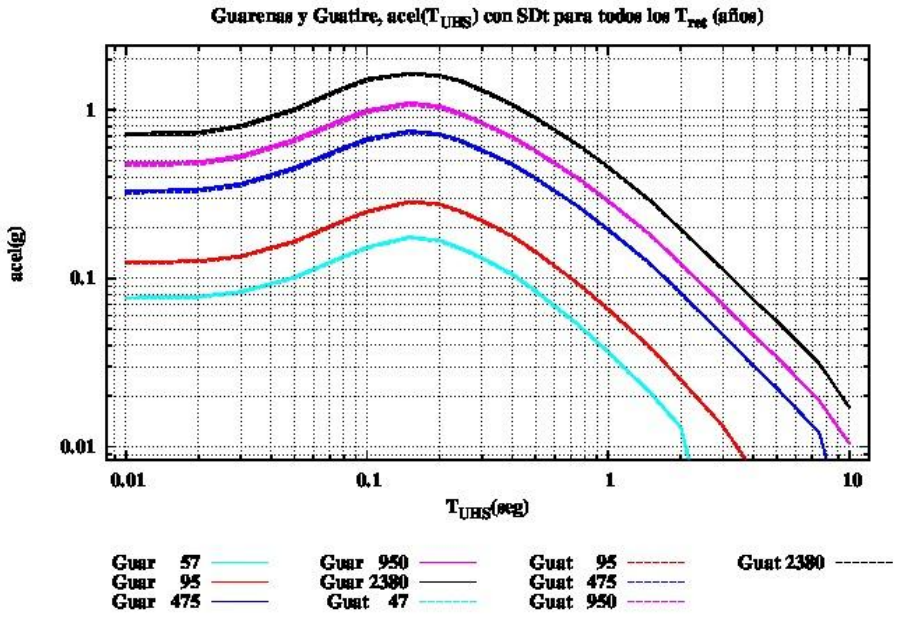


Figura 3.1.21 Comparación de la amenaza sísmica de Guarenas y Guatire.

3.2 Microzonificación sísmica

3.2.1 Introducción

La microzonación (o microzonificación) sísmica es una disciplina conocida desde los años 60 del pasado siglo. Surgida en la antigua Unión Soviética, tenía como objetivo cartografiar las variaciones de la intensidad sísmica esperada a nivel regional en una escala más detallada (para ciudades) en función de las características de los suelos que la componían. La base fundamental de tales trabajos la constituían la geología de los estratos superficiales y sus propiedades fundamentales, lo que era apoyado por mediciones instrumentales (microsismos y terremotos débiles). Un análisis completo de tales procedimientos es presentado en (Sadovskii et al. 1973; Medvedev, 1977). Diversas técnicas se han desarrollado desde entonces, todas ellas con el objetivo de representar en el mapa de una ciudad o de cualquier zona de desarrollo, distintas zonas que tienen un comportamiento similar ante los terremotos, y que por lo general se aparta del esperado de acuerdo a los estudios de peligro sísmico regional. La microzonación a partir de mediciones de microsismos obtuvo una gran difusión y continúa siendo realizada en la actualidad (Nakamura, 1989; Bard, 1999; Seo, 1996); es quizás el más "popular" método de microzonación sísmica. La modelación compleja del movimiento del terreno es otro de los enfoques utilizados, donde se calculan, a partir de las propiedades físicas de los diferentes estratos que forman el suelo, los incrementos en los efectos de las ondas sísmicas (aceleraciones, espectros, etc.), los cuales son cartografiados también. Este tipo de trabajo es conocido como estudio de los efectos de sitio y es realizado por computadoras. Diferentes tipos de ondas (de cuerpo y superficiales), diferentes geometrías (1D, 2D y 3D) y diferentes métodos caracterizan estos estudios, un muestrario de los cuales se puede ver en (Irikura et al., 1999).

Un aspecto importante de los trabajos de microzonación sísmica es que el resultado final, mapa o estimados puntuales, está formado por valores relativos del comportamiento del suelo de unos puntos o tipos de suelo respecto a otros. Es por tanto que la selección de ese patrón de referencia es determinante en los resultados finales. En los trabajos de la escuela soviética inicial se le llamaba "selección del suelo patrón", mientras que en los trabajos de modelación se le llama "selección del sitio de referencia". Es común en estos últimos casos referir el sitio de referencia como "roca". La esencia de los trabajos es obtener, para una red de puntos dentro del área objeto

de microzonación, información de diferente tipo que pueda ser referida al patrón de referencia y cartografiar los resultados de esa comparación.

Para enfrentar la microzonación, en este trabajo se parte de las siguientes hipótesis:

4 La microzonación sísmica se realiza sobre la base de valores relativos suelo/roca, donde por "roca" se entiende una estructura regional formada por estratos consolidados y por "suelo" se entiende una estructura local formada por estratos no consolidados.

5 En lugar de usar mediciones in-situ (extremadamente caras), los valores relativos roca/suelo se extraen de sismogramas sintéticos. *El problema se traslada a la obtención de modelos confiables de estructura regional y local.*

6 El proceso de microzonación se realizará por la delimitación de zonas que presenten un comportamiento cuasihomogéneo ante los terremotos, reflejado en un conjunto de valores y funciones relativos suelo/roca.

La definición de roca utilizada en este trabajo se aparta de la común de seleccionar algún afloramiento rocoso en el área de estudio con velocidades mayores que un valor mínimo. En nuestro caso el patrón de referencia se traslada al basamento en el que se encuentra insertada la cuenca.

Para obtener los sismogramas sintéticos se usa una modelación 2D a lo largo de perfiles que cruzan la ciudad de Lima. El método empleado es conocido como "técnica híbrida" (Fäh, 1992). En el mismo se calculan sismogramas sintéticos de ondas superficiales (P-SV o de Rayleigh, y SH o de Love) en puntos de la superficie a lo largo de los perfiles. Como información inicial se tienen la correspondiente a la fuente (coordenadas, magnitud y mecanismo focal) y la correspondiente a las propiedades físicas de los suelos atravesados por las ondas sísmicas.

El cálculo de la propagación de ondas a lo largo de los perfiles 2D se realiza combinando métodos analíticos y numéricos. La idea principal es calcular analíticamente trenes de onda

completos generados por una fuente sísmica ubicada dentro de una estructura regional corteza-manto superior (técnica conocida como "suma modal") y aplicar ese movimiento como entrada a la estructura local para ser procesado por el método numérico de las diferencias finitas. El problema se resuelve en dos etapas (Fig. 3.2.1), a la que se suma una tercera para obtener una microzonación:

(a) Las señales de las ondas P-SV y SH son generadas en la estructura rocosa anelástica 1D por el método de suma modal. Las técnicas de suma modal básicas para un problema clásico 1D han sido tratadas extensamente en (Panza, 1985; Panza y Suhadolc, 1987; Florsch et al., 1991; Panza et al., 2000). Se calculan 2 columnas de sismogramas ubicadas al inicio de la estructura 2D.

(b) Los trenes de ondas correspondientes a las mismas son usados como entrada para el esquema de diferencias finitas 2D que se emplea para obtener las formas de onda a lo largo de la estructura local anelástica, de variación lateral. Se comparan los resultados de la modelación en la estructura local con los que se obtienen al calcular los sismogramas en los mismos puntos, pero eliminando la cuenca 2D que se había introducido en el modelo (Fäh, 1992; Fäh et al., 1993, Fäh y Suhadolc, 1994).

Se obtienen cocientes de valores de parámetros y de funciones que caracterizan la variación local de los efectos de terremotos, y se realiza la división en microzonas de los suelos que forman el área de estudio en función de ellos (Alvarez et al., 2005).

El cálculo de sismogramas sintéticos se realiza para aceleración, velocidad y desplazamiento en las componentes radial, transversal y vertical. Para ello se usa un paquete de programas que el grupo SAND del ICTP y el Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Trieste pusieron a disposición de este trabajo. Estos programas calculan todos los sismogramas para una fuente puntual de momento sísmico $M_0=1.0\times10^{20}$ dina-cm, y son escalados en función de la magnitud de los terremotos usando la ley de escala de Gusev (1983), según es reportada por Aki (1980).

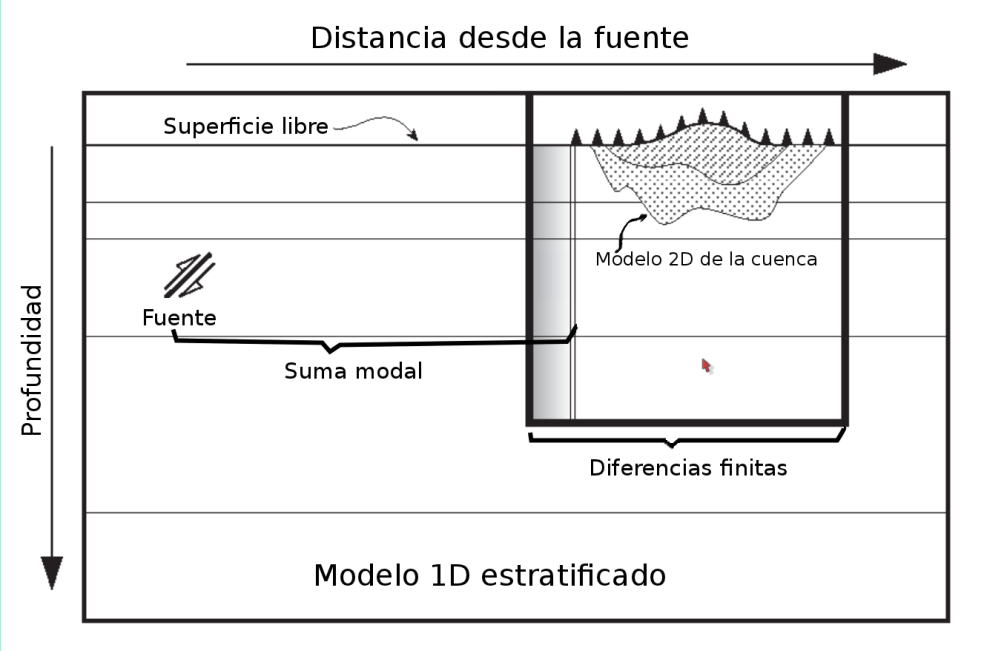


Figura 3.2.1. Esquema de cálculo de los sismogramas sintéticos [modificado de Fäh (1992)]. Las ondas generadas en la fuente se propagan por el medio 1D y los sismogramas se calculan por el método de suma modal en dos columnas que se representan al inicio del modelo 2D. Este último está formado por un modelo 2D de la cuenca que se introduce en el modelo 1D regional, y se extiende en profundidad lo suficiente para considerar todas las contribuciones posibles. Al inicio del modelo 2D se ve una zona sombreada en la cual se considera una atenuación alta para evitar efectos de borde (Fäh, 1992).

Se realiza la extracción automatizada de información sobre el movimiento del terreno a partir de los sismogramas sintéticos. Esta información es utilizada para crear los cocientes [suelo(2D)/roca(1D)] que se usan como base de la microzonación. Los mismos son de 2 tipos:

4 de ***parámetros univaluados "X"***, donde X puede ser cualquiera de los parámetros del movimiento del terreno de uso habitual en ingeniería sísmica (como la aceleración máxima). Los cocientes se simbolizan como

$$XR=X_{2D}(x,y)/X_{1D}(x,y) \qquad (3.2.1)$$

5 ***de funciones de la frecuencia "G(ω)"***, donde G puede corresponder a cualquiera de las funciones que caracterizan el movimiento del terreno (como el espectro de respuesta). Las funciones cociente se simbolizan por

$$GR(\omega,x,y)=G_{2D}(\omega,x,y)/G_{1D}(\omega,x,y) \qquad (3.2.2)$$

En lo anterior se usa la letra “R” para identificar los cocientes, y se ha reflejado, tanto para los

parámetros univaluados como para las funciones, su dependencia de las coordenadas, lo que sugiere la posibilidad del uso de técnicas geoestadísticas de procesamiento.

Cuando se usa una misma fuente para generar todos los sismogramas sintéticos se puede, a partir de los parámetros ya definidos $X_{2D}(x,y)$ y $G_{2D}(\omega,x,y)$, construir un escenario de terremoto.

El proceso, a partir de los sismogramas sintéticos, consta de 5 etapas fundamentales:

6. Generación automatizada de mapas conteniendo información de los parámetros extraídos de los sismogramas
7. Inspección visual de los mapas buscando aquellos que reflejen comportamiento parecido
8. Clasificación de curvas: conversión de las funciones continuas GR(f,x,y) en k-valentes G(i,x,y) y su representación gráfica con vistas a agrupar las que presenten características similares
9. Delimitación de zonas, que para los mapas seleccionados manifiesten un comportamiento parecido
10. Caracterización de las zonas seleccionadas a partir de la información real extraída de los sismogramas sintéticos

Para este procesamiento se usa un paquete de programas desarrollado dentro del proyecto SMLAC (Alvarez, 2011) que se apoyan fundamentalmente en el GMT (Wessel y Smith, 1998), el gnuplot (Williams y Kelly, 2010) y en una versión "demo" del IDL (Research Systems, Inc., 2000) para la construcción de gráficos y mapas típicos de forma automatizada. La clasificación de curvas se realiza por un método lógico combinatorio con el programa "P4", creado a partir del sistema "PROGNOSIS" (Ruiz et al., 1992; Pico, 1999).

3.2.2. Datos de partida

3.2.2.1. Estructura regional profunda

Para el procesamiento por suma modal con frecuencias de hasta 10 Hz es necesaria la construcción de un modelo 1D de corteza-manto superior lo más detallado posible. Entre la información existente se seleccionó el modelo que presenta Güedez (2003) para el perfil Birongo

NS obtenido a partir del análisis de la línea sísmica CC-01G-09 (Caribe Central) en la estación Birongo al que corresponde el modelo de velocidades presentado en la figura. 3.2.2.

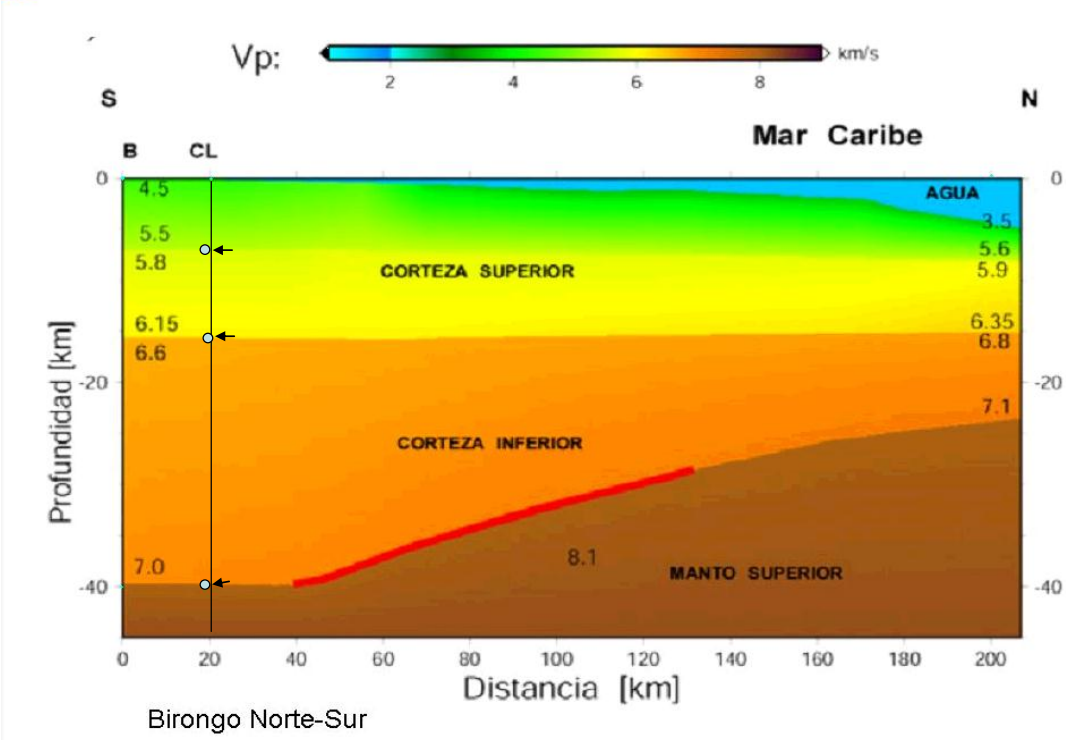


Figura 3.2.2 Modelo de velocidades de ondas P de la corteza [modificado de Güedez (2003)]. La línea vertical corresponde a la ubicación de Guarenas-Guatire.

Se determinaron las profundidades a las que se hallan el tope de la corteza superior, corteza inferior y manto superior, como también las velocidades de onda compresional promedio para la región entorno a Guarenas-Guatire. Las densidades para la corteza son tomadas del modelo gravimétrico entre Altagracia de Orituco y Caraballeda de Orihuela y Ruiz (1990). Se tomaron sus densidades para la corteza por estar éste perfil gravimétrico, cerca de la región de estudio Guarenas-Guatire y por coincidir el número de capas de la corteza (3 capas), en ambos modelos, gravimétrico y de velocidad Birongo NS (Güedez, 2003). Por intermedio de las curvas empíricas que relacionan velocidad de onda compresional (Vp) y la velocidad de la onda de cizalla (Vs) para la corteza de la tierra (Brocher, 2005), se determinó un perfil de velocidades Vs para la corteza. En la tabla 3.2.1 se presentan los parámetros del modelo 1D seleccionados.

Tabla 3.2.1 Resumen de parámetros geofísicos del modelo de corteza.

Nº Capa	Espesor (Km)	Vp(Km/seg)	Vs(Km/seg)	ρ(g/cm^3)	Qp	Qs
1	6.93	5.30	3.19	2.62	272.7	340.9
2	8.54	6.1	3.59	2.70	272.7	340.9
3	24.5	7.0	3.79	2.90	272.7	340.9
4	40	8.29	4.5	3.30	268.5	335.6

3.2.2.2 Estructura 2D de los perfiles

La características geológicas de la cuenca de Guarenas-Guatire fueron discutidas en el capítulo 2 de este informe. En el mismo se incluye también una descripción de los trabajos geofísicos realizados para estudiar la estructura de la misma, en los que se identificaron 3 estratos básicos que componen la estructura profunda de la cuenca, dos capas de rocas sedimentarias suprayacentes sobre esquistos:

- arena limosa densa, arcilla limosa muy dura
- sedimentos clásticos no consolidados, arenas y limos laminados, arcillas
- esquistos Las Mercedes

Tabla 3.2.2 Parámetros físicos del modelo de la cuenca utilizados V_p, V_s, Q_s, Q_p , y ρ. En la misma se indican las fuentes de que fueron tomados los valores: (1) – Vaccari y Alvarez (2009), (2) – Noda (2008), (3) – Rocabado et al. (2006).

No.	V_p(m/seg)	V_s(m/seg)	Q_p [(1)]	Q_s [(1)]	ρ(gr/cm^3)
1	700[(2)]	400[(2)]	100	50	1.6[(2)]
2	2000[(2)]	800[(2)]	100	50	1.8[(2)]
3	3800[(3)]	2200[(3)]	478	319	2.65[(3)]

La obtención de los parámetros físicos de los estratos señalados no siempre se pudo hacer por mediciones in-situ; para algunos fue necesario recurrir a datos publicados por otros autores para suelos semejantes. En la tabla 2 se resumen la geología y los parámetros físicos correspondientes

Vp, Vs, Qs, Qp y $\rho(gr/c^3)$. Los factores de calidad son escogidos según la geología de los sedimentos. En la propia tabla se indican las fuentes utilizadas para cada uno de ellos. Para mayor información consulte el capítulo 2.

Para poder realizar una microzonación es necesario tener información de los parámetros del movimiento del terreno en una malla que cubra toda el área de estudio. Con tal fin se trazaron 5 perfiles de dirección norte-sur (con fuente al norte) y sur-norte (con fuente al sur) con longitudes que varían entre 3 y 6 Km, y 3 perfiles de dirección oeste-este con una longitud entre 8 y 13 Km. Estos dan una buena cobertura del área de estudio (Figura. 3.2.3).

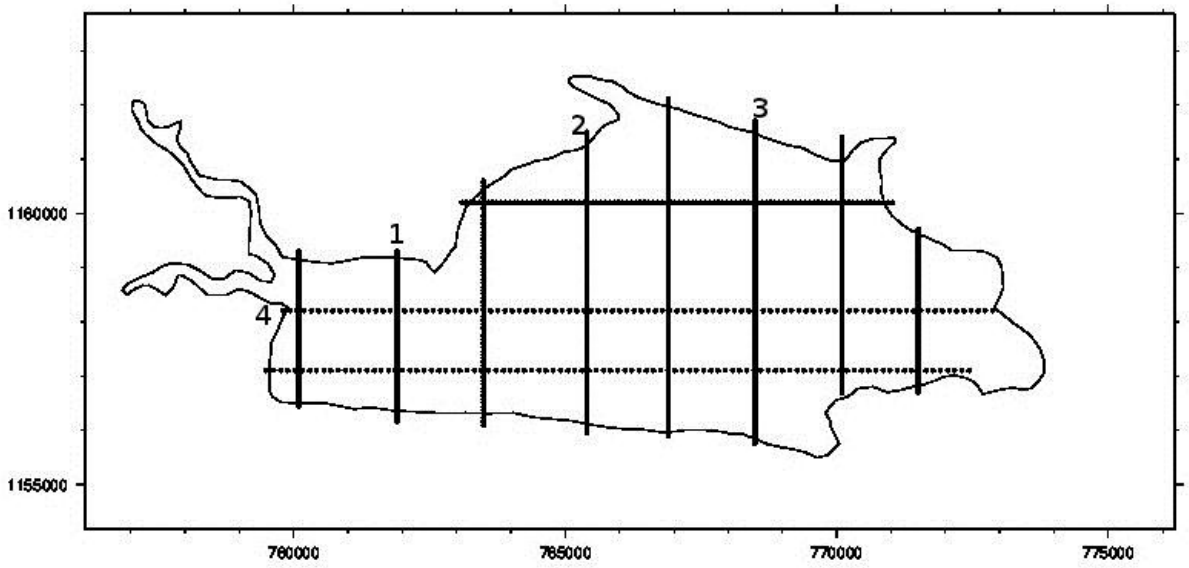


Figura 3.2.3 Perfiles trazados en el área de estudio. Los sublongitudinales se consideraron doblemente, una vez en dirección norte-sur y otra en dirección sur norte. Los numerados serán referidos más adelante.

La construcción de estos perfiles en profundidad se hizo utilizando la información geológo-geofísica que se discute en el capítulo 2. En la figura 3.2.4 se presentan algunos de ellos, cuyos números se representan en la figura 3.2.3 para que se vea la posición de los mismos.

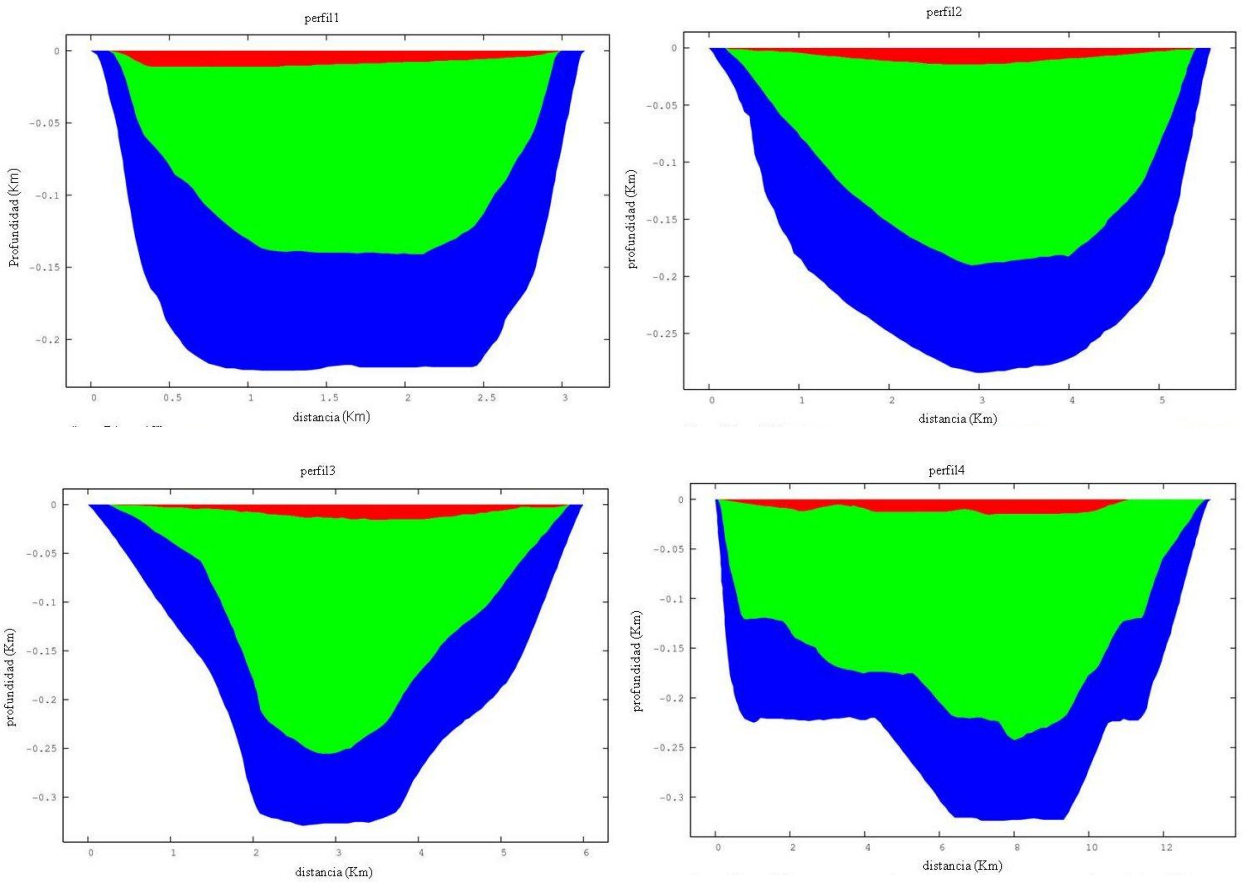


Figura 3.2.4 Ejemplo del trazado en profundidad de 4 perfiles (los señalados en la Fig. 3.2.3). El inicio del perfil está precisamente donde aparecen los números en esa figura. Los colores significan: rojo - estrato 1, verde - estrato 2 y azul – estrato 3 definidos anteriormente. Nótese que no están a igual escala los ejes en todos ellos.

3.2.2.3. Los terremotos de escenario

Para el cálculo de sismogramas sintéticos es necesario suministrar una fuente. Lo más común es considerar un terremoto fuerte ya ocurrido, del cual se debe tener información de coordenadas, magnitud y mecanismo focal. Un requisito imprescindible a la hora de seleccionar es que la trayectoria fuente-inicio del perfil tenga la misma orientación que el perfil. Con esas consideraciones se seleccionaron 3 escenarios de terremoto: ubicados en las fallas San Sebastián, Pichao (sistema La Victoria) y Tacagua respectivamente. A continuación se dan sus parámetros:

- San Sebastián (M=7, h=8 Km): azimut=90°, buzamiento=30°, deslizamiento para onda SH=176.1° y para onda P-SV=150° (basado en terremoto del 2002/05/28). Es el que se utiliza en los perfiles de dirección norte-sur.

- Pichao (M=6, h=8 Km): azimut=39°, buzamiento=30°, deslizamiento de la falla para onda SH=176.1° y para onda P-SV=150°. Es el que se utiliza para los perfiles de dirección sur-norte
- Tacagua (M=5, h=5 Km): azimut=120°, buzamiento=84.2°, deslizamiento de la falla para onda SH=320° y para onda P-SV=305°. Es el que se utiliza para los perfiles de orientación oeste-este.

Los mecanismos focales seleccionados corresponden a una modificación de los reportados para terremotos reales o estimados por criterios sismotectónicos, en busca de la obtención de amplitudes comparativamente altas en las tres componentes a lo largo del perfil.

3.2.3 Cálculo de los sismogramas sintéticos y microzonificación sísmica

3.2.3.1.La obtención de los sismogramas sintéticos

Siguiendo el procedimiento indicado en el epígrafe 3.2.1, se calcularon, para cada perfil sismogramas sintéticos de ondas P-SV (Rayleigh) y SH (Love) para un rango de frecuencias ente 0.5 y 10 Hz. En la práctica se obtienen 3 componentes (radial, transversal y vertical) de desplazamiento, velocidad y aceleración. Se obtienen tanto para un modelo 1D, como para el modelo combinado 1D+2D, y entonces se aplican las fórmulas (3.1.1-3.1.2) para la extracción de los cocientes de parámetros y funciones 2D/1D. El total de puntos en toda el área para los que se calcularon los sismogramas sintéticos de 454.

A continuación se presentan algunos de los resultados obtenidos para el perfil No. 1 (ver ubicación en Fig. 3.2.3). Primeramente, en la figura 3.2.5 se muestran los sismogramas sintéticos para la componente transversal. Estos sismogramas son utilizados para extraer información del movimiento del terreno en ambos casos: 2D y 1D. A partir de ella se generan los parámetros y funciones indicadas en las fórmulas 3.2.1 y 3.2.2. La cantidad de parámetros y funciones del movimiento del terreno que se pueden obtener a partir de ellos suele ser grande, por lo que se seleccionan las que más se ajusten a las necesidades del trabajo en cuestión.

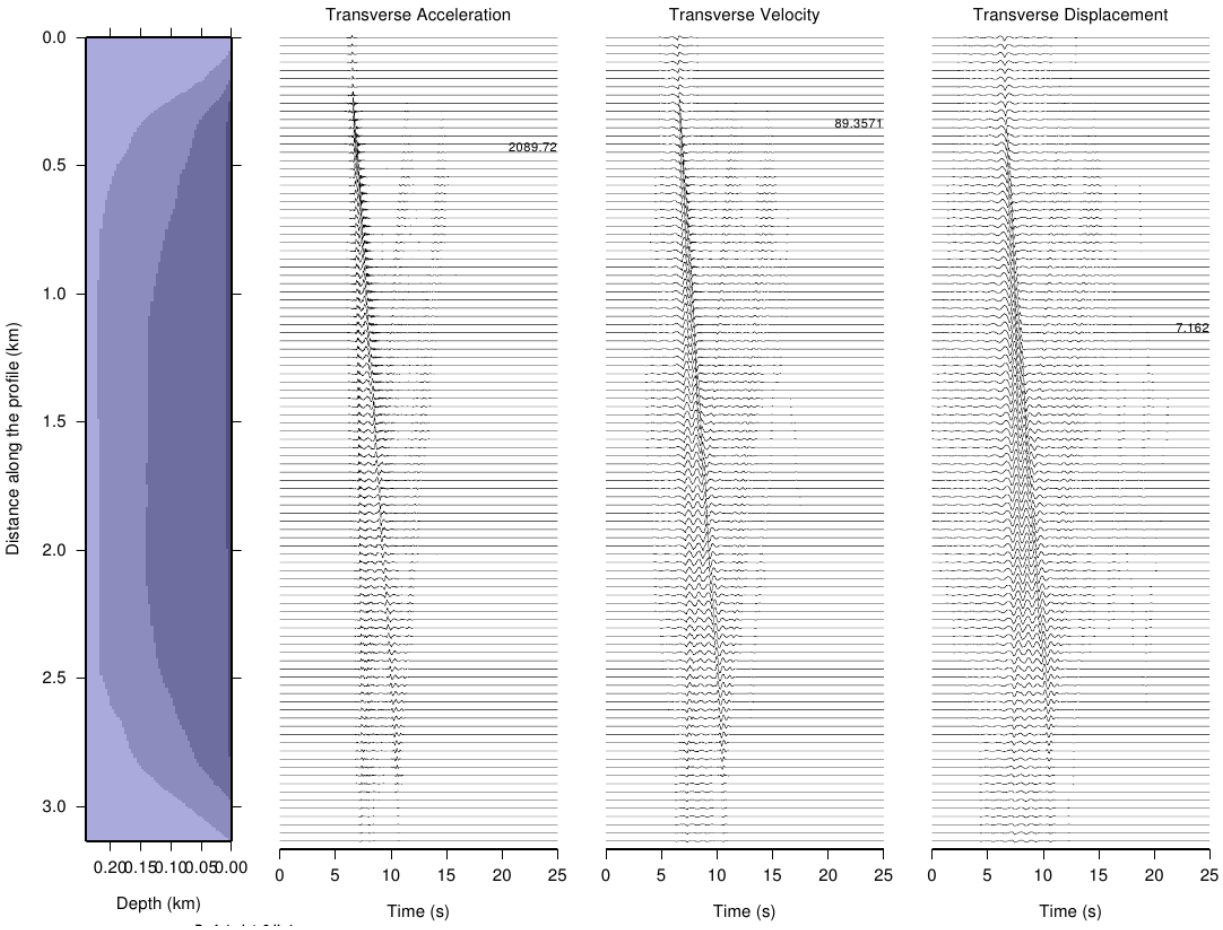


Figura 3.2.5 Sismogramas sintéticos del caso 2D para la componente transversal en el perfil 1. Nótese la influencia de la cuenca en la variación de las amplitudes y en la duración de las señales.

En la figura 3.2.6 se presenta el caso de una de las funciones más utilizada en ingeniería, el espectro de respuesta de aceleración en sus 3 componentes (radial, transversal y vertical) y en la figura 3.2.7 se presenta otro parámetro de interés ingenieril, el área bajo la curva de la integral de la energía.

Los gráficos de este tipo se preparan en gran número de forma automática en una corrida del paquete de programas usado (Vaccari y Álvarez, 2009). Su uso estará en dependencia del objetivo que se persiga. En este caso, como lo que se pretende es una microzonación, se buscó un procesamiento en conjunto de todos los perfiles en lugar de analizar el comportamiento individual a lo largo de cada uno.

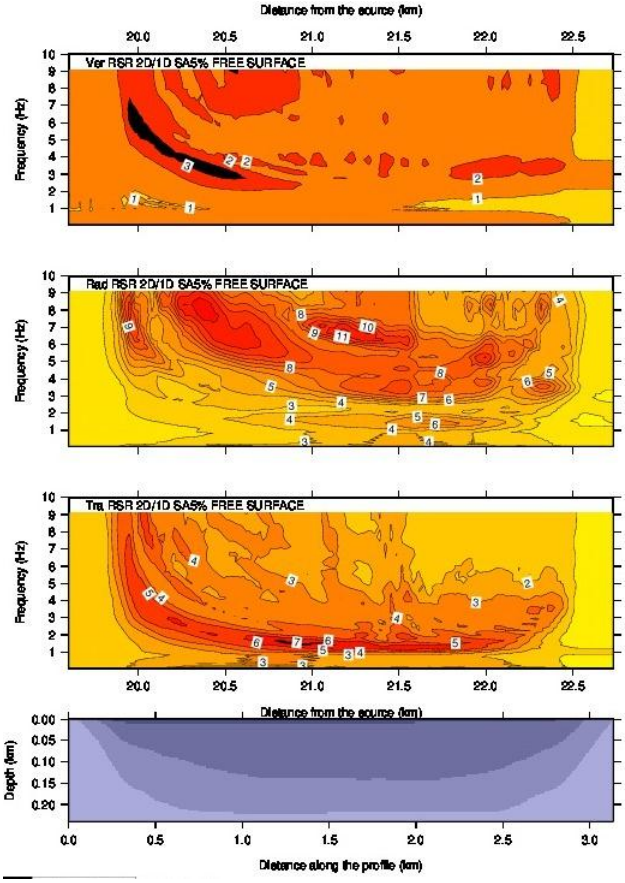


Figura 3.2.6 Comportamiento a lo largo del perfil de la función RSR=$RS^{2D}(f)/RS^{1D}(f)$, donde RS corresponde a espectro de respuesta y R a cociente.

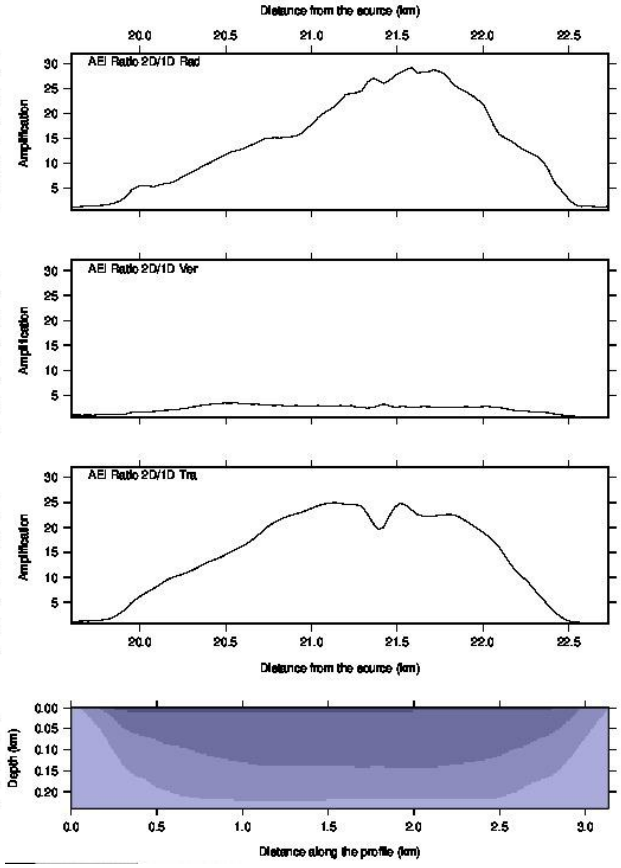


Figura3.2.7 Comportamiento a lo largo del perfil del parámetro AEIR=AEI^{2D}/AEI^{1D}, donde AEI significa "área bajo la curva de la integral de la energía y R a cociente.

3.2.3.2. El procesamiento conjunto de los sismogramas sintéticos

El primer paquete de programas empleado (Vaccari y Álvarez, 2009), cuyos resultados fueron analizados más arriba, además de los ficheros con los sismogramas sintéticos, crea un conjunto de ficheros con la información 2D/1D (parámetros y funciones de la frecuencia) para cada perfil, los que pueden ser utilizados como datos para una microzonificación sísmica. El paquete de programas SMZ (Álvarez, 2011) se encarga de realizar esta tarea. La información de ese tipo correspondiente a los 13 perfiles estudiados se procesa de forma conjunta y los resultados son mapas de parámetros interpolados por diferentes métodos y ficheros con curvas de funciones

para ser sometidas a un proceso de clasificación (reconocimiento de patrones no supervisado). El procesamiento automatizado de esa información genera:

- mapas (24) del movimiento del terreno para el escenarios 2D (esto solo tiene validez si se usó un mismo terremoto de escenario en todos los perfiles
- mapas para 56 cocientes 2D/1D del movimiento del terreno
- mapas para 24 cocientes 2D/1D de las relaciones H/V
- matrices para clasificar 24 funciones f(x,f)
- un análisis de correlación paramétrico y no paramétrico de todas las combinaciones de cocientes 2D/1D

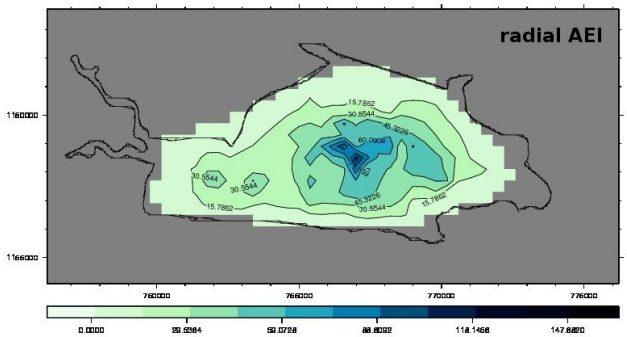
Todos los mapas son construidos por 3 métodos de interpolación diferentes; mínima curvatura, vecino mas cercano y triangulación de Delaunay. La selección de algunos de estos resultados para realizar la microzonación a veces resulta un proceso arduo, aunque los mas usados son los espectros de respuesta, la aceleración efectiva, el área bajo la integral de la energía y la aceleración máxima, entre otros.

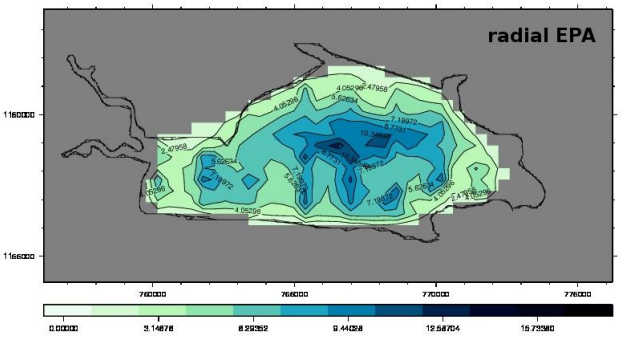
Entre los mapas construidos se destacan los correspondientes a la aceleración pico efectiva (EPA) y al área baja la integral de la energía (AEI). Dichos mapas, construidos por interpolación usando el método de triangulación de Delaunay se presentan, en las figuras 3.2.8 y 3.2.9 para las 3 componentes.

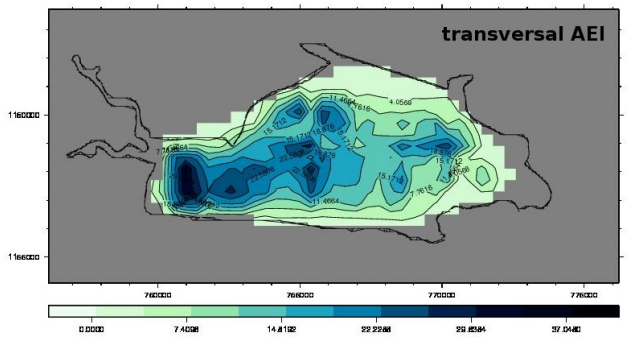
En las figuras 3.2.8 y 3.2.9 se nota la complejidad de las manifestaciones del movimiento del terreno. En unos casos las máximas amplitudes se obtienen en la parte occidental del área de estudio y en otros en la parte centro-oriental de la misma.

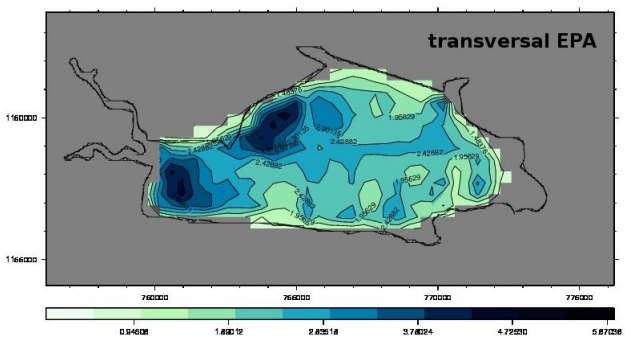
Entre las funciones del movimiento del terreno obtenidas se centró el análisis en las correspondientes al espectro de respuesta de aceleración. En el epígrafe 3.1 se presentaron los resultados obtenidos para la amenaza sísmica en términos de espectro de amenaza uniforme (UHS) para roca. Los cocientes 2D/1D de los espectros de respuesta de aceleración pueden ser considerados como una función de transferencia roca-suelo y por tanto combinados con los espectros de amenaza uniforme en roca para obtener los mismos en diferentes tipos de suelo. Como dichos espectros de amenaza uniforme se dan para la componente horizontal, se realizó un

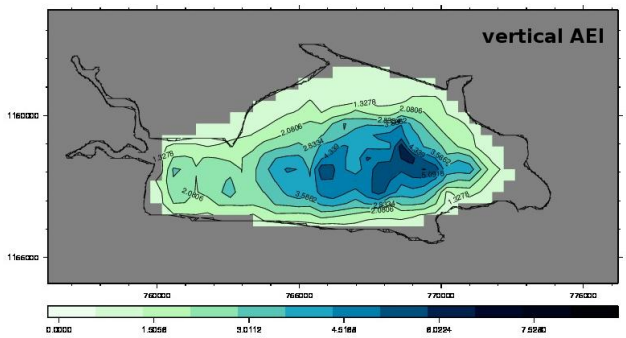
análisis de los cocientes 2D/1D de los espectros de respuesta en las componentes radial y transversal.











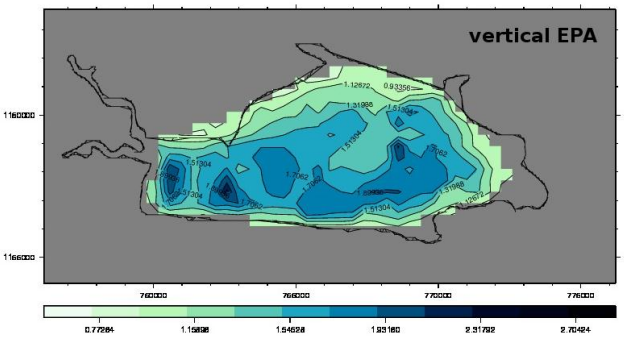


Figura 3.2.8 Mapas del área bajo la curva de integral de energía para las 3 componentes.

Figura 3.2.9 Mapas de la aceleración pico efectiva para las 3 componentes.

Las curvas (454 – una para cada punto) en ambos casos fueron sometidas a un procedimiento de clasificación por el método lógico-combinatorio denominado de “grupos maximales compactos”. El resultado de tal proceso es la separación de la muestra en “n” grupos cuyos elementos se encuentran separados entre si a una “distancia” menor que un umbral definido a priori. En el anexo 3.2.1 se presenta una descripción mínima de tal proceso. Los resultados de la clasificación

de las curvas de los cocientes 2D/1D de los espectros de respuesta se presentan en las figuras 3.2.9 y 3.2.10.

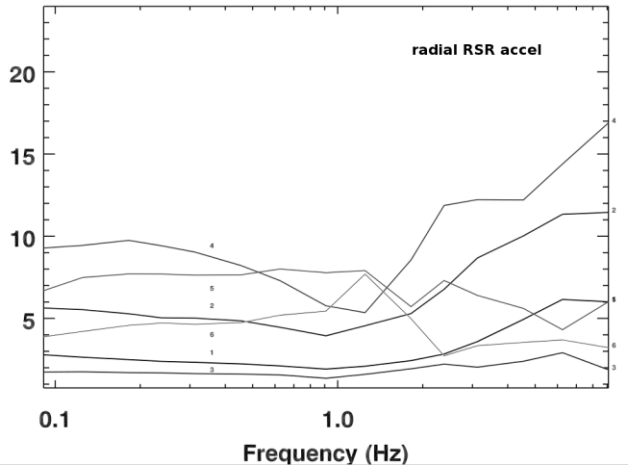


Figura 3.2.9 Clasificación de los cocientes 2D/1D de los espectros de respuesta de aceleración radiales.

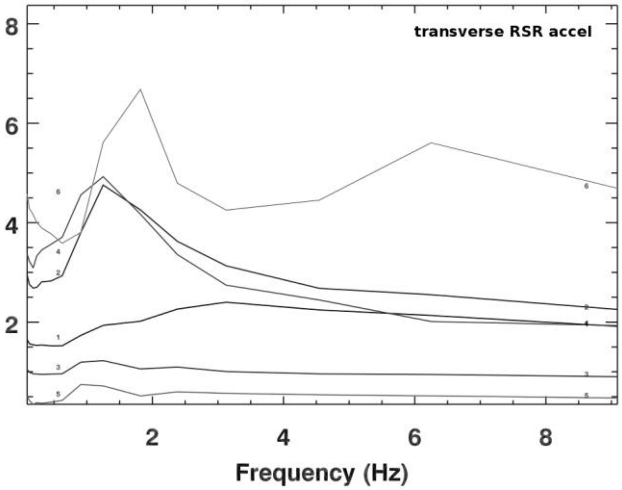


Figura 3.2.10 Clasificación de los cocientes 2D/1D de los espectros de respuesta de aceleración transversales.

Como se ve de las figuras, en cada uno de los casos se identificaron 6 grupos. Nótese que los valores máximos en el caso de la componente radial son aproximadamente el doble que en el caso de la componente transversal. Con vistas a avanzar hacia la realización de una microzonación sísmica era necesario generalizar los resultados de ambas componentes.

Analizando punto a punto la pertenencia a los grupos de espectros en ambas componentes se encontraron patrones característicos de combinaciones de grupos en ambas componentes. Se obtuvieron 6 patrones recurrentes con un número apreciable de puntos y un conjunto de patrones individuales que un número pequeño de puntos. A partir de aquí denominaremos “grupos RSR horizontal” a los correspondientes a los patrones recurrentes, y el mínimo grupo de patrones no clasificado será excluido del análisis. En la tabla 3.2.3 se presentan los resultados de este análisis y en la figura 3.2.11 se representa gráficamente la ubicación de los nuevos grupos.

Tabla 3.2.3 Comportamiento de la pertenencia de los espectros en cada punto a los diferentes grupos obtenidos para las componentes radial y transversal. En "Nuevos grupos" se presenta el reordenamiento; los que tienen en blanco esa casilla no se consideraron en el análisis posterior .

Grupos iniciales		Cantidad de	Nuevos
radial	transversal	elementos	grupos
1	1	204	1
1	2	50	4
1	3	1	
1	4	1	
1	5	3	
2	1	59	3
2	2	90	2
2	3	1	
2	4	12	6
3	1	21	5
3	2	2	
3	3	2	
4	2	3	
5	1	1	
6	1	2	

Para caracterizar el comportamiento del espectro de respuesta de los nuevos grupos se debe buscar una forma de combinar las amplitudes de ambas componentes. Una forma de hacerlo es mediante la media geométrica, esto es:

$$RSR_{hor} = \sqrt{RSR_{tra} * RSR_{ver}} \qquad (3.2.3)$$

Esta media geométrica es lo más cercana posible al tipo GMRotI50 propuesta por Boore et al (2006). La abreviatura (que viene del inglés – GMRotIpp) significa "media geométrica independiente de la orientación, usando un ángulo de rotación independiente del período". La misma fue utilizada para deducir las ecuaciones de predicción del movimiento del terreno en el proyecto de atenuación de nueva generación (NGA) (EERI, 2008) que se emplearon para el estudio de amenaza sísmica tratado en el capítulo 3.1.

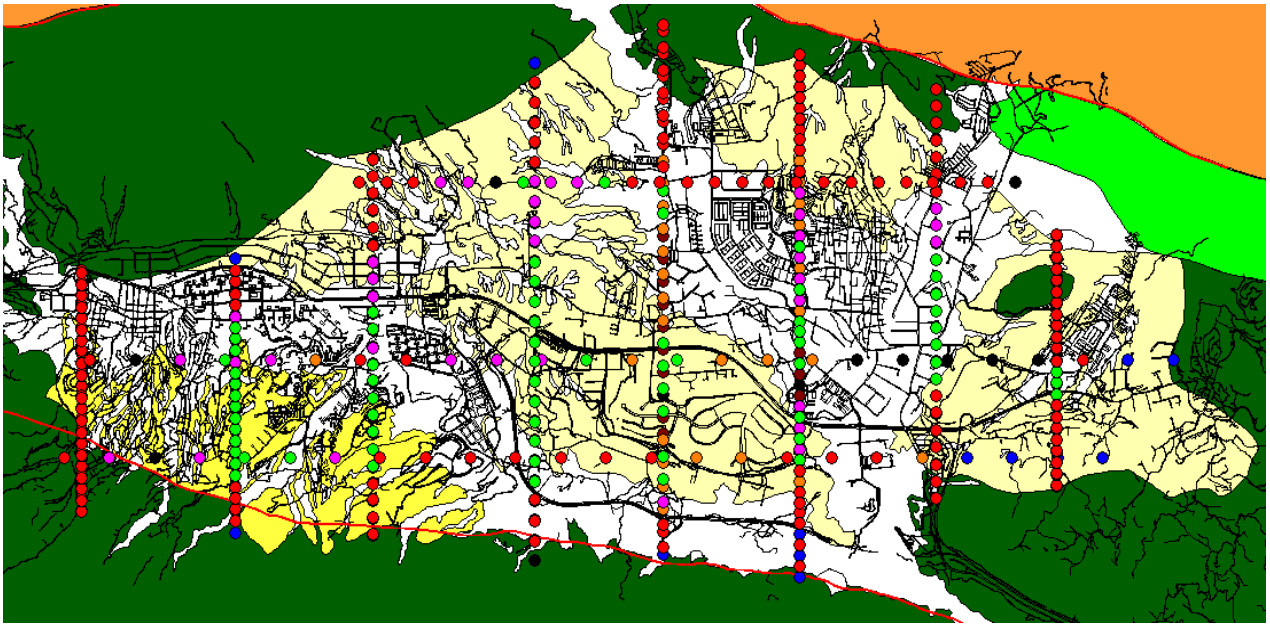


Figura 3.2.11 Ubicación cartográfica de los puntos con indicación a cuál de los nuevos grupos están asociados. 1 - rojo, 2 - verde, 3 – violeta, 4 – naranja, 5 - azul, 6 – marrón. Los puntos en negro corresponden a los que no fueron asociados a ningún grupo.

Para cada punto se calcula esta magnitud, que se considerará una función de transferencia para el espectro de respuesta "horizontal", la cual podrá ser combinada con los espectros UHS en roca para obtener los espectros UHS en suelo. Se calcula el promedio de esas funciones de transferencia entre todos los miembros de un grupo para obtener la función de transferencia de grupo. La s 6 funciones obtenidas se presentan en la figura 3.2.12.

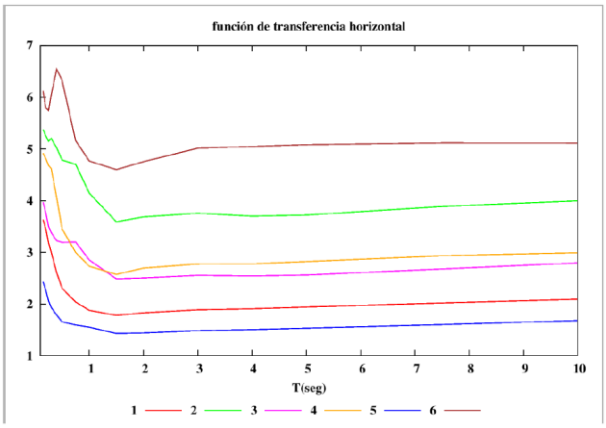


Figura 3.2.12 Funciones de transferencias horizontales para los 6 grupos definidos de la combinación de la correspondientes a las radiales y transversales. Los colores siguen la tónica de los usados en la figura 3.2.11, aunque no son iguales.

3.2.3.3 La construcción del mapa de microzonificación sísmica

La construcción de un mapa de microzonación sísmica es un proceso mediante el cual se deben identificar áreas con un comportamiento cuasihomogéneo del movimiento del terreno. En el mismo se consideran datos cuantitativos como cualitativos. En nuestro caso se tomó como base el mapa de ubicación de los puntos con diferente función de transferencia horizontal (fig. 3.2.11) y se tomaron en consideración algunos resultados discutidos en el capítulo 2, como son el mapa de los espesores de sedimentos (incluido aquí como figura 3.2.13) y el de períodos de oscilaciones libres (incluido aquí como figura 3.2.14).

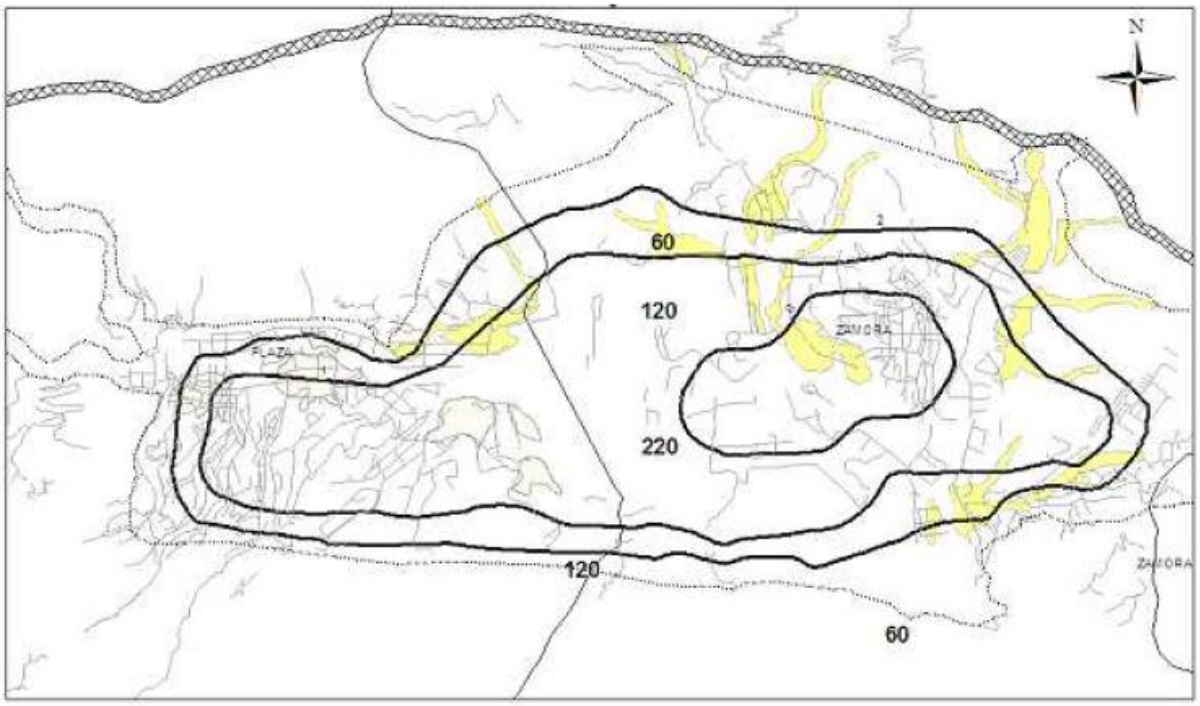


Figura 3.2.13 Mapa de profundidad (en m.) de los sedimentos en la cuenca Guarenas – Guatire por métodos sísmicos.

El mapa final consta de 4 zonas solamente. En el proceso de trazado de las mismas se decidió unir los puntos correspondientes a los grupos (3,4), y (1,5) porque se encontraban entremezclados. El mapa resultante se muestra en la figura 3.2.15 y las funciones de transferencia horizontal resultantes se muestran en la figura 3.2.16.

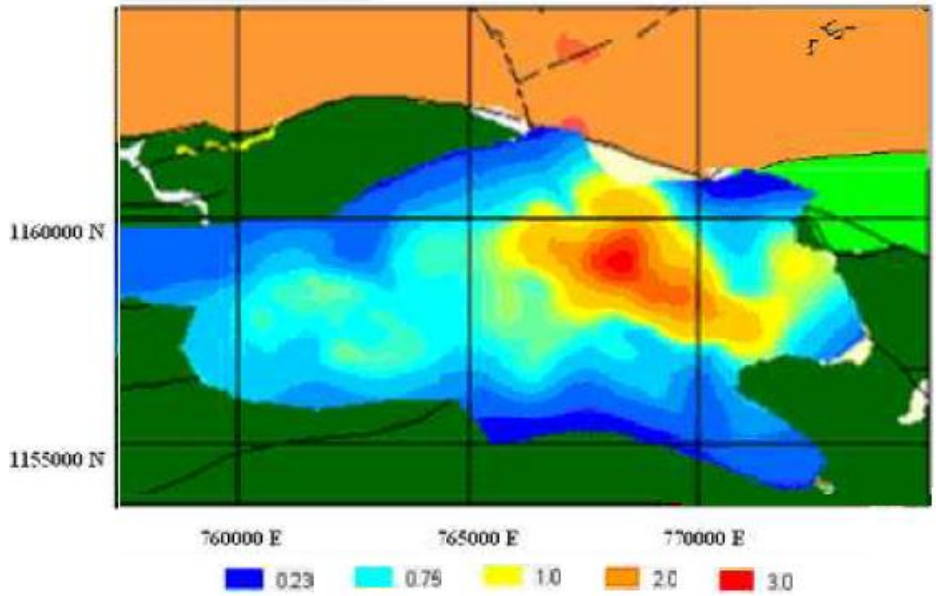


Figura 3.2.14 Mapa de períodos de oscilaciones libres del terreno por mediciones de microsismicos en la cuenca Guarenas – Guatire.

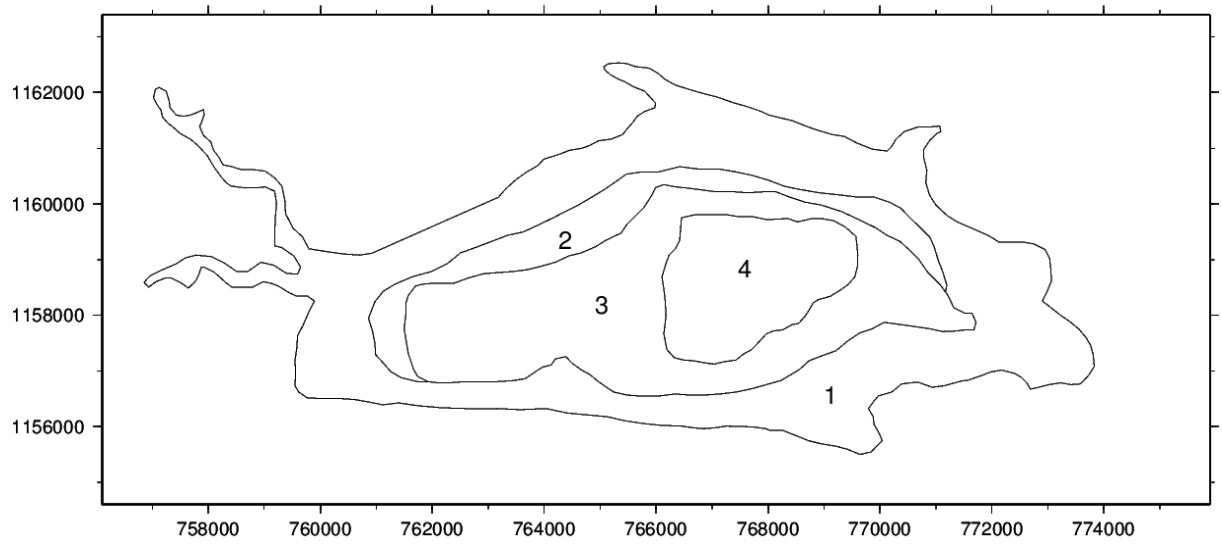


Figura 3.2.15 Mapa de microzonificación que muestra las 4 zonas en que fue dividida el área de estudio.

Además de las funciones de transferencia horizontales se realizó un promediación dentro de cada zona de diversos parámetros y funciones. Los parámetros promediados son los mismos cuyos mapas se presentaron en la figura 3.2.8 esto es la aceleración pico efectiva (EPA) y el área bajo

la integral de la energía (AEI) para las 3 componentes originales. En la tabla 3.2.4 se presentan los resultados obtenido.

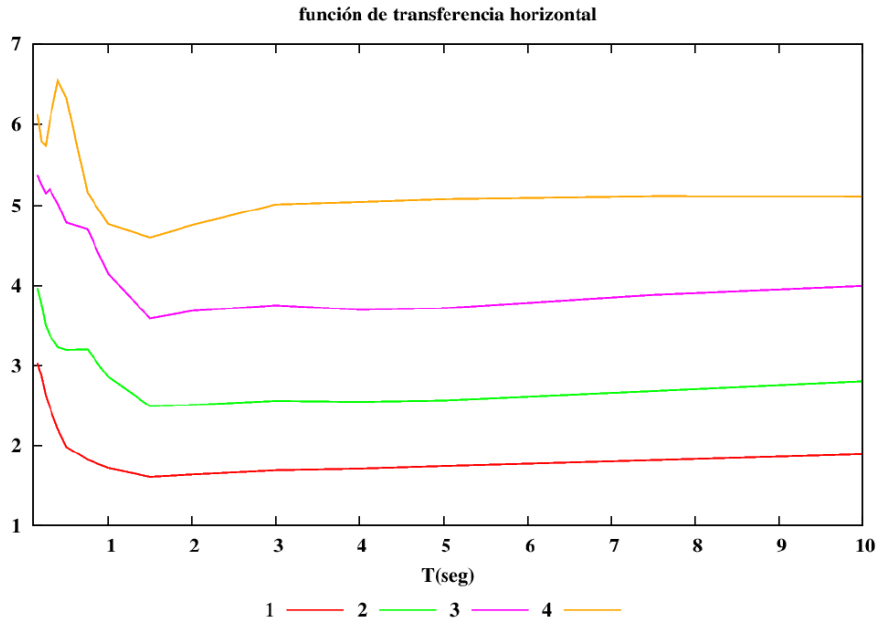


Figura 3.2.16 Funciones de transferencia horizontal para las 4 zonas.

Tabla 3.2.4 Valores medios dentro de cada zona de la aceleración pico efectiva (EPA) y el área bajo la integral de la energía (AEI) para las componentes radial, transversal y vertical

Zona	AEIrad	EPArad	AEItra	EPAtra	AEIver	EPAver
1	7.130	3.818	4.360	2.117	1.241	1.212
2	19.016	6.719	12.828	3.041	1.775	1.506
3	34.439	7.622	18.102	2.599	2.976	1.688
4	64.175	10055	15.683	2.485	4.706	1.645

Las funciones promediadas fueron el cociente de los espectros de respuesta para las 3 componentes y el cociente 2D/1D de las razones espectrales H/V. En la fig 3.2.17 se presentan estas curvas promediadas.

3.2.3.4. Combinación de los espectros UHS obtenidos en el estudio de amenaza con los resultados de la microzonación

Si se parte de la hipótesis de que los espectros UHS obtenidos en un estudio de amenaza sísmica pueden ser considerados como el espectro en roca esperado, su multiplicación por las funciones de transferencia horizontal obtenidas en la microzonificación debe dar como resultado los espectros de respuesta esperados en cada uno de los suelos. Tomando el espectro UHS obtenido para Guarenas para el caso T_{ret}=475 años como espectro en roca, y multiplicándolo por cada una de las funciones de transferencia para las zonas, presentadas en la figura 3.2.16., se obtuvieron los espectros presentados en la fig. 3.2.18.

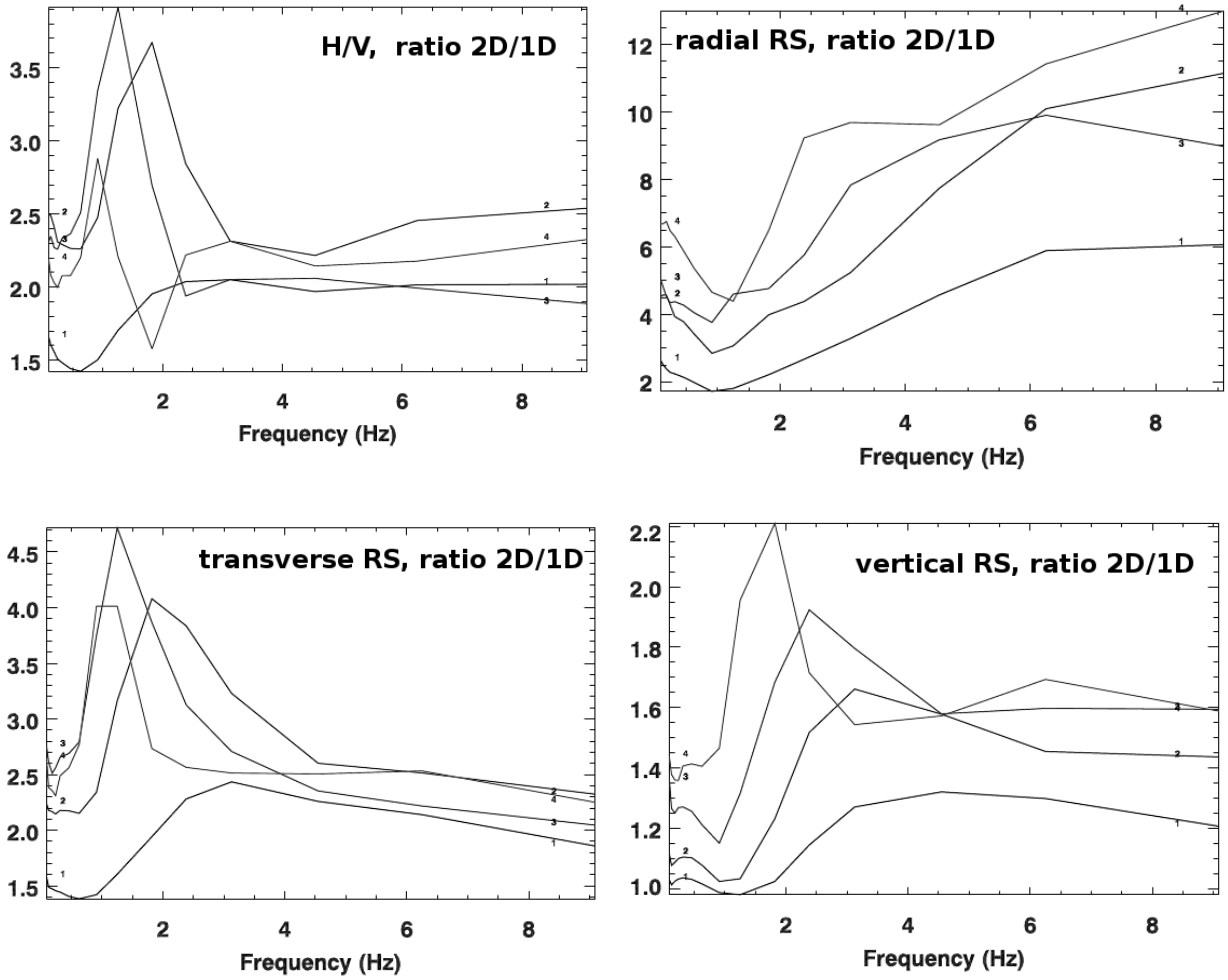


Figura 3.2.17 Funciones que fueron promediadas dentro de cada zona. En las curvas se indica la zona a que pertenecen.

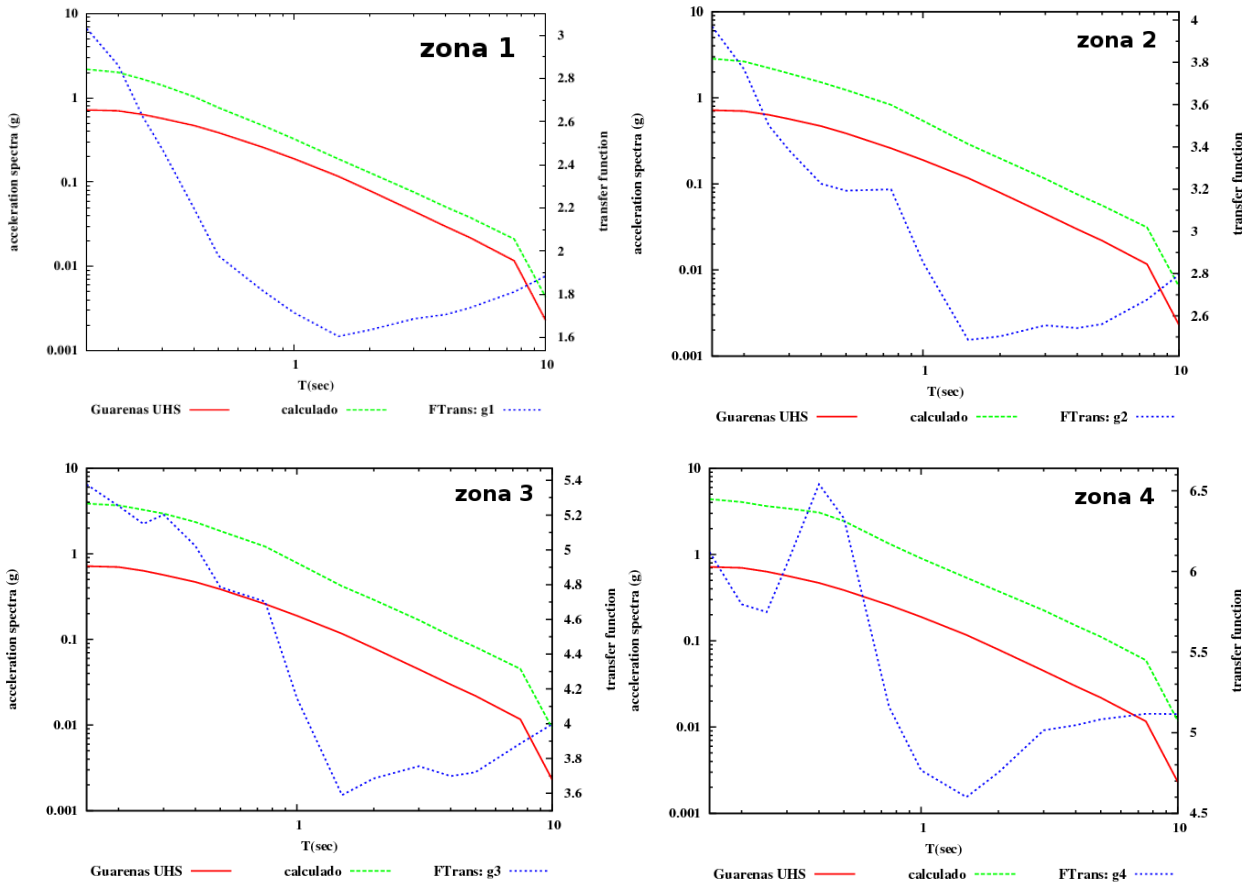


Figura 3.2.18 Espectros de respuesta obtenidos de la multiplicación del espectro UHS para roca por las funciones de transferencia para las diferentes zonas.

Como se ve de los gráficos mostrados en la figura 3.2.17, los espectros para suelo obtenidos tienen valores elevados. Esto es debido a que en ambos tipos de trabajo (amenaza sísmica en términos de espectros de amenaza uniforme y la microzonificación) se han usado diferentes criterios sobre la definición de roca. Mientras que en la microzonación se usa como roca una estructura regional consolidada con parámetros en su capa superficial (Vp=5.30 Km/seg, Vs=3.19 Km/seg y densidad=2.62 g/cm3 – ver tabla 3.2.1), las fórmulas de atenuación usadas para las ordenadas espectrales fueron obtenidas para los valores de roca en superficie donde están instalados los acelerómetros. Estos valores se miden habitualmente en términos del parámetro V_{S30}, un promedio de la velocidad de las ondas S en los primeros 30 m, y también se toma en consideración la profundidad de los sedimentos hasta lo que consideran basamento (una velocidad V_S=1000 m/s). Para estos casos se consideran como roca velocidades V_{S30} mayores

que 600-700 m/seg. Esta velocidad corresponde a la de la 2da capa de nuestros modelos para los perfiles (tabla 3.2.2).

Si analizamos los 4 perfiles que se muestran en la figura 3.2.4 veremos que al inicio y al final lo que se tiene en superficie es la 2da o la 3ra capas, por lo que en una franja que bordee el área de estudio tendremos un subsuelo equivalente a la "roca" que se considera para la fórmulas de atenuación usadas en los cálculos de amenaza sísmica (el comportamiento de los perfiles restantes es similar). Esta franja es equivalente a la zona No. 1 del mapa de microzonación presentado en la figura 3.2.15.

Tomando lo anterior en consideración se concluye que una correcta utilización de los espectros de amenaza uniforme para roca en combinación con los estudios de microzonación mediante el uso de sismogramas sintéticos requiere su calibración para lo que en estos estudios se definió como roca. Esto se logra dividiendo el espectro UHS entre la función de transferencia para la zona 1. En esencia no es más que una deconvolución para eliminar la influencia de rocas mucho menos compactas que las empleadas en los modelos regionales usados para modelación de ondas superficiales. El resultado de tal proceso se muestra en la figura 3.2.19.

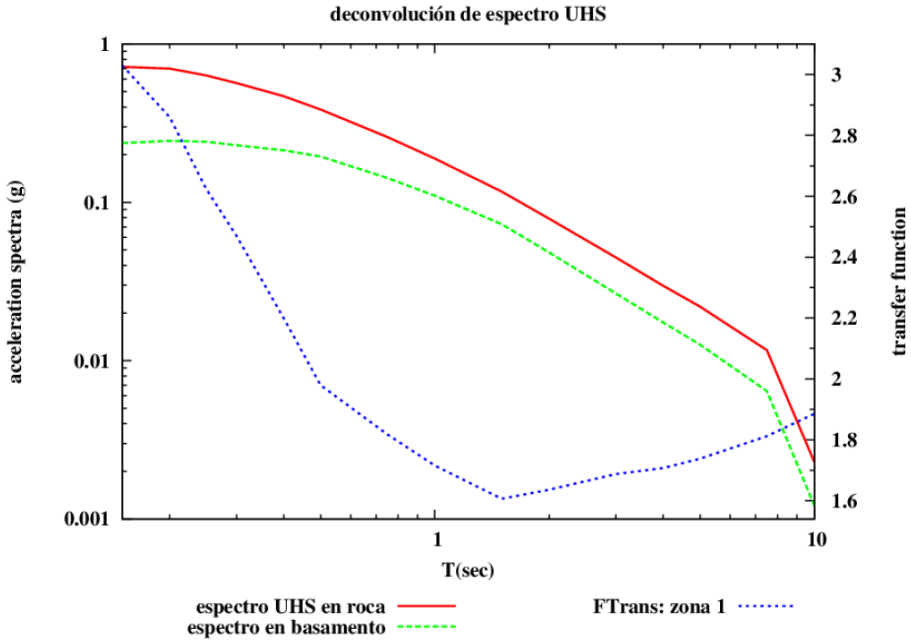


Figura 3.2.19 Corrección del espectro de amenaza uniforme UHS para hacerlo corresponder con la roca del basamento usada en la modelación.

Una vez realizado este proceso se recalculan los espectros para los diferentes tipos de suelo, los cuales se muestran en la figura 3.2.20. En el anexo 3.2.2 se presentan las tablas con los valores.

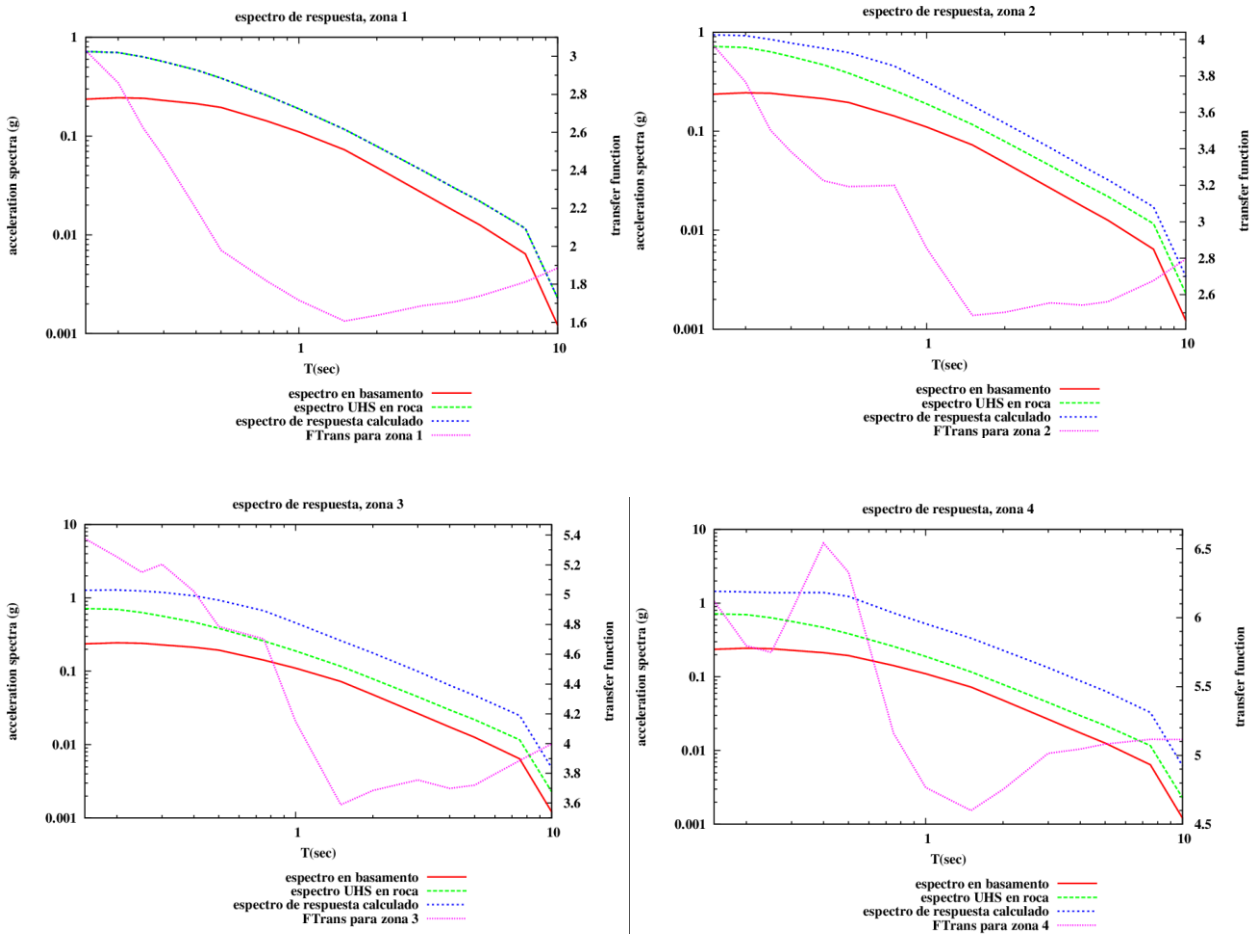


Figura 3.2.20 Espectros de respuestas calculados usando el espectro UHS ajustado al basamento rocoso. Para la zona 1 coinciden, por construcción, el espectro UHS y el calculado (detalles en el texto).

3.2.4. Espectros de diseño

A partir de los espectros de respuesta obtenidos se construyen los espectros de diseño. Debe señalarse que solamente el espectro para la zona 1, cuya equivalencia con la "roca" de las fórmulas de atenuación se discutió en el epígrafe anterior está completo en el rango de 0.01 a 10 seg, mientras que los otros sólo existen en el rango de 0.15 a 10 seg. Para cumplimentar esta tarea es necesario apoyarse en otros trabajos y en las formas de los espectros de respuesta de códigos reconocidos. En la figura 3.2.21 se presenta la información disponible.

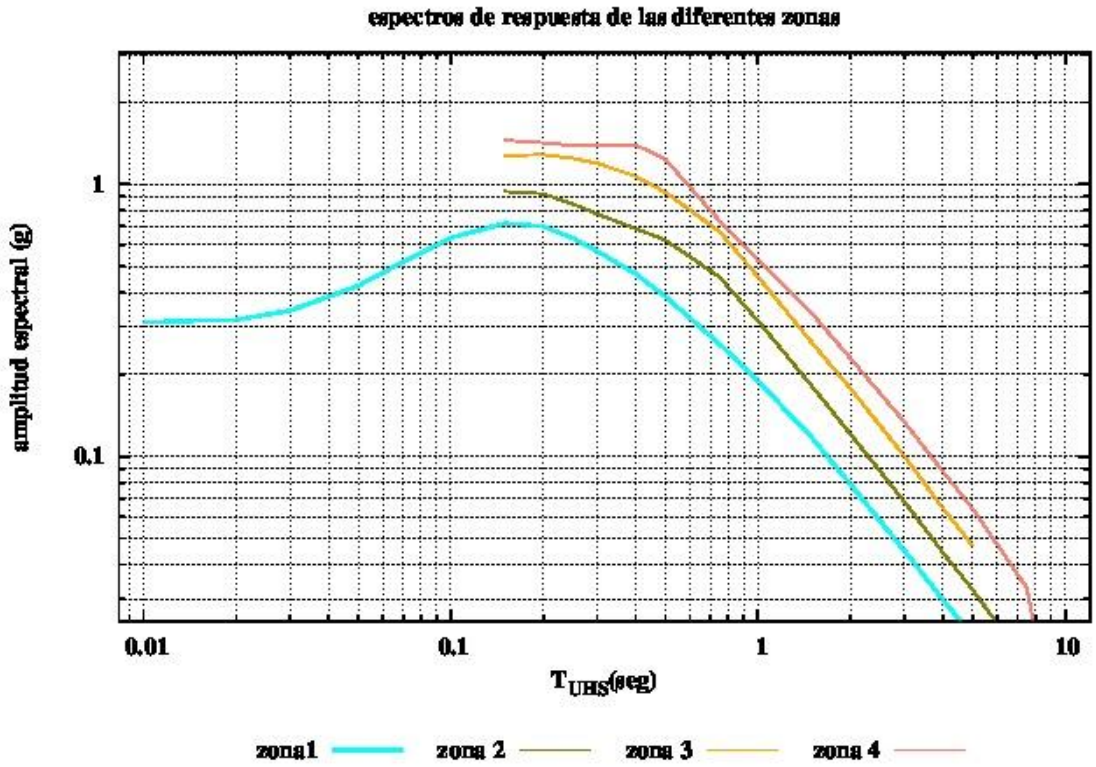


Figura 3.2.21 Superposición de los espectros de respuesta de las 4 zonas.

Se seleccionó para ajustar un espectro de diseño de 5 ramas, conocido como de tipo Newmark-Hall, el cual se aproxima por las fórmulas:

$$\begin{aligned} A(T) &= A_0 && 0 \le T \le Ta \\ A(T) &= A_0\left[1+\frac{(T-T_a)}{(T_b-T_a)}(\beta-1)\right] && T_a \le T \le T_b \\ A(T) &= \beta A_0 && T_b \le T \le T_c \\ A(T) &= \beta A_0\left(\frac{T_c}{T}\right)^p && T_c \le T \le T_d \\ A(T) &= \beta A_0\left(\frac{T_c}{T_d}\right)^p\left(\frac{T_d}{T}\right)^q && T_d \le T \end{aligned} \qquad (3.2.4)$$

donde β, p y q son parámetros que definen la forma del espectro, T_a, T_b, T_c y T_d definen los límites de las ramas mientras que A_0 fija el nivel general del mismo y depende del tipo de suelo por un factor S:

$$A_0 = a_0 S \qquad (3.2.5)$$

siendo a_0 el valor aceleración para roca en el período de 0 seg, que en la práctica se toma como el mínimo posible. En nuestro caso es el valor en 0.01 seg, el mínimo que permiten los estudios de espectro de amenaza uniforme (UHS). Se obvió la posibilidad de usar otras formas más complejas porque los datos de que se dispone no permiten realizar un ajuste confiable con tales modelos.

El ajuste de los espectros de diseño se realizó por un proceso de prueba y error. Para ello se prefijaron los valores de T_a y T_b de acuerdo a los usados por López et al. (2011) para roca y suelo blando respectivamente. Los valores de "p" y "q" inicialmente se prefijaron en 1 y 2 respectivamente por la razón antes aducida de insuficiencia de datos. Este el caso más simple de espectro de 5 ramas (meseta→recta inclinada→meseta→1/T→1/T^2)

El caso del espectro de la zona 1 fue el más sencillo. Para el, por definición, S=1 y β corresponde al cociente entre la meseta y a_0. Los valores de S y β para las otras zonas se ajustaron de forma conjunta para lograr que la meseta superior coincidiera lo más posible con el inicio de los espectros de respuesta. Se trató de hacer coincidir estos valores con el rango que aparece en el código EUROCODE 8, el cual presenta un valor constante de β=2.5 y valores de S entre 1 y 1.4 (figura 3.2.22). Aunque estos espectros no están definidos igual a los seleccionados por nosotros, sólo se diferencian en la ausencia de la meseta inicial.

El valor de T_c se ajustó buscando una coincidencia lo mejor posible en las ramas descendentes del espectro. Una vez ajustados estos parámetros, se decidió mantener el criterio inicial de p=1 y seguir buscando una ajuste más detallado hacia la rama de los períodos mayores variando q. Se obtuvo un mejor ajuste para q=1.8, que indica una caída ligeramente más suave que el 1/T^2 inicialmente usado. En la tabla 3.2.4 se presentan los parámetros correspondientes a cada modelo y en la figura 3.2.23 se muestran los 4 ajustes por separado.

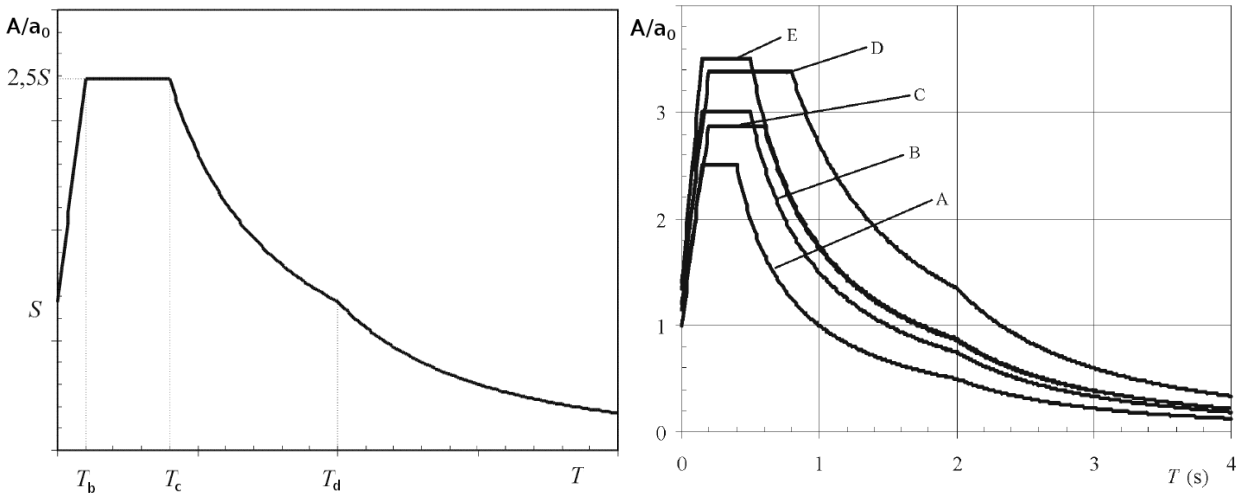


Figura 3.2.22 Esquemas de los espectros de diseño en el código Eurocode 8. El valor de β es constante e igual a 2.5. El valor de S varía de un suelo a otro como: 1.0 (A), 1.2(B), 1.15(C), 1.35 (D) y 1.4(E). [Modificado de CEN (2003)].

Tabla 3.2.4 Parámetros que definen los espectros de diseño calculados de acuerdo a las fórmulas 3.2.4 y 3.2.5.

Zona	**S**	**A_0(g)**	**T_a(s)**	**T_b(s)**	**T_c(s)**	**T_d(s)**	**β**	**p**	**q**
1	1.0	0.31	0.02	0.10	0.28	2	2.2	1	1.8
2	1.13	0.35	0.025	0.10	0.35	2	2.4	1	1.8
3	1.32	0.41	0.025	0.10	0.40	2	2.8	1	1.8
4	1.45	0.45	0.025	0.10	0.45	2	2.9	1	1.8

Finalmente, en la figura 3.2.24 se muestran los 4 espectros de diseño superpuestos. Debe señalarse que la parte a la izquierda de 0.15 seg de los espectros de diseño para las zonas 2, 3 y 4 lleva implícita una gran carga de subjetividad. Se decidió ajustarla siguiendo un patrón que admite un incremento de la aceleración de diseño (DGA – "design ground acceleration" en inglés) según el tipo de suelo, tal como hace el Eurocode (CEN, 2003), pero se pudo haber fijado el mismo DGA para todos incrementando fuertemente el valor de β, como se hace en otros códigos. Por tanto consideramos estos resultados como una propuesta sujeta a discusión en el futuro.

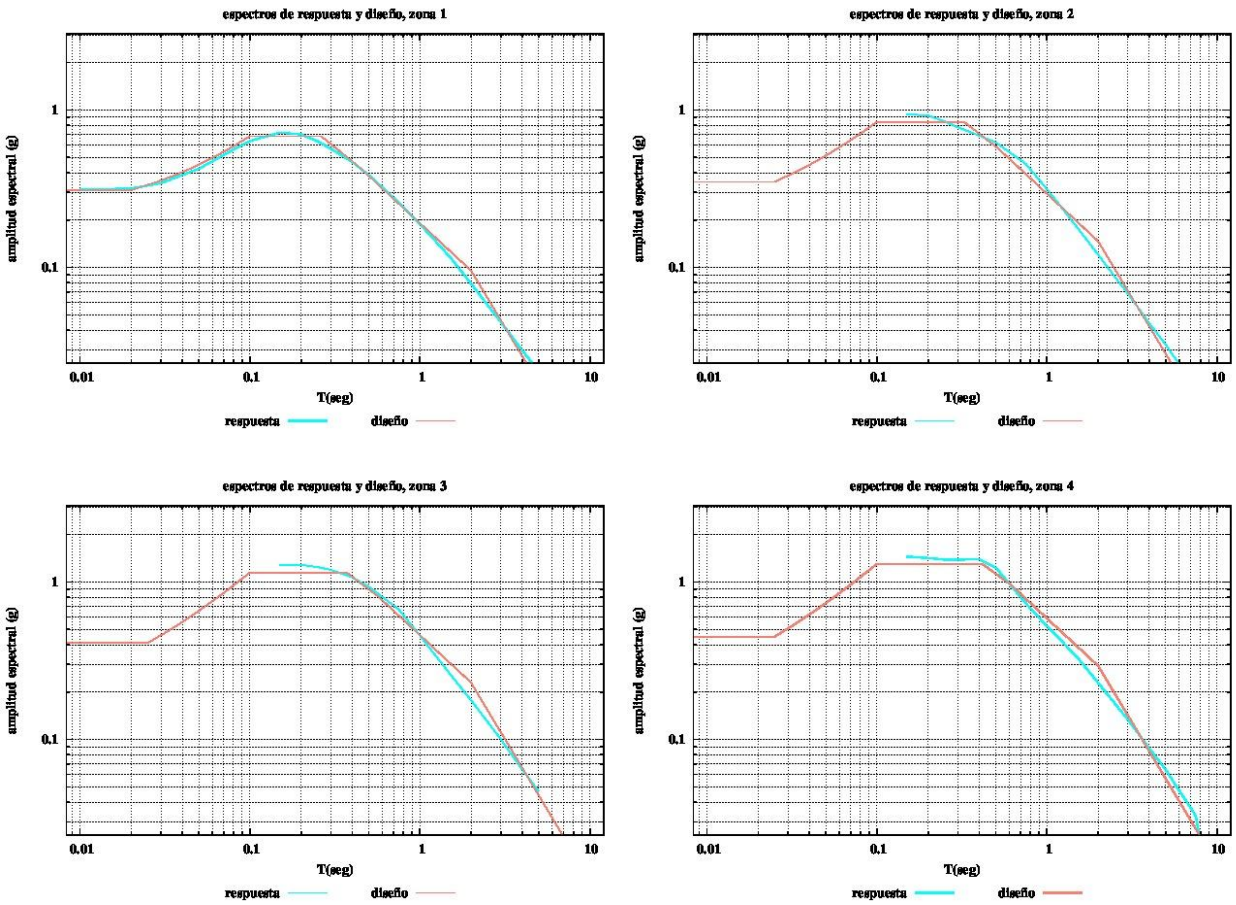


Figura 3.2.23 Ajuste de los espectros de diseño a los espectros de respuesta para cada zona.

Estos espectros obtenidos (Figura 2.2.24) para las 4 microzonas sísmicas propuestas en Guarenas y Guatire (Figura 3.2.15) son comparados con formas espectrales de diseño calculadas para sitios con características similares, como lo son los espectros de diseño recomendados en COVENIN 1756:01 y los espectros de diseño generados para clases de sitios similares en el Proyecto de Microzonificación Sísmica del Área Metropolitana de Caracas. En las figuras 3.2.25a, 3.2.25b, y 3.2.26a y 3.2.26b puede observarse la comparación entre las formas espectrales de diseño mencionadas.

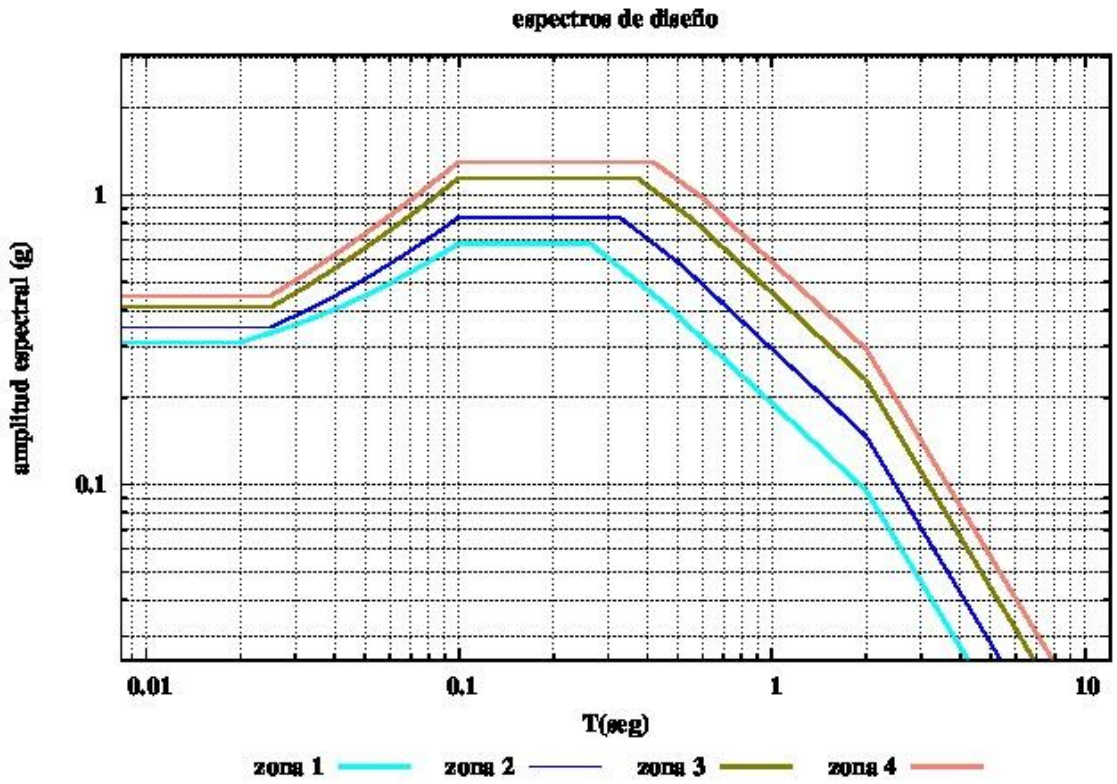


Figura 3.2.24 Espectros de diseño calculados para las 4 zonas.

En la figura 3.2.25a se comparan los espectros obtenidos para la zona 1 definida en la cuenca de Guarenas y Guatire para sedimentos menores a 60 m de espesor, con espectros recomendados para suelos con características similares en COVENIN 1756:01 y los obtenidos en el Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas. A partir de estos se puede observar que los espectros calculados para la zona 1, se encuentran aceleraciones del suelo por debajo de las obtenidas en espectros recomendados para zonas con características similares (S1, S2 y 3-2 MZS-CCS), llegando a ser muy similar al espectro calculado para afloramientos rocosos desde el proyecto de amenaza sísmica probabilística realizado a lo largo de la ruta del tren de Guarenas – Guatire (Rodríguez et al., 2011). En general las aceleraciones calculadas en el espectro para esta zona, se ajustan muy bien a los espectros recomendados para sitios similares hasta los períodos alrededor de T = 0,3 s; a partir de este período las aceleraciones son siempre menores alcanzando un 200% de diferencia en T = 0,7 s con respecto a 3-2 MZS-CCS.

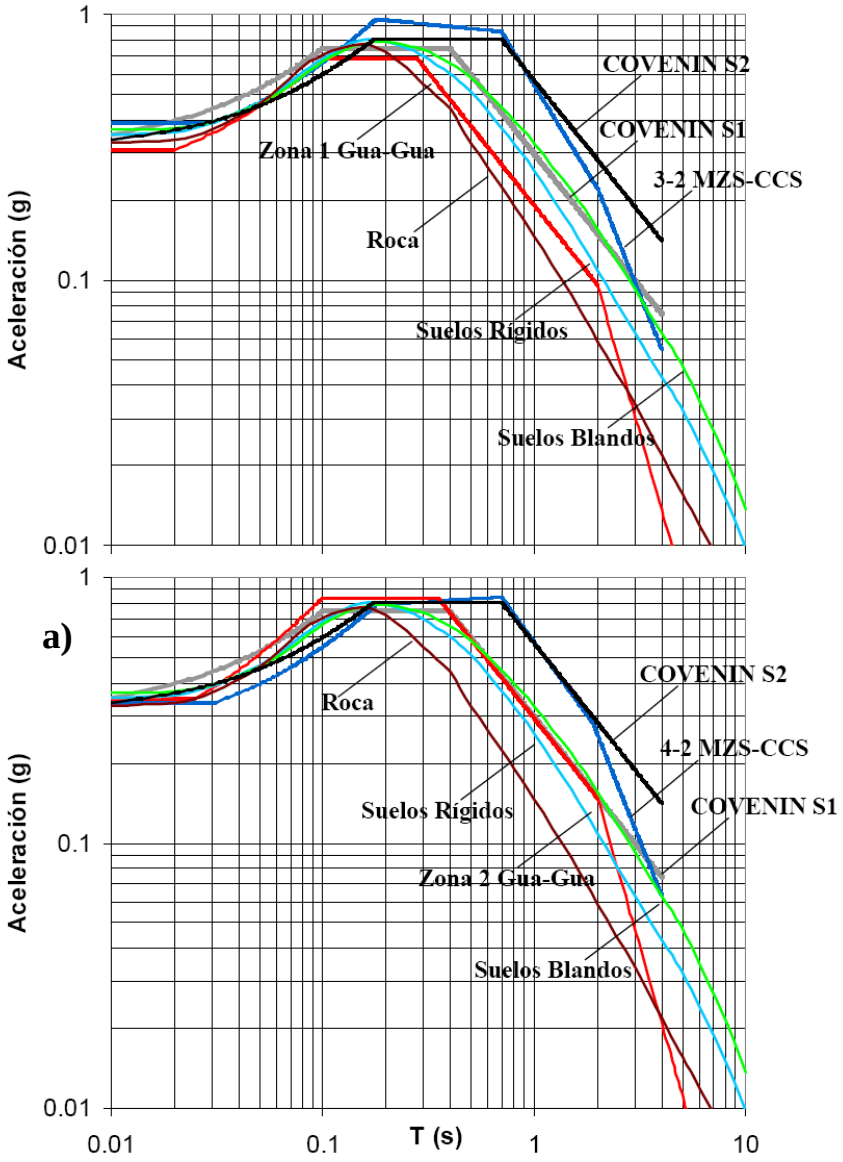


Figura. 3.2.25 a) Espectros de diseño calculados para la zona 1. b) Espectros de diseño calculados para la zona 2. En ambos casos se comparan los resultados obtenidos con los espectros S1 y S2 de COVENIN 1756:01, los recomendados en suelos con condiciones similares del Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas y los que se obtuvieron para distintas clases de sitio del proyecto de amenaza sísmica calculado en la ruta del tren Guarenas-Guatire.

Por su parte, la figura 3.2.25b se comparan los espectros obtenidos para la zona 2 definida en la cuenca de Guarenas y Guatire para sedimentos entre 60 y 120 m de espesor, con espectros recomendados para suelos con características similares en COVENIN 1756:01 y los obtenidos en el Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas.

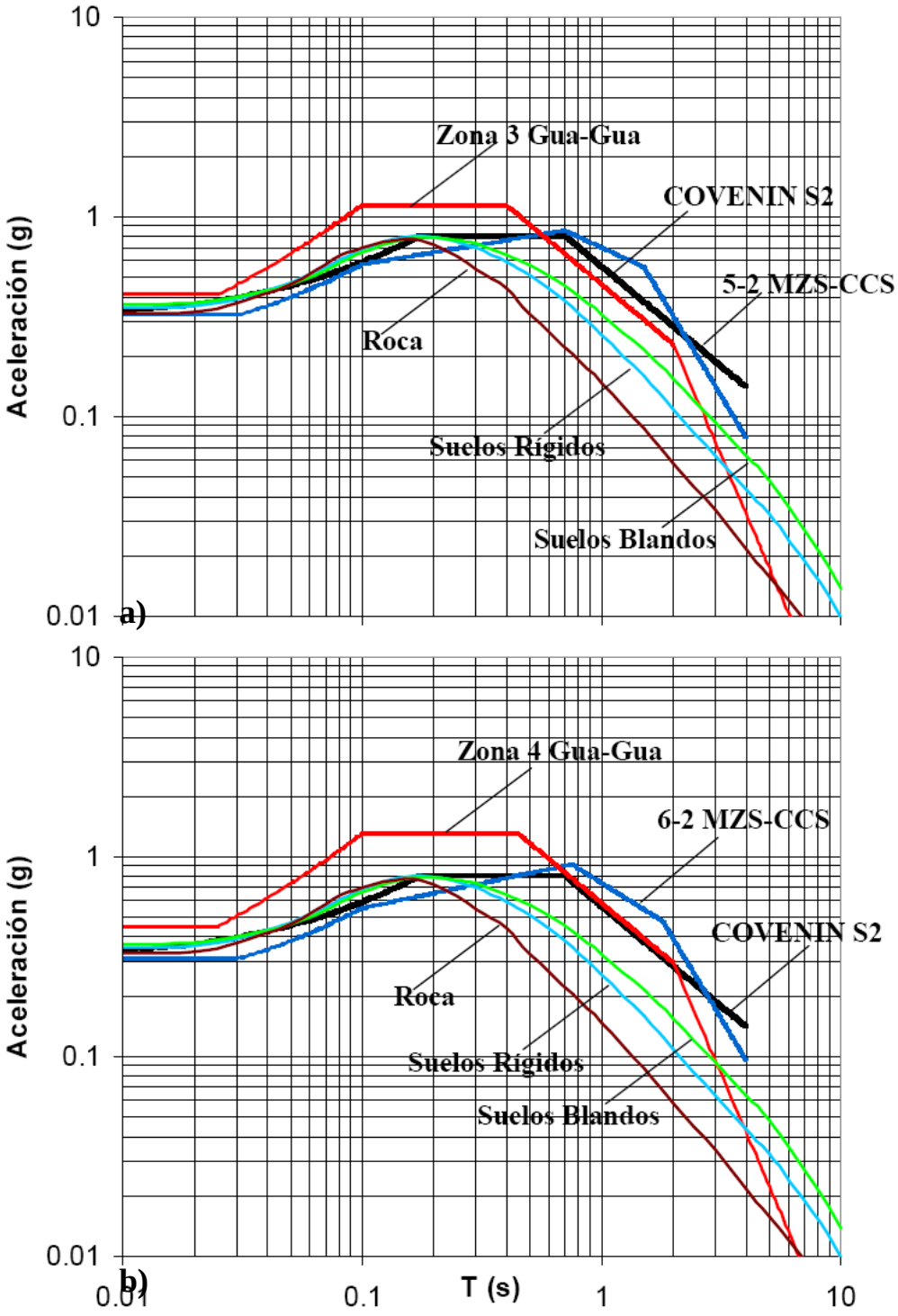


Figura 3.2.26 a) Espectros de diseño calculados para la zona 3. b) Espectros de diseño calculados para la zona 4. En ambos casos se comparan los resultados obtenidos con los espectros S1 de COVENIN 1756, los recomendados en suelos con condiciones similares del Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas y los que se obtuvieron para distintas clases de sitio del proyecto de amenaza sísmica calculado en la ruta del tren Guarenas-Guatire.

A partir de estos se puede observar que las aceleraciones calculadas para la zona 2, se encuentran por debajo de las obtenidas en espectros recomendados para zonas con características similares (S1, S2 y 4-2 MZS-CCS). En este caso el espectro calculado resulta similar a los espectros calculados para suelos con efectos de cuenca obtenidos en el proyecto de amenaza sísmica probabilística realizado a lo largo de la ruta del tren de Guarenas – Guatire (Rodríguez et al., 2011) y al espectro S1 de COVENIN 1756:01. Sin embargo, para suelos con más de 50 m de espesor de sedimentos COVENIN 1756:01 recomiendo el uso de una forma espectral S2, la cual a partir de T = 0,4 s obtiene aceleraciones mayores a las obtenidas en el espectro de la zona 2, llegando a un máximo de diferencia alrededor del 100%.

En la figura 3.2.26a, se comparan los espectros obtenidos para la zona 3 atribuida a sedimentos entre 120 y 220 m de espesor, con espectros recomendados para suelos con características similares en COVENIN 1756:01 y los obtenidos en el Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas. A partir de estos, se puede observar que las aceleraciones calculadas para la zona 3, se encuentran por encima de las obtenidas en espectros recomendados para zonas con características similares (S2, 4-2 MZS-CCS y tren Guarenas-Guatire) hasta por los menos T = 0,5 s. Por el contrario en períodos alrededor de T = 1,5 s se observan las mayores diferencias de estos con el espectro de diseño recomendado del Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas alrededor del 80%.

Por último la figura 3.3.26b, se comparan la forma espectral calculada para la zona 4, con el espectro elástico de diseño S2 y el espectro elástico de diseño obtenido para suelos con características similares en el Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas. Las aceleraciones que se obtienen para la forma espectral de la zona 4 de Guarenas y Guatire para períodos por debajo de T = 0,6 s, son siempre mayores a las recomendadas para suelos similares, alcanzando máximos del 120 % en T = 0,1 con respecto a S2. Por su parte, a partir de T = 0,6 s las aceleraciones son similares a las recomendadas a S2, pero un 50 % por debajo del espectro de diseño de 6-2 del Proyecto de Microzonificación Sísmica de Caracas.

3.3 Referencias Capítulo 3

Abrahamson, N. y Silva, W. (2008) Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations. Earthq. Spectra, vol. 24, pp. 67-97.

Aki, K. (1987) Strong motion seismology. En: Erdik MO, Toksoz MN, ed., Strong ground motion seismology, NATO ASI series,. Series C: Mathematical and physical sciences, vol. 204. Dordrecht: Reidel Publishing Company; p. 3–41.

Alvarez, L.(2011) SMZ, Processing of data for seismic microzoning, version 3, User manual, 36 pp.

Alvarez, L.; Vaccari, F.; Panza, G.F.; Pico, R. (2005) Seismic microzoning from synthetic ground motion parameters: case study, Santiago de Cuba. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 25, No. 5, pp. 383-401.

Bard, P.Y., (1999) Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? En: Irikura, K., Kudo, K., Okada, H. & Sasatani, T. (eds.), The Effects of Surface Geology on Seismic Motion – Recent progress and new Horizon on ESG Study, vol. 3, Balkema, Rotterdam, 1251-1279.

Boore, D. y Atkinson, G. (2008) Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s. Earthq. Spectra, vol. 24, pp. 99-138.

Boore, D., J. W. Lamprey and N. A. Abrahamson. (2006) Orientation-Independent Measures of Ground Motion, Bull. Seismol. Soc. Am, 96, No. (4A): 1502-1511.

Brocher, T. (2005) Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth`s crust. Bull. Seismol. Soc. Am, 95 (6): 2081-2092.

Campbell, K. y Bozorgnia, Y. (2008) NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PGD and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s. Earthq. Spectra, vol. 24, pp. 139-171.

CEN (2003) Eurocode 8: Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for buildings. COMITÉ EUROPÉEN DE NORMALISATION, Ref. No. prEN 1998-1:2003 E, 229 pp.EERI (2008). NGA special issue, Earthquake Spectra, Volume 24, No 1.

Chiou, B. y Young, R. (2008) An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthq. Spectra, vol. 24, pp. 173-215.

Cornell, C.A. (1968) Engineering seismic risk analysis. Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 50, No. 5 pp. 1583-1609.

Earthquake Catalog Processing (ECP) Package Guide (2008) http://www.mitp.ru/en/soft/ecp/doc/mainindex.html

EERI, (2008) NGA Project, Earthquake Engineering Research Institute. Earthquake Spectra, vol. 24, No 1, February 2008.

Esteva, L. (1967) Criterios para la construcción de espectros para diseño símico. XII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural y III Simposio Panamericano de Estructuras,

Caracas, Memorias. Publicado después en: Boletín del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, Universidad Central de Venezuela, No. 19, pp.

Fäh, D. (1992) A Hybrid Technique for the Estimation of Strong Ground Motion in Sedimentary Basins, Ph.D. Thesis, Nr. 9767, Swiss Fed. Inst. Technology, Zurich, 161 pp.

Fäh, D., Iodice, C., Suhadolc, P., Panza, G. F. (1993) A New Method for the Realistic Estimation of Seismic Ground Motion in Megacities, the Case of Rome, Earthquake Spectra 9, 643–668.

Fäh, D., Panza, G. F. (1994) Realistic Modelling of Observed Seismic Motion in Complex Sedimentary Basins, Ann. Geofis. 37, 1771–1797.

Florsch, N., Fäh, D., Suhadolc, P., Panza, G. F. (1991) Complete Synthetic Seismograms for High-frequency Multimode SH-waves, Pure Appl. Geophys. 136, 529–560.

Güedez, R. (2003) Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela.

Gusev, A.A. (1983) Descriptive statistical model of earthquake source radiation and its application to an estimation of short period strong motion. Geoph J Roy Astron Soc, vol. 74, pp. 787–800.

Idriss, I. (2008) An NGA Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated By Shallow Crustal Earthquakes. Earthq. Spectra, vol. 24, pp. 217-242.

Irikura, K.; Kudo, K.; Okada, H. ; Sasatani, T. (ed.) (1999) Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface geology on Seismic Motion, Yokohama, Japan, 1–3 Dec. 1998. Volume 3, The Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Recent Progress and New Horizon on ESG Study, . Balkema, Rotterdam,366 pp.

López, O. A., González, J., Morales, C. y Olbrich F. (2011) Evaluación de la amenaza sísmica, Capítulo 3, Informe Técnico Final, Estudio de amenaza sísmica, procesos geomorfológicos activos y estimación de los efectos de sitio para el proyecto del tren Caracas -Guarenas - Guatire. FUNVISIS FUN-026, 2011, inédito, p. 95-146

Medvedev, S.M. (ed.) (1977) Microzonación sísmica (en ruso), Moscú, Nauka, 248 pp.

Nakamura, Y., (1989) A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. OR or RTRI, 30(1):12-14 p.

Noda, F. (2008) Estudio geofísico a lo largo de la ruta del ferrocarril Caracas-Guarenas-Guatire. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela, 173pp.

Orihuela, N. y F. Ruiz. (1990) Modelaje gravimétrico en un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dto. Federal, Venezuela. Soc. Ven. Geol., V Cong. Venezolano de Geofísica: 466-473.

Panza, G. F. (1985) Synthetic Seismograms: The Rayleigh Waves Modal Summation, J. Geophys. Res. 58, 125–145.

Panza, G. F. Suhadolc, P. (1987) Complete strong motion synthetics. En (B. A. Bolt, ed.) Seismic Strong Motion Synthetics, Computational Techniques 4 (Academic Press, Orlando, 1987), pp. 153–204.

Panza, G. F., Romanelli, F., Vaccari, F. (2000) Seismic Wave Propagation in Laterally Heterogeneous Anelastic Media: Theory and Applications to the Seismic Zonation, Advances in Geophysics, Academic Press 43, 1–95.

Pico, R.(1999) Determinación del umbral de semejanza β_0 para los algoritmos de agrupamiento lógico-combinatorios, mediante el dendrograma de un algoritmo jerárquico. SIARP'99, IV Simposio Iberoamericano de Reconocimiento de Patrones. Memorias, 1999, p. 259–265

Research Systems, Inc., (2000) IDL Version 5.4, timed demo mode.

Rocabado, V., M. Schmitz., H. Rendón., J. P. Vilotte., F. Audemard., M. Sobiesiak., J. P. Ampuero., y L. Alvarado. (2006) Modelado numérico de la respuesta sísmica 2D del Valle de Caracas. Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V., 21 (4): 81-93.

Rodríguez L, Cano V. y Alvarado L. (2010) Revisión de los Sistemas de Fallas Sismogénicos en la Región Central. Aportes a la Base de Datos de Amenaza Sísmica Preexistente. Versión Preliminar. Informe Técnico FUN-010, 2010. Interno. Junio 2010.

Ruiz, J,; Pico, R.; Lopez, R.; Alaminos, C.; Lazo, M.; Baggiano, M.; Barreto, E.; Santana, A.; Alvarez, L.; Chuy, T. (1992) PROGNOSIS y sus aplicaciones a las geociencias. En: IBERAMIA-92, III Congreso Iberoamericano de Inteligencia Artificial, Memorias. Mexico: LIMUSA, 1992; p. 561–86.

Sadovskii, M. A.; Nersesov, I.L.; Medvedev, S.V.;Liamzina, G. A. (1973) Principios fundamentales de la microzonación sísmica (en ruso). Voprosii Inzheniernoi Seismologii, No. 15, Moscow, pp. 3-34.

Seo, K. (1996) Application of Microtremors to Earthquake Damage Scenarios. Lessons learned from recent damaging earthquakes 11th Conference on Earthquake Engineering Paper No. 2062.

Vaccari, F.; Alvarez, L. (2009) SMLAC, Computation of synthetic seismograms , version 7, Users' guide , 38 pp.

Wessel, P.; Smith, W.H.F. (1990) New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol. 79 (47), pp. 579.

Williams, T.; Kelley, C. (2010) gnuplot 4.4, An Interactive Plotting Program http://sourceforge.net/projects/gnuplot.