

AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME

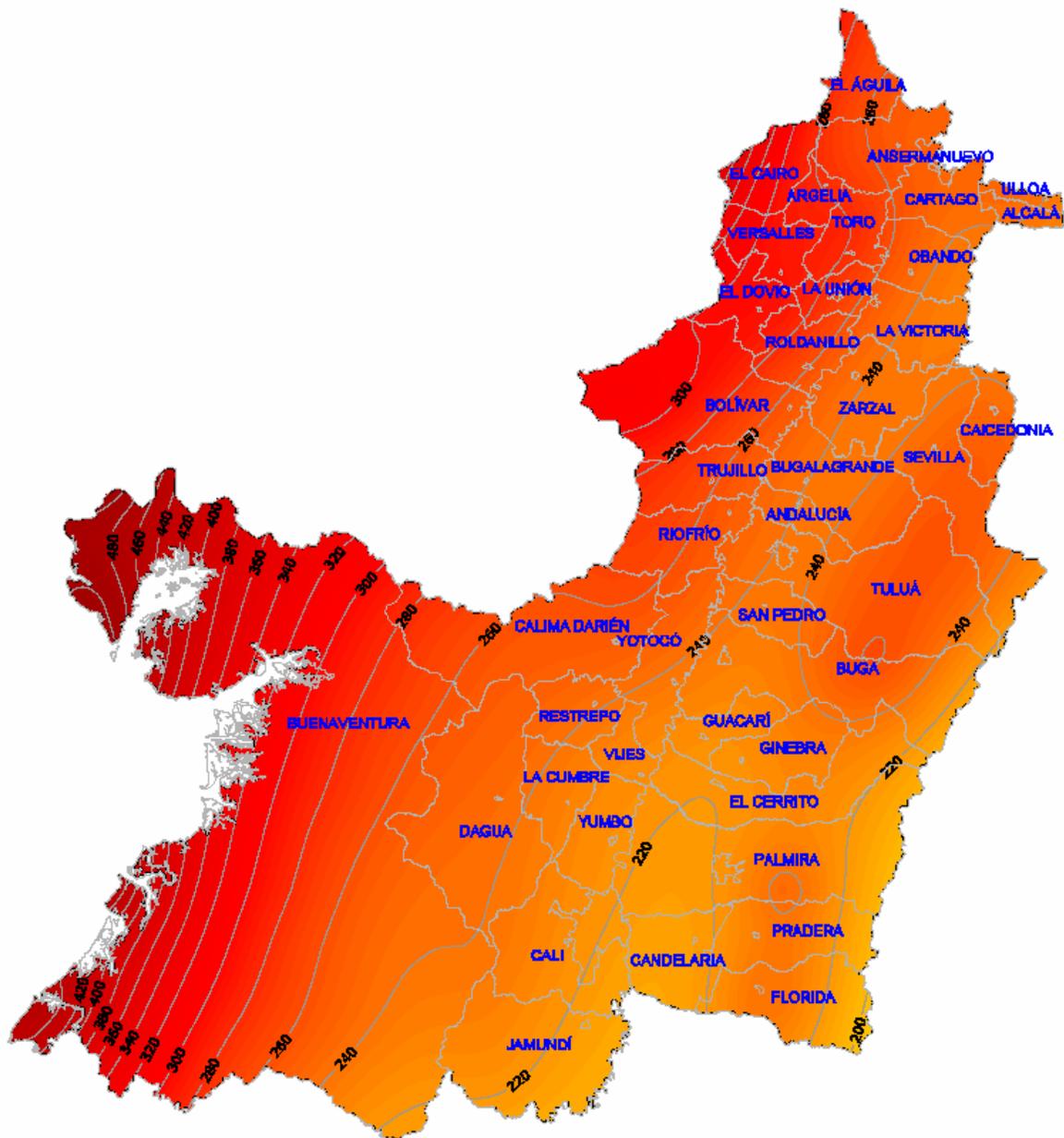


TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 3	AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME	3-1
3.1	GENERALIDADES	3-1
3.2	EFFECTOS DE LOS SISMOS HISTÓRICOS EN EL VALLE DEL CAUCA	3-3
3.2.1	Generalidades	3-3
3.2.2	Registro históricos en orden cronológico	3-3
3.3	INFORMACIÓN SÍSMICA DISPONIBLE	3-29
3.4	PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA LAS FUENTES REGIONALES	3-34
3.4.1	Fallas regionales identificadas	3-34
3.4.2	Parámetros de Sismicidad	3-36
3.5	RESUMEN DE PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA FUENTES DE ANÁLISIS	3-42
3.6	RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME PARA EL DEPARTAMENTO DEL VALLE DEL CAUCA	3-44
3.6.1	Amenaza sísmica para la totalidad de las fuentes sismogénicas identificadas	3-44
3.6.2	Amenaza sísmica para fuentes sismogénicas a nivel nacional únicamente	3-48
3.7	RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME EN LOS MUNICIPIOS DE PALMIRA, TULUÁ Y BUGA	3-49
3.7.1	Municipio de Palmira	3-49
3.7.2	Municipio de Tuluá	3-53
3.7.3	Municipio de Buga	3-57
3.8	COMENTARIOS SOBRE LA METODOLOGÍA Y RESULTADOS	3-62
3.9	BIBLIOGRAFÍA	3-64
ANEXO 3.1 - METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE AMENAZA SÍSMICA		

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1 Distribución geográfica de los eventos que hacen parte del catálogo sísmico utilizado	3-30
Figura 3.2 Ubicación de los eventos registrados por el OSSO.....	3-31
Figura 3.3 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica.....	3-32
Figura 3.4 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica. Modelo de atenuación	3-33
Figura 3.5 Localización de las fallas regionales en relación al departamento del Valle del Cauca.....	3-35
Figura 3.6 Curva de recurrencia de para el sistema Romeral	3-36
Figura 3.7 Relación Longitud de Ruptura Vs. Magnitud de Momento [Wells & Coppersmith, 1994]	3-38
Figura 3.8 Efecto de la velocidad de desplazamiento en el periodo de retorno de los sismos [Slemmons, 1982]	3-39
Figura 3.9 Localización geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional (AIS, 1997).....	3-42
Figura 3.10 Distribución de la aceleración máxima en terreno firme [cm/s ²] para el Valle del Cauca.....	3-45
Figura 3.11 Distribución de la velocidad máxima en terreno firme [cm/s] en el Valle del Cauca	3-46
Figura 3.12 Distribución del desplazamiento máximo en terreno firme [cm] en el Valle del Cauca	3-47
Figura 3.13 Distribución de la aceleración máxima del terreno [cm/s ²] en el Valle del Cauca para el modelo simplificado.....	3-48
Figura 3.14 Curva de Amenaza para la ciudad de Palmira	3-49
Figura 3.15 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Palmira	3-50
Figura 3.16 Distribución de la amenaza por fuentes para la ciudad de Palmira.....	3-51
Figura 3.17 Distribución de la amenaza para la ciudad de Palmira en función de la magnitud y la distancia	3-51
Figura 3.18 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Palmira	3-52
Figura 3.19 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Palmira	3-52
Figura 3.20 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Palmira	3-53
Figura 3.21 Curva de Amenaza para la ciudad de Tuluá.....	3-54
Figura 3.22 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá.....	3-54
Figura 3.23 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá.....	3-55
Figura 3.24 Distribución de la amenaza para la ciudad de Tuluá en función de la magnitud y la distancia	3-55
Figura 3.25 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Tuluá	3-56
Figura 3.26 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Tuluá	3-56
Figura 3.27 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Tuluá	3-57



Figura 3.28 - Curva de Amenaza para la ciudad de Buga	3-58
Figura 3.29 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga	3-59
Figura 3.30 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga	3-59
Figura 3.31 Distribución de la amenaza para la ciudad de Buga en función de la magnitud y la distancia	3-60
Figura 3.32 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Buga	3-60
Figura 3.33 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Buga	3-61
Figura 3.34 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Buga	3-61

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1 Breve guía de los valores de I.....	3-3
Tabla 3.2 Catálogo de sismos históricos notables del Valle del Cauca 1800 – 1999	3-28
Tabla 3.3 Caracterización de las Fallas Regionales del Valle del Cauca	3-34
Tabla 3.4 Valor de β para los sistemas sismogénicos que se encuentran la zona del influencia para el Valle del Cauca	3-37
Tabla 3.5 Magnitudes Máximas y periodos de retorno correspondientes	3-40
Tabla 3.6 Tasa de recurrencia para M_0 para las fallas regionales.....	3-41
Tabla 3.7 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas del modelo de amenaza	3-43

CAPÍTULO 3 AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME

3.1 GENERALIDADES

De acuerdo con los resultados del reconocimiento geológico y neotectónico realizado (presentado en el Capítulo 2), las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga se encuentran ubicadas en una zona de alta amenaza sísmica con diferentes posibilidades de fuentes sismogénicas activas, unas cercanas superficiales, unas profundas y otras lejanas.

Ante estas particularidades, se hace necesario identificar de la manera más confiable posible la amenaza sísmica de la ciudad en términos de espectros de aceleraciones y espectros de amplitudes de Fourier en terreno firme, con base en los cuales se puedan establecer eventuales acelerogramas que podrían esperarse a nivel de basamento rocoso para cada uno de los escenarios identificados anteriormente.

Una vez definida la amenaza sísmica a nivel del terreno firme mediante cualquiera de los parámetros mencionados, se requiere conocer en detalle las condiciones geotécnicas locales, las cuales permiten formular un modelo de subsuelo y estimar mediante la propagación hasta la superficie del terreno de las señales en roca, las respuestas esperadas en superficie, bien sea en términos de acelerogramas, espectros de aceleración, aceleraciones máximas o cualquier otra variable relacionada.

La amenaza sísmica de una zona determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales pueden ser imposibles de cuantificar en la actualidad. Sin embargo, se han desarrollado modelos simplificados que permiten estimar las variables fundamentales involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual permite dar un tratamiento científico al problema.

Inicialmente es necesario determinar un área de influencia que permita limitar el problema a la zona dentro de la cual la ocurrencia de sismos es relevante. En segundo lugar se requiere identificar las fuentes, que dentro del área de influencia previamente establecida son capaces de generar eventos sísmicos de importancia. Una vez identificadas, estas fuentes deben caracterizarse a través de ecuaciones basadas en los datos sísmicos existentes para la zona. En este punto, se hace posible la evaluación probabilística de parámetros para análisis sísmicos en el sitio de interés. Estos parámetros deben ser modificados y complementados por los efectos locales, lo cual es la esencia misma de los estudios de microzonificación sísmica de ciudades o zonas.

En el presente estudio se ha desarrollado una metodología de cálculo de la amenaza basada en la teoría sismológica clásica. Con base en la sismicidad de las fuentes del territorio y en las leyes de atenuación de los diferentes parámetros sísmicos, es posible identificar la amenaza sísmica de todas las fuentes que pueden generar efectos importantes sobre las ciudades de Palmira, Tulúa y Buga en términos de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), de la aceleración máxima del suelo o de aceleraciones máximas para diferentes ordenadas espectrales. El resultado de este tipo de análisis son tasas de excedencia asociadas a períodos de retorno. Una vez seleccionado el período de retorno, por ejemplo de 475 años como lo

establece la ley 400 de 1998 para el diseño de edificaciones, se puede definir entonces el valor del parámetro sísmico de interés.

El proceso se extiende geográficamente al Valle de Cauca para visualizar la distribución de las intensidades según la posición de las fuentes y su sismicidad con respecto al sitio de estudio. Con dichas intensidades y las leyes de atenuación de aceleración de cada tipo de mecanismo focal es posible identificar para las distancias más representativas valores de magnitud y energía liberada. Variables como distancia y magnitud se utilizan en la teoría sismológica para evaluar los espectros de amplitudes de Fourier (EAF) de cada tipo de mecanismo focal.

Para encontrar los espectros de potencia para cada una de las fuentes que se encuentran en el área de influencia es necesario estimar la duración de la fase intensa de los movimientos, lo cual se realiza mediante un análisis probabilístico mediante las leyes de atenuación de duración, que se determinan a partir de la frecuencia de esquina y la intensidad de Arias. El resultado se expresa en términos de una tasa de excedencia de duración para cada fuente.

La amenaza sísmica se cuantifica en términos de los periodos de retorno (o sus inversos, las tasas de excedencia) de intensidades sísmicas relevantes en el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido.

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores dados de intensidad en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos de las aceleraciones que han producido en un sitio los sismos pasados. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes.

En este capítulo se presenta un resumen de la información de sismos históricos en el Departamento del Valle del Cauca y los efectos principales que estos han tenido. Adicionalmente se presenta la metodología detallada utilizada para la evaluación de la amenaza sísmica en los municipios estudiados y los resultados principales obtenidos para la amenaza sísmica a nivel del terreno firme.

3.2 EFECTOS DE LOS SISMOS HISTÓRICOS EN EL VALLE DEL CAUCA

3.2.1 Generalidades

En este numeral se presenta un resumen de los daños y las intensidades en cada lugar, en los sismos históricos ordenados cronológicamente. Toda la información está resumida o tomada del Banco de Historia Sísmica de Colombia. En la Tabla 3.1 se indica el nivel de daños correspondiente a la intensidad (I) (en valores de I a XII) según la Escala MSK. En los casos en que no se da la intensidad del sismo en el sitio en cuestión, se debe a que los datos disponibles son insuficientes para una determinación de intensidad.

Tabla 3.1 Breve guía de los valores de I

Valores de I	Nivel de Daños
I a III	No sentido o sentido por pocas personas
IV a VI	Sentido, daños leves
VII a IX	Daños severos
X	Daño total en construcciones
XI a XII	Daño total en construcciones y efectos permanentes en la topografía

El valor de la intensidad en cada localidad es un promedio, considerando los efectos en toda la zona habitada. Cuando se dispone de información de interés pero no directamente relacionada con daños en las construcciones o en el paisaje, se transcribe al final del sismo como *Información anexa*. Cuando una localidad posee información detallada, se da un resumen y bajo *Datos puntuales* se relacionan los detalles.

Cuando se señala una hora, se trata de la hora local. En varios sismos hay algunas pequeñas diferencias en la hora, según las informaciones de prensa o de testigos.

3.2.2 Registro históricos en orden cronológico

1566

CALI. Destruyó las pocas edificaciones de tapia y teja que existían, quedando en pie solamente las de paja. I : V

1766, julio 9

CALI. El terremoto causó muchos daños en la ciudad. La iglesia matriz experimentó tanta ruina que ha compelido a sus moradores a oír misa en la plaza. Las capillas mayores de Santo Domingo y la Merced, cuasi vinieron al suelo quedando sus cañones y conventos no malos. La iglesia de San Agustín se lastimó poco, aunque la capilla de Jesús, y su convento quedaron cuasi arruinados. La de San Francisco con su convento ha experimentado la misma ruina. La ermita quedó tan arruinada que ha sido menester derribarla, y la que menos padeció fue el convento de hospitalidad de San Juan de Dios. Las casas capitulares cuasi se cayeron, y no hay casa alta habitable sin grandísimo riesgo. Las casas bajas, han quedado con poca diferencia del mismo modo arruinadas, aunque en las del barrio de San Francisco unas padecieron mucho, y otras nada, y aun no escapándose las de paja, cayeron 4 en diversos

barrios. La cárcel está del todo arruinada. Desde los primeros remesones descompuso templos, casas altas y bajas del centro de la ciudad, en tal forma que no son capaces de habitación. I : VII

BUGA. Fuertes temblores de tierra arruinaron la iglesia parroquial y otros edificios. La iglesia parroquial de la ciudad de Buga, el convento de Santo Domingo, la ermita del Santísimo Cristo de los Milagros, y aún las casas de los vecinos.

PALMIRA. Se sintieron en Llanogrande (nombre con el cual se conoció la ciudad de Palmira de 1680 a 1830) fuertes temblores de tierra. Como consecuencia, la iglesia parroquial quedó semidestruida. I : VII

Datos puntuales

- La parroquial de San Pedro, frente al actual parque de Cabal, en el costado meridional, fue destruida por el terremoto. La iglesia de Santo Domingo averiada. La santa Ermita, cuya torre amenazaba quedar en ruina. El colegio de la compañía quedó casi del todo inservible en su vivienda alta.
- La cárcel pública quedó destrozada, y fue necesario el reparo de los tejados en toda la ciudad. Derribó de un todo el convento del Patriarca Santo Domingo. La casa e iglesia que fue de los regulares extinguidos [Jesuitas] en aquella dicha ciudad se hallan sus edificios materiales amenazando una próxima y lamentable ruina. La mayoría de las casas de habitación sufrieron daños severos. I : VIII

1785, julio 12

CALI. Se experimentó un movimiento sísmico que estremeció fuertemente la ciudad de Cali. Daños Menores. La iglesia Parroquial ya estaba arruinada por temblores anteriores y su reparación continuaba.

CARTAGO. Los edificios eran tan fuertes que resistieron ilesos el movimiento del fuerte temblor que se experimentó. Muy leves daños. I : IV

1827, noviembre 16

BUGA. El temblor se sintió bastante fuerte.

CARTAGO. El temblor de tierra había sido muy fuerte en Cartago, en Buga y sobre todo en Popayán.

VALLE DEL CAUCA. Se abrieron considerables grietas en el valle. El efecto del terremoto se ha sentido con la misma fuerza en el valle del Cauca como en Timaná (Huila). Pero es de temerse que la gran crecida del Cauca y de los otros ríos que desaguan en él, causen mayores estragos con una inundación repentina, que los que ha producido el sacudimiento de la tierra.

1829, diciembre 9

CARTAGO. El círculo afectado por el temblor se extiende en una región comprendida por las poblaciones de Santa Ana, Honda, Cartago y la Vega de Supía.

1868, octubre 18

CARTAGO. Sentido muy fuerte, sin daños. En ese momento toda la población se encontraba reunida en la iglesia. I : IV

1876, noviembre 12

CALI. Ocurrió un fuerte temblor a las 3 y 20 de la mañana. I : IV

1878, enero 25

CALI. Ocurrió un temblor a las 9 de la mañana. I : IV

1878, febrero 9

CALI. Ocurrió un fuerte y largo temblor a las 2 y 40 de la tarde.

1878, septiembre 9

CALI. Ocurrió un fuerte temblor a las 7 y 20 de la noche. Se cayó parte de las iglesias de San Francisco y de San Pedro, fuera de otros graves daños en el centro de la ciudad.

1884, noviembre 5

INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. Hora 23:45, duración de 15-20 segundos.

CALI. Se sintió en esta ciudad un terremoto muy fuerte, el más fuerte sentido allí en 50 años. Causó daños graves en la iglesia de San Pedro dejándola incapacitada de servir para la celebración de los oficios religiosos y hubo daños en algunas casas.

1884, noviembre 6

CALI. Temblor sentido fuertemente a las 11:45 p.m. Quedó inutilizada la iglesia de San Pedro porque todas las bóvedas del templo se cuartearon. I : V

1885, mayo 25

TULUÁ. Ocurrió un violento temblor de tierra que alarmó demasiado a los peones de la finca Morillo, cerca de El Overo, Tuluá. I : V

CALI. El temblor afectó la Iglesia nueva de San Francisco.

1906, enero 31

INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. Hora 10:30 a.m., en las ciudades del valle no hubo mayores daños.

PALMIRA. No ha habido daños. I : V

MALAGUITA (Límite Valle - Chocó). Fue sorprendida esta ciudad por un violento terremoto. En el bajo San Juan duró desde las 10 y 30 a.m. hasta las 3 de la tarde, es decir, cinco horas. Desde este punto para arriba fueron derribadas 30 casas en las orillas del San Juan, edificios; la tierra se agrietó en una extensión de más de 40 varas de longitud por una cuarta de latitud; en Istmina también hubo una grieta en la quebrada que la baña. Las aguas de ríos y quebradas cambiaron de curso diametralmente y subían con furia inusitada. Desde Malaguita hasta la desembocadura del río San Agustín, se sintieron 48 temblores en espacio de tres días. I : VIII

CALI. A las 10:40 a.m. se sintió en esta ciudad un fuerte y prolongado movimiento de tierra que produjo gran alarma en la población. El movimiento fue decididamente trepidatorio, y a esta circunstancia se atribuye el que no causara graves daños en los edificios pues su duración fue extraordinariamente larga: 3 minutos según se observó reloj en mano. No causó pérdidas de vidas, ni daños graves en los edificios; la torre de San Pedro quedó en inminente peligro de caer (daño considerable de la bóveda principal del edificio y cuarteo de la torre), el templo de

San Francisco sufrió considerablemente (se derribó parte de la bóveda de la nave central) y sufrieron daños la capilla de la guarnición y el arsenal, y el edificio del cuartel y parque. El 8 de febrero de 1906 se hundió parte del techo de la capilla Santa Librada. Cinco operarios trabajaban en su reconstrucción y cayeron en hundimiento. I : VII

CARTAGO. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. Poblaciones norte del Cauca no sufrieron novedad por el temblor. Líneas: cruzadas entre Cerrito, Palmira. Demás bien. Servicio de cable suspendido. I : V

CORDOBA (BUENAVENTURA). Fuerte y largo terremoto oscilatorio. No hubo daños.

BUGA. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. I : V

RÍOS SAN JUAN - ATRATO (Límite Valle y Chocó). Se informó que la desembocadura del río San Juan fue obstruida (represada) por la inmensa ola del mar sobre aquellas costas. Se desbordó furiosamente sobre las riberas, destruyendo las sementeras y arrastrando con todo. En el mar, sobre todo, se ha sentido una conmoción tan grande, que han muerto infinidad de peces. Parece, pues, que ha ocurrido una erupción volcánica submarina, entre esmeraldas y Buenaventura. Las poblaciones del San Juan y del Atrato no fueron destruidas dicho día, debido a su especial construcción pero en la costa norte la tierra se abrió y varias casas fueron derribadas. Este temblor se sintió desde el Valle del Atrato y Medellín en el Norte, hasta Guayaquil y Cuenca en el sur del Ecuador, en un territorio de 300.000 kilómetros cuadrados. I : VI

ROLDANILLO. El terremoto no produjo ninguna desgracia personal: Tan sólo echó por tierra algunas tapias y fachadas de antigua data, desplomadas por el propio peso de sus años. I : VI

BUENAVENTURA. El gobierno cedió a favor de los damnificados \$ 2000 oro. Una ola inmensa sumergió gran parte de las orillas del litoral colombiano del pacífico, las playas de la bahía de Málaga bajaron de nivel, según datos y señales precisas de los habitantes de allí. El mar cubrió una faja de las playas que antes permanecían descubiertas aun en pleamar, porque el nivel de dichas playas bajó un metro, lo que ellos comprueban teniendo como punto de referencia las casas y los montes, antes del terremoto más retirados del mar. En efecto, si se examinan atentamente las capas de suelo marino, se nota el avance del mar por los despojos vegetales allí hundidos. Todas las brújulas sufrieron derivaciones, todas las péndolas cambiaron de andar. El jefe de la estación del cable dio aviso, que las dos líneas del Norte y del Sur han quedado interrumpidas. Entre Buenaventura y Esmeraldas se rompió el cable nada más que en 15 pedazos. Nuevas conmociones sísmicas sentidas, coinciden con bruscos cambios atmosféricos y fenómenos observados, muy poco tranquilizadores. I : VIII

Datos puntuales

- A las 10:30 a.m. se sintió un fuerte temblor de tierra oscilatorio, dirección Sur a Norte, duración 7 minutos. A las 11 a.m. el mar estaba en reflujo, hizo grande avenida que alcanzó (2) dos metros verticales allí, pero en otra parte la ola tenía de altura 30 pies. Dicho movimiento se repitió por tres veces.
- Ocurrieron 24 temblores, 4 fuertes, que ocasionaron la destrucción de poblaciones, caseríos y haciendas, a causa de la grande avenida que hizo el mar.
- Al volver el mar a su nivel primitivo, la estructura de las costas quedó profundamente alterada, desapareciendo muchas islas y playas de arena y terrenos aluvión. Tres días tardó el mar para volver a su nivel.
- No hubo variación en la temperatura señalada por el termómetro durante el temblor.

-
- La temperatura estuvo entre 31 a 33° desde cinco días antes, temperatura normal allí 27°. Diez días sin llover antes del temblor, a partir del 31 se presentaron fuertes lluvias.
 - Detonaciones marítimas, 3, muy rápidas, como truenos.

TULUÁ. Sentido fuerte. No hubo daños de consideración. I : V

TRUJILLO (Costa Pacífica). Población constante de más de cien casas, desapareció. Trujillo, Salahonda, Mulatos, Amarales, hundidas en gran parte; datos hacen subir 2500 víctimas 31. I : VIII

Información anexa

- Efectos sobre el nivel marino: el crucero Luxor encontró en Manta al bajar el ancla, una profundidad menor de lo que indicaba la carta, probablemente de dirección noreste.
- Número de víctimas: Se calculan en unas 1500 las víctimas de la catástrofe.

1906, febrero 3

BUENAVENTURA. El 2 de febrero de 1906 a las 11 p.m. se repite un fuerte temblor. La misma oscilación y la misma amenaza del mar. Hubo profundo pánico entre los pobladores. En la costa norte produjo grandes estragos: la tierra se abrió en diferentes puntos; varias casas derribadas. Los temblores continuaron y la marea fue afectada. I : V

CARTAGO. Temblor sentido el 3 febrero a las 10 a.m. I : IV

PALMIRA. Temblor sentido a las 3:42 a.m. I : IV

1906, febrero 7

CALI. Sentido, se produjo hoy a las 4 y media a.m. I : IV

1906, febrero 17

PALMIRA. Temblor sentido este día. I : IV

1907, enero 13

CALI. A las 5 a.m. se sintió un movimiento de tierra que no alcanzó a ocasionar daño alguno. I : IV

1907, septiembre 17

CALI. A las cinco de la mañana se sintió en esta ciudad un movimiento de tierra bastante fuerte. I : IV

1908, enero 8

CALI. Sentido un ligero terremoto a las 10:40 p.m. I : IV

1909, mayo 4

CALI. Se sintió un ligero movimiento de tierra a las 11:20 a.m. I : III

1914, enero 8

CALI. A las 6:20 p.m. se sintió en esta ciudad un ligero temblor terrestre. I : IV

1914, febrero 24

CALI. Ligerο temblor sentido a las 4:30 p.m. - N.E. I : III

1914, abril 20

CALI. A las 8 y 20 se sintió un temblor de tierra, que aunque leve se prolongó por más de dos minutos. I : III

1917, agosto 29

VALLE DEL CAUCA. Una serie de eventos a partir de esta fecha y durante el mes siguiente fueron sentidos desde Santander hasta el Cauca. De poblaciones del Norte de la República se reportaron sentidos levemente. Sin daños.

1917, agosto 30

CALI. Fueron sentidos tres temblores: el primero fortísimo (3:40 a.m. que fue de oriente a occidente, sin mayor intensidad) y los otros leves (12:55 m. y 1:45 p.m.). La estación de verano se ha tornado lluviosa. De ninguna parte se comunican desgracias personales que lamentar y sin daños notables. Sentidos 2 movimientos el 29 de agosto a las 10:15 p.m. y a las 10:30 p.m. (duró como diez segundos y la trepidación fue fuerte.). I : IV

CARTAGO. El movimiento tuvo la misma intensidad que en Bogotá; alcanzó a agrietar varios edificios, no hubo desgracias personales. I : V

Información anexa

Replicas: A las 10 y 44 minutos volvió a sentirse el temblor con menor fuerza. No hubo daños de consideración.

1917, agosto 31

CALI. Sentido con violencia un prolongado movimiento de tierra a las 6:30 a.m. (sacudió a Bogotá durante 15 segundos y durante el día repitió cuatro veces, decreciendo en intensidad y duración). En Cali no hubo desastres ni desgracias personales, aun cuando en la ciudad se alcanzaron a agrietar varios edificios. I : IV

PALMIRA. Sentido un movimiento prolongado; no causó daños. Sentidas varias réplicas fortísimas. I : IV

BUENAVENTURA. Sentido un temblor prolongado; no causó daños. Hubo varias réplicas fuertes. I : III - IV

Información anexa

- Epicentro: El epicentro estaba situado al sudeste de Bogotá,

1917, septiembre 6

CALI. Entre las 9:15 a.m. y 9:20 a.m., se sintió levísima sacudida terráquea de corta duración, no tuvo ninguna consecuencia deplorable.

BUENAVENTURA. Se sintió un temblor de corta duración. No causó en la ciudad daños apreciables.

PALMIRA. En la mañana, se sintió temblar.

1917, octubre 22

CALI. Entre la 1 y las 2 de la madrugada fue sentido un leve movimiento sísmico.

1924, enero 10

CARTAGO. A las 9:48 p.m. se sintió un violento temblor de tierra; causó pánico entre los habitantes. No hubo consecuencias. I : V

CALI. Sentido por muchos como ligero. Se presentó sin consecuencias. I : IV

1924, febrero 3

CALI. A las 12 a.m., se sintió en esta ciudad un ligero movimiento sísmico que no alcanzó a producir alarma.

1925, junio 7

BUENAVENTURA. Se observó que a pesar de vivir tan seriamente amenazados por las mareas que a diario los invaden, fue en donde menos estragos causó la catástrofe producida a las 6:45 p.m. Duración de un minuto. No ocurrieron desgracias personales que lamentar y entre los edificios se encuentra perjudicada la casa del señor Ismael San Clemente, que quedó bastante desplomada. Otros edificios particulares sufrieron serios deterioros. En varios establecimientos de cantina hubo daños considerables. Muelle no sufrió daños. I : VI

LA CUMBRE. Temblor fortísimo ocasionó muerte instantánea de una mujer; pérdidas de consideración en boticas, almacenes, bodegas. Se desplomó en parte el Ferrocarril, las baterías de las oficinas telegráficas destruidas, estanco hubo muchas pérdidas. El movimiento produjo graves pérdidas. I : VIII

LA UNIÓN. Campanas sonando, cantinas a tierra, perjuicios iglesias, casa cural. I : VII

RESTREPO. El Temblor fue terrible. Varias casas caídas, particularmente comerciales; ninguna desgracia personal. El movimiento produjo graves pérdidas. I : VIII

PALMIRA. Sentido levemente a las 6:45 p.m. No ocurrió nada de particular fuera de algún pequeño daño en la iglesia. I : V

YOTOCO. Fuerte terremoto que causó grandes perjuicios. I : VIII

BUGA. El temblor tuvo inauditas proporciones; del templo milagroso se fueron al suelo 3 cúpulas; la casa de don Modesto Cabal se cuarteó toda, las cantinas se fueron al suelo y muchas casas sufrieron desperfectos. I : VII

CALOTO. Sentido. No hubo daños. I : V

ROLDANILLO. Causó daños parciales en todas las casas y daños graves en la iglesia de la noble Catedral y muchos edificios. También las escuelas. Las pérdidas son incalculables. I : VII

CARTAGO. Sentido, no se presentaron daños, sin más detalles.

CALI. Sismo sentido a las 6:45 p.m. La tierra se movió por más de 16 segundos, durante los cuales llegaron tres ondas potentes de brutal intensidad. Ocasionó numerosos y valiosos daños en la ciudad y unas cuantas desgracias personales (murió un muchacho debido a una enorme

pedra caída del techo del Salón Moderno, allí hubo 6 heridos; hubo numerosos heridos por causa de los desprendimientos de techos en varios edificios).

En el barrio de Juanchito la mayoría de las cantinas se desplomaron. En Cañaveralejo se sintió el movimiento con gran intensidad. Se cayó una casa y sufrieron graves daños las quintas "Bolonía", la "Selva" y "la Sabana". En Pichindé, San Antonio y otros campos, se sintió de manera formidable.

Datos puntuales

- Se destruyó la iglesia de la Ermita. Los templos sufrieron graves daños en el frontis, torres, cúpulas, naves y arcos. Las torres en construcción del templo de San Nicolás se agrietaron desde el suelo hasta el alto del edificio. El templo La Merced no sufrió mayores daños, el coro del templo y los muros sufrieron graves daños. Hubo pánico entre los fieles. La torre del templo de Santa Librada, seriamente quebrantada. La cúpula del templo de San Francisco se fue al suelo: la altura de la media naranja era de 33 metros 10 centímetros. Esta media naranja fue destruida por el terremoto del 8 de junio de 1825. Fue fatal para la ciudad de Cali. El terremoto de 1925, de 5 de junio, le ocasionó serios daños a La Ermita del Río o Nuestra Señora de la Soledad y el Señor San Roque; la iglesia estaba situada precisamente junto al río, en el punto donde hoy se levanta La Ermita. La iglesia parroquial de San Pedro se quebrantó seriamente el 5 de junio, se cuarteó en el frontis y la torre. Por lo que hace a los edificios, puede decirse que casi todos sufrieron serias averías.
- Daños graves varios edificios particulares. El colegio Santa Librada sufrió grandes deterioros especialmente en la torre que amenaza desplomarse de un momento a otro. El Hotel Francia se vino totalmente al suelo. La clínica para enfermedades venéreas sufrió graves daños y peligro ruina. En el matadero se cayó una de las paredes. En el cuartel de desplomó una de las Atalayas, y otra quedó completamente averiada. El edificio de "Relator" sufrió graves daños al igual que la casa municipal. Al edificio que se construía en la plaza de Caicedo de tres pisos, se le desniveló una de las paredes; fue necesaria su demolición. Las casas edificadas por el sindicato popular, que dirigía el padre Posada, se vinieron al suelo totalmente. Edificios de más de un piso, sufrieron gravísimos daños. Se desplomó una casa situada en la calle 8ª. El cuartel de construcción, la clínica municipal, edificio donde funciona la gerencia y oficinas del ferrocarril del Pacífico, modernas casas habitación, la iglesia de Santa Rosa, la capilla de las Carmelitas, una casa de habitación, edificio que ocupan las oficinas de correo y telégrafos, el manicomio y cinco casas más, también fueron víctimas de la tremenda sacudida.
- La ciudad quedó completamente incomunicada, telegráfica y telefónicamente, pues todas las líneas se cruzaron. Hubo además varios amagos de incendios, causados por cortos circuitos de la luz; dicho servicio público pudo reanudarse después de algunos minutos de sombra. Los perjuicios ocasionados por el movimiento se calculan en más de 400.000 dólares. I : VIII

Información Anexa

- Réplicas: El 9 de junio a las 6:37 p.m. se registró un pequeño movimiento sísmico, sentido por todos los habitantes de la ciudad. Ligero estremecimiento oscilatorio, de sur a norte. Casi inmediatamente hubo un fuerte movimiento de trepidación, que duro varios segundos.

1925, agosto 13

CARTAGO. En Cartago, Manizales y otras poblaciones de Caldas y del Valle, fue sentido el temblor, a la misma hora que se sintió en Bogotá.

1927, junio 12

CALI. A las 8 a.m. se sintió en la ciudad un fuerte movimiento sísmico, de carácter oscilante, en dirección sur a norte. De corta duración. Causó algunos desperfectos en varios edificios. Un herido.

1937, mayo 21

VALLE DEL CAUCA. Sentido con alguna intensidad en Cali y en las partes más altas de la cordillera.

1938, febrero 4

BUENAVENTURA. Sentido fuerte, algunos daños. En el sector de Pueblo Nuevo se sintió con mayor fuerza. No hubo desgracias personales. I : VI

BUGA. Sentido muy fuerte, pánico, no hubo daños de consideración ni desgracias personales. I : VI

CALI. El sismo causó en la ciudad alarma y pánico a las 9:30 p.m. exactamente. Duración cerca de 16 segundos consecutivos. Fue el temblor de tierra más fuerte que se haya registrado en los últimos tiempos. Se sintió de sureste a noroeste en dos fuertes sacudidas, sin intervalo ninguno, pues durante el lapso comprendido entre temblor y temblor, no dejó de sacudirse la tierra.

Algunos daños ocurrieron en las edificaciones urbanas. Se averiaron algunas casas especialmente en los barrios de Granada, El Peñón, San Francisco, pero levemente. En el Barrio de El Salvador, situado cerca de Las Palmas, una casa se vino a tierra, por lo cual sufrieron heridas 3 personas. La iglesia del Sagrado Corazón, situada en el Barrio Guayaquil, también sufrió algunos desperfectos. En el Barrio de Manrique sobre todo en las construcciones viejas, se presentaron serios desperfectos. La torre mayor de la estación del inalámbrico se vino a tierra, matando cuatro personas. La mayor parte de las cantinas, cafés y droguerías sufrieron pérdidas. I: VII

CARTAGO. Hora: 21:24. Sentido muy fuerte; daños en las galerías, agrietamiento en la parte superior de la cúpula de la iglesia matriz o de San Jorge, el techo de la oficina del comando militar, daños graves en varios edificios (el edificio de las rentas departamentales). Un techo en el barrio de Collarejo se vino al suelo, donde resultaron varios heridos. Muchas casas sufrieron serias averías. No hubo desgracias personales. Fuertes pérdidas en los pequeños comercios establecidos en los pabellones interiores de la plaza de mercado I : VII

LA VICTORIA. Temblor registrado a las 9:20 p.m., de intensa duración.

PALMIRA. Sentido muy fuerte, pánico, daños generalizados en construcciones antiguas. Sufrieron daños graves algunos edificios. I : VII

SEVILLA. Registrado a las 9:25 p. m. La Iglesia y algunas casas seriamente averiadas, daños por \$15.000, pánico general.

ULLOA. Daños serios en numerosos edificios. No hubo desgracias personales. I : VII, eventualmente VIII

1942, mayo 22

BUENAVENTURA. Sentido con violencia a las 5:35 a.m.

1943, febrero

BUENAVENTURA. Sentido con violencia. Agrietados algunos edificios modernos. I : V

1945, noviembre 15

CALI. Sentido fuertemente. Duración de dos segundos. No ocasionó desastres ni desgracias personales.

1957, mayo 23

BUENAVENTURA. Sentido muy fuerte en el Puerto de Buenaventura. Varias casas destruidas. Algunos heridos. I : VI

CALI. Sentido en forma violenta y prolongada. No hubo desgracias personales ni materiales.

1958, enero 19

CALI. Alarmó a la población a las 09 horas, 09 minutos. Hubo daños.

1959, junio 2

CALI. Hora: 10:45 p.m. Sentido fuertemente. Daños de gravedad en las plantas de energía. Varias residencias resultaron averiadas. I : V

1961, diciembre 20

CALDAS, ANTIOQUÍA Y VALLE. Sismo sentido con mayor violencia en esos departamentos, veintitrés muertos, las ciudades más afectadas son Sonsón y Manizales.

ALCALÁ. Temblor a las 8:26 a.m. Produjo alarma en la población. Causó agrietamientos en algunas casas. I : VI

BUENAVENTURA. Sentido intensamente. Se corrieron algunos metros del muelle antiguo.

BUGA. Sentido. Aunque fueron atendidos 4 heridos, no hubo desgracias personales. Se agrietaron algunas casas. I : VI

CAICEDONIA. El Templo sufrió desperfectos al igual que una casa y varias residencias particulares. No se registraron víctimas. I : VI

CALI. Sentido a las 8:27 a.m. Duración aproximada de 20 segundos. Paralizó el reloj del Templo de la Ermita. Sufrieron daños de consideración el edificio Gutiérrez; el Banco de Bogotá y el Hotel New York, que eran contiguos, quedaron separados con una luz de varios centímetros: éste último presentó una profunda grieta; el edificio Zaccour; el taller "El Cigüeñal"; el Hospital Departamental Evaristo García, que experimentó averías en sus pisos y presentó una ancha grieta en el aluside; la Compañía Colombiana de Seguros; el diario "El País"; la unidad vecinal República de Venezuela; los templos de San Nicolás, San Cayetano y el Juanchito; también el puente España sobre el río Cali. Algunas residencias particulares perdieron la totalidad de los vidrios y presentaron grietas en sus paredes. Perjuicios en los sistemas telefónicos y de energía eléctrica (en el barrio San Fernando se desprendió un transformador). No hubo víctimas.

CARTAGO. A las 8:29 a.m. se sintió un violento temblor que sacudió la Cordillera Central de los Andes. Hubo dos muertos, uno víctima del pánico que se produjo cuando se sintió el sismo, y una niña al desplomarse la pared de una casa. También se presentaron destrozos materiales y daños leves en algunas edificaciones. Las comunicaciones con la mayoría de las ciudades afectadas quedaron interrumpidas, aparentemente a causa del mismo terremoto. I : VI

CERRITO. Las oficinas del Expreso Trejos sufrieron pérdidas de consideración. La casa cural sufrió daños diversos. No hubo víctimas. I : VI

EL RETIRO. Muchas casas quedaron averiadas. I : VI

JAMUNDÍ. Se cayeron algunos dinteles de la Iglesia. No se registraron desgracias personales, ni pérdidas cuantiosas.

LA UNIÓN. Se vino a tierra una vieja casa donde funcionaba la gallera y numerosos gallos finos murieron aplastados. I : VI

ROLDANILLO. Averías en varios edificios, entre estos el del colegio de La Presentación; quedó herida una niña. I : VI

SEVILLA. Sentido con gran estrépito. La comunicación con las ciudades afectadas quedó interrumpida. Se registraron desprendimientos en los muros de la cárcel del circuito; hubo un muerto y 3 presos heridos. Entre las edificaciones averiadas figuran los edificios de las empresas municipales, la iglesia y muchas casas de gentes pobres. También resultaron averiadas varias casas residenciales, de comercio y edificaciones de colegios y escuelas. Total de heridos = 6. I : VI

TULUÁ. Hubo daños leves en los corregimientos. No se registraron desgracias personales. I : VI

YUMBO. Sentido con fuerza. Solo una casa se desplomó, hiriendo levemente a su moradora. En el templo se agrietaron dos de los arcos principales.

ROLDANILLO y ZARZAL. También se registraron daños de menor cuantía.

Datos puntuales

- Siete muertos en el Valle del Cauca.

1962, julio 30

INFORMACIÓN MACROSISMICA. Sentido claramente en Cali como sismo lejano; sentido en Bogotá con dirección W-E, epicentro a 245 km. al occidente de Bogotá.

ANDALUCÍA. El terremoto destruyó la escuela de niñas "Antonio Santos" y averió otras construcciones (edificios residenciales) de la localidad, sin mayores pérdidas. I : VI

ANSERMANUEVO. Daños en la cárcel, el palacio municipal y el cuartel del destacamiento militar. Varias casas se fueron a tierra y otras quedaron averiadas seriamente. En total fueron 40 casas destruidas y 50 semidestruidas. No hubo víctimas que lamentar, ni heridos. I : VII

BOLÍVAR. Sentido a las 3:20 p.m. Sufrieron daños de consideración varias casas, la escuela de niñas (en su techo), la casa municipal y la iglesia parroquial (se vino a tierra una de las naves laterales del templo). I : VI

BUENAVENTURA. Resultaron agrietados los edificios de Telecom, el altar mayor de la Iglesia del Mangle y el edificio de la industria pesquera. Daños en el último piso del palacio Nacional y se desplomó una casa en la calle del Naranjito. No hubo víctimas, pero al caer una pared, resultaron varios heridos no de gravedad.

BUGA. La intensidad del sismo fue particularmente violenta. No se registraron daños mayores, exceptuando algunas serias averías en las edificaciones de la nueva galería, en la Basílica Menor del Señor de los Milagros, en el colegio de las Hermanas Vicentinas y en las redes de acueducto y teléfono. I : VI

CAICEDONIA. Se desprendió el decorado en el templo y hubo averías en varias residencias. Sin consecuencias graves. I : VI

CALI. Sentido a las 3:21 p.m. Daños: Se desplomó el techo de la Iglesia de Nuestra Señora del Perpetuo Socorro, del barrio Bretaña. Seis muertos; una pared de un patio de garages situado en la carrera 8 con calle 12, se cayó; una pared y la saliente del edificio de la fábrica de vestidos Cámel, se desplomó en la calle 12 con carrera 16. Hubo algunos heridos; el edificio de la Suramericana de Seguros sufrió el agrietamiento de sus entresijos en un sector; el Templo de San Francisco sufrió el desprendimiento de algunos de sus ladrillos de su frontis; el templo del barrio Cristóbal Colón se agrietó y parte de su torre se fue al suelo; el templo del barrio de Juanchito sufrió daños en su torre; la iglesia de la parroquia de La Asunción, ubicada en el barrio de Puerto Mallarino; hoteles Alférez Real y Nueva York; Edificio Garcés; edificio del Banco de Bogotá; algunas construcciones sufrieron averías no graves, y no menos de 1000 casas sufrieron daños de alguna consideración. Se suponen pérdidas por 2 millones de pesos. I = VI

CARTAGO. Destrucción total de la iglesia colonial de Guadalupe, causando la muerte a dos personas; daños de consideración en varios edificios como Telecom, Bolívar, el Templo de San Nicolás, el Hospital del Sagrado Corazón de Jesús, la plaza de mercado y la Planta Telefónica. 40 residencias semidestruidas. Hubo heridos aunque de menor gravedad. I : VI

GUACARÍ. La Iglesia Parroquial sufrió desperfectos en el frontis y en los arcos interiores. I : VI

LA UNIÓN. Hubo pánico entre las gentes. Destruído el local del almacén "El Triunfo". I : VI

LA VICTORIA. Daños en el frontis y en los alrededores del templo parroquial, en la casa consistorial. Destruyó un aula de la escuela anexa a la Normal. Daños en varias casas particulares. I : VI

PALMIRA. Varios templos, edificios y residencias, sufrieron averías. No hubo desgracias personales ni daños de consideración.

RESTREPO. Serias averías en el Templo Parroquial, el café El Globo y algunas casas de habitación.

ROLDANILLO. Agrietada la torre de la Iglesia Parroquial, al igual que algunas casas. I : VI

SEVILLA. Se derrumbó una pared del edificio de telecomunicaciones sobre el techo de la cárcel municipal, sin causar daños mayores. Averiada la Alcaldía Municipal. El edificio de las empresas municipales sufrió algunos desperfectos. No hubo desgracias personales. I : VI

TORO. Quedó casi destruido el templo, ocasionando una víctima. I : VI

TRUJILLO. Destrucción de dos casas de habitación. Seis heridos, de los cuales tres de gravedad. I : VI

Datos anexos

VALLE DEL CAUCA. Muertos: 8; heridos: 13; templos destruidos: 2 (Cali y Cartago).

1962, agosto 2

CALI. Cerca de la media noche se registró un movimiento de poca intensidad.

1962, agosto 10

VALLE DEL CAUCA. Se registraron siete muertos.

1967, febrero 9

ALCALÁ. Hubo daños en el hospital, concentración escolar Santo Tomás de Aquino y en el templo parroquial. Pérdidas aproximadas \$25000. I : VI

ANDALUCÍA. Se presentaron averías en una casa. Pérdidas aproximadas de \$8000. I : VI

BUENAVENTURA. Dos sismos que duraron cerca de un minuto se sintieron en este puerto y en las regiones del litoral Pacífico hasta Mitú. El primero se inició a las 10:27 a.m. y duró 20 segundos; el segundo a las 10:19, duró 35 segundos. Algunos edificios y casas residenciales sólo sufrieron leves averías. I : V

BUGA. Sentido fuerte temblor de tierra que creó pánico general; El reloj de la Basílica del Señor de los Milagros quedó marcando las 10:26 a.m., hora en que la ciudad fue sacudida. No se registraron desgracias personales. Los daños fueron leves; solo se presentaron en algunas edificaciones. Entre los edificios más afectados se encontraba la plaza Central de Mercado, que presentaba algunas grietas de consideración. I : VI

BUGALAGRANDE. Daños en varias edificaciones. Cuatro heridos. Cuantiosos daños dejó el fuerte sismo (pérdidas aproximadas \$8.000). I : VI

CALI. Causó gran pánico en la población. Solo se presentaron contusos leves y muchos en estado inconsciente. Tuvo una duración de 80 segundos, según informes oficiales. La tierra comenzó a oscilar en forma lenta, su movimiento no fue vibrante, lo que evitó que las edificaciones sufrieran daños de consideración.

En el laboratorio del Colegio Villegas registraron el temblor de tierra. Había un aparato diseñado y construido en el mismo que sirvió como sismógrafo improvisado. Se observó en la placa de vidrio ahumado que estaba debajo de la aguja, registradas las oscilaciones horizontales del temblor, cuyo pico o cresta señalaba al noroeste.

Datos puntuales

- Dos grandes vidrios de la primera planta del edificio Telecom localizado en la Cra. 6a con la calle 10, fueron destrozados; varias plaquetas de mármol del edificio de la Suramericana de seguros, cayeron frente al local de la óptica Alemana; una tapia de más de 50 metros en la huerta de la casa cural de El Templete, se fue a tierra. Agrietamientos en el mismo templo; en una fábrica se desplomó una tapia; en la iglesia se derrumbó un alero; en el edificio del Banco de la República que se encontraba en

construcción, se presentó agrietamiento de algunas paredes; en el supermercado se cayeron las estanterías cuyas pérdidas se calculan en \$34.000; en el colegio de Fray Damián, una pared en su parte superior en extensión de varios metros, cayó estrepitosamente; los almacenes de depósito fueron afectados; el cuarteamiento de una de las paredes en la Normal de Varones, localizada en el barrio de Colseguros, y un cuarteamiento y averías en otros inmuebles. También ocasionó el incendio de una casa. No hubo consecuencias que lamentar. I : VI

CANDELARIA. Los corregimientos de Candelaria más afectados por el movimiento telúrico, fueron el Carmelo y Juanchito. En el Carmelo quedó destruido el tanque de aprovisionamiento de agua, se desplomó un tanque del pozo artesiano, de 35.000 litros de capacidad y dos residencias sufrieron serias averías. En cuanto a la zona urbana se informó la destrucción de una tapia, los daños fueron leves. No se registraron desgracias personales. En el corregimiento de Buchitolo, se desplomó un gallinero y perecieron 2.000 aves. Daños por \$450.000. Pérdidas aproximadas del Carmelo, Buchitolo, San Joaquín, Villa Gorgona y Juanchito por \$230.000 (sin adicionar las pérdidas del gallinero en Buchitolo). I : VI

CARTAGO. Sentido fuerte sismo que dejó cuantiosos daños. El movimiento telúrico se inició aproximadamente, a las 10:26 a.m. No se registró ningún hecho que lamentar. I : VI

CERRITO. Los mayores daños se registraron en el templo parroquial (la torre del templo sufrió daños y fácilmente se puede observar a lo largo de su torre una grieta de varios centímetros de ancho) y la casa cural. Daños en la casa municipal, en la casa de "La Sierra" y en la casa de la hacienda "El Paraíso", ubicada en el corregimiento de Santa Elena. En otro sector se vino a tierra una pared, resultando dos personas lesionadas. El colegio quedó seriamente averiado. Grandes tramos de tapias se derrumbaron en el municipio. Ocho heridos. Pérdidas aproximadas \$500.000. I : VI

DAGUA. Se derrumbó parcialmente una escuela. No hubo desgracias personales. Pérdidas aproximadas por \$4000. I : VI

FLORIDA. A consecuencia del fuerte sismo que azotó a esa ciudad dicho día, se desplomó una residencia en construcción en donde se encontraban varios obreros trabajando, los cuales salieron ilesos. I : VI

GINEBRA. Se sintió en las horas de la mañana un fuerte movimiento de tierra. En el corregimiento de Costa Rica destruidas 4 casas y averiada la casa cural (se desplomó una pared). Pérdidas aproximadas \$10.000. No se registraron desgracias personales. I : VI

GUACARÍ. A pesar de lo fuerte del sismo no se registraron daños materiales, ni desgracias personales que lamentar. Las pocas averías notables fueron en la casa municipal. Pérdidas aproximadas por \$5.000. I : VI

JAMUNDÍ. Seis averías a una casa. El temblor no provocó desgracias personales. I : V

JUANCHITO. Sin servicio de agua a causa del temblor. I : V

PALMIRA. Sentido. Afectó al Liceo Femenino, la escuela hogar Santa Cecilia y la Iglesia Catedral.

PRADERA. Sentido fuertemente. Afectó seriamente la iglesia parroquial y la escuela "Antonio Ricaurte". Pérdidas aproximadas por \$5000.

ROLDANILLO. El temblor no provocó desgracias personales ni materiales. I : V

SEVILLA. Se derrumbó una pared del colegio María Inmaculada, hiriendo a una profesora. Un niño herido. Algunas residencias sufrieron daños. Averías estimadas en más de \$20.000. I : VI

TULUÁ. No hubo heridos, ni muertos. Daños en algunas residencias y edificios. I : VI

Información anexa

- Fueron de \$1.500.000 las pérdidas por el temblor en el Valle.
- Réplicas: Los sismógrafos siguieron captando deslizamientos terráqueos; por lo menos unos 200 temblores más de menor intensidad, afectaron a Colombia a partir de las ocho de la mañana del día del sismo, hasta el 14 de febrero del mismo año. Uno de ellos tuvo características de terremoto y solamente otros cuatro sensibles al hombre.
- Febrero 10. Nuevo temblor, réplica del terremoto de las 10:25:19 a.m., se presentó hacia las 4:15 p.m. con una intensidad mínima de tres en la escala internacional. Causó pánico entre las personas que residían o trabajaban en los edificios altos en Bogotá.

1971, febrero 20

CALI. Temblor sentido que alarmó a la población.

1979, noviembre 23

INFORMACIÓN MACROSÍSMICA. La mayor devastación del terremoto se presentó en los departamentos de Risaralda, Caldas, Valle del Cauca, Cauca, Antioquia y Quindío. Uno de los más fuertes registrados en los últimos 10 años, después del que se produjo el 9 de febrero de 1967. Sentido a las 6:43 p.m.

ANSERMA NUEVO. La mitad de la población quedó completamente destruida; 24 casas colapsadas, igual número de familias desalojadas; de 600 viviendas que componen el casco urbano, 320 derrumbadas; daños por \$ 10'000.000. La mayoría de daños en casas de bahareque. Según el diario El País, 250 casas destruidas y veinte millones en pérdidas. La vía que los comunica con el municipio de El Águila quedó cerrada por derrumbes. Algunos heridos, pero no de consideración. I : VIII

ANDALUCÍA. Sentido. Dejó tres heridos. I : VI

ARGELIA. Sentido fuertemente. Semidestruídos varios colegios, edificaciones y capillas. I : VII

BOLÍVAR. Muchas edificaciones resultaron averiadas. La Casa Municipal de reciente construcción; se desplomó gran parte del techo de la escuela "Santa Ana"; también la escuela "Alfonso Aragón Quintero" sufrió agrietamientos y uno de los muros que la encierran se vino al suelo en un trecho de 70 metros; la escuela "Julio Caicedo", el edificio de la alcaldía y el de Telecom, el cuartel de Policía y muchas viviendas particulares, también sufrieron averías a raíz del sismo. La iglesia del corregimiento de Primavera y seis residencias más también sufrieron por el movimiento. Daños cuantiosos: en entidades oficiales por seis millones de pesos. No hubo víctimas personales. I : VII

BUENAVENTURA. Derrumbes en la vía Buga-Madroñal-Buenaventura, dejando más de 100 vehículos bloqueados; 30 personas hospitalizadas; taponados los túneles. En la vía que

comunica con Cali hubo 5 derrumbes que obstaculizaron el movimiento de toda clase de vehículos. Averiados los edificios de Telecom y Barreto. Puerto de Buenaventura totalmente incomunicado tanto por vía férrea como por carretera. Infinidad de piedras y rieles rotos entre Loboguerrero y El Naranjo. Una locomotora y un coche se precipitaron a las aguas del río Danubio. Hubo apagones. Edificios de concreto de la parte central de la ciudad, resultaron con graves grietas y derrumbamientos de paredes; en el barrio Puente del Este cayeron dos casas de madera y muchas casas de los barrios lacustres quedaron en muy mal estado. Heridos: 2. Cuantiosas pérdidas materiales. I : VIII

CALI. Temblor sentido violentamente. Un muerto, quince heridos de gravedad y 50 lesionados leves. Cuantiosos daños materiales (20 edificios seriamente afectados).

Datos puntuales

- El edificio del supermercado "Mercafé" fue la estructura más afectada. Sufrió el colapso de su piso superior a lo largo de los lados oriental y occidental y la caída de bastantes enchapados de cemento por sus otros dos lados. También quedó sin fluido eléctrico durante 2 horas. El edificio en términos generales quedó presentando un riesgo para sus inquilinos y visitantes, por esto debe ser demolido. Varios edificios sufrieron agrietamientos y sus vidrios se rompieron; techos, paredes y muros de numerosas viviendas se derrumbaron por el fuerte remezón que tuvo una duración de un minuto. La Iglesia de San Cayetano, la Universidad Santiago de Cali y la Unidad Residencial Antonio Nariño resultaron seriamente afectados. Evacuados tres edificios con daños estructurales en el centro de la ciudad: donde funcionaba El Banco de los Trabajadores, el Hotel Nueva York (descascarado del enyesado en las paredes, mampostería afectada, uniones pared - cielo raso y pared – piso desprendidas; daños reparables) y las oficinas del Banco de Colombia. También evacuado el Hotel Franco ya que varias habitaciones se vinieron a tierra. El edificio más alto de la ciudad, de 30 pisos, el Banco del Comercio, tuvo daños a la altura del piso 28 en las oficinas de Skandia, al presentarse descascaramiento en la obra de yesería, particularmente en las uniones entre columnas y la pared de la esquina suroccidental del edificio y a lo largo del gran respiradero central (pozo de ascensores). También algunos paneles de madera situados bajo las ventanas y que cubrían las unidades de aire acondicionado se aflojaron. Los pisos 23 y 24 mostraron daños similares en la obra de yesería. Una de las columnas de las ventanas, que no soporta carga, mostró señales de astillamiento. En el piso 14 también hubo descascaramiento del enyesado de las paredes y cielos rasos. El piso más afectado fue el tercero, en donde hubo grietas hasta de 1.5 cm diagonalmente a lo largo de toda la pared de un baño. Hubo un desplazamiento aproximado de 3 cm, de algunos escalones exteriores a la altura del mezanine entre los pisos 1 y 2. La Iglesia de San Francisco sufrió en el enyesado y en los frescos interiores; dentro de la nave central los frescos se agrietaron diagonalmente, mientras en las dos naves exteriores se presentó una forma de descascaramiento circular en la unión de la cúpula y las columnas. En el exterior de la construcción una de las torres de la fachada se desplomó. El costo estimado de la reparación es de un millón de pesos. La tradicional capilla de La Merced, el edificio Belmonte, el Club Colombia y la Universidad de Buenaventura, entre otras, presentaron grietas en sus paredes, así como algunos hundimientos en sus pisos. Las tuberías hidráulicas y sanitarias de la Universidad Libre, quedaron rotas. Las paredes de los pisos sexto y séptimo del Hospital Departamental, quedaron agrietadas. El Centro Hospitalario Carlos Carmona quedó sin fluido eléctrico por 3 horas, y el teléfono averiado, también allí se agrietó profundamente una pared de la sala de partos. El sismo también afectó la Normal Nacional de Señoritas (se clausuró el tercer piso por completo y se desalojó el salón de Pre-escolar), aunque no presentaban peligro de

ninguna clase. El edificio de Colseguros se dividió por la unión de sus partes, recubrimiento de fachada exterior con daños. Casas con graves daños en los barrios: San Nicolás, La Flora, San Antonio, Bretaña, La Foresta, Belalcázar, San Fernando, San Cayetano y El Popular. Traumas en los servicios públicos: Interrupción de la energía eléctrica por varios minutos. El tráfico automotor sufrió serios traumatismos. Sin servicio telefónico durante media hora. I : VII

CARTAGO. Una casa colapsada al igual que un edificio de cinco pisos, galería averiada. Dejó tres muertos y 43 heridos. I : VI eventualmente VII, daños localizados.

CISNEROS. Sentido. Heridos los dos maquinistas del ferrocarril. I : VI

CORDOBA. Daños por \$ 300.000.

EL AGUILA. Está entre los municipios del norte del Valle más afectados, un millón en pérdidas, tres casas totalmente destruidas, 60 % de las viviendas sufrieron daños, colegios y edificios oficiales afectados. En las vías que comunican con otros corregimientos y veredas se presentaron varios deslizamientos, que interrumpieron el tránsito vehicular. No hubo desgracias personales. Daños considerables en los corregimientos de la María, Villanueva y San José. I : VII

EL CAIRO. Pérdidas por 10 millones de pesos. El 95% de las casas están seriamente averiadas; daños en La Alcaldía. Quedaron sin fluido eléctrico y sin servicio telefónico. I : VII

EL DOVIO. Daños en varios colegios, capillas y edificaciones oficiales. I : VII

GUACARÍ. Cuatro edificaciones con desperfectos de bastante consideración. Dos casas caídas. I : VI

LA CUMBRE. Se cayeron las líneas de conducción del fluido eléctrico. I : VI

LA UNIÓN. Sentido fuertemente. Muy afectado. Un herido y cuatro casas destruidas. Colegios, capillas y edificaciones afectadas. I : VII

LA VICTORIA. Heridos, dos. \$25'000.000 en daños; iglesia Parroquial (sus techos y las dos torres con pérdidas por un millón de pesos), Albergue Infantil, Palacio Municipal, La Alcaldía, el asilo de ancianos, el Instituto de Bienestar familiar, la escuela Sagrado Corazón de Jesús, el puente sobre el río Cauca, el bar El Lago y el Comité de Cafeteros con graves averías, ochenta familias evacuadas, iglesia demolida al día siguiente. Con daños serios 18 residencias particulares, el edificio de la Droguería Central y la Normal Santa Teresita. 80 familias damnificadas. I : VII

PALMIRA. Averías en la cúpula de la iglesia de La Santísima Trinidad. Ocho heridos de consideración. I : VII

RESTREPO. Averiada la torre central de la iglesia, el edificio de la Alcaldía, cuatro residencias seriamente afectadas, cinco casas derrumbadas. Tres heridos. I : VI

ROLDANILLO. Cuatro heridos leves por caída de un muro. Daños considerables en la iglesia de San Sebastián, instalaciones del Matadero Municipal, Cuartel de la Policía Nacional, colegio

Gimnasio del Norte del Valle y siete residencias. Millares perdieron sus techos y algunas de sus paredes. El 70% de las viviendas antiguas se desplomó. I : VII

SEVILLA. Sentido fuertemente. Dos muertos por derrumbe de sus casas, 20 heridos; ocho viviendas destruidas parcialmente. Daños: Afectó el Palacio Municipal; el edificio de las Empresas Públicas Municipales sufrió averías en una de sus esquinas; edificio de Telecom totalmente agrietado. Pérdidas calculadas en \$800.000. I : VII

TORO. Daños por \$20'000.000, nueve viviendas semidestruidas, daños en el cementerio (capilla totalmente destruida). En el corregimiento de San Francisco se reportaron daños por más de 5 millones de pesos. Cerca de 100 casas quedaron destruidas (40 de ellas totalmente). 70 casas para demoler ya que sus bases quedaron totalmente debilitadas. I : VII

TRUJILLO. Un muerto y cinco heridos con graves heridas en todo el cuerpo. Hubo apagón. I : VI

TULUÁ. Un muerto de infarto cardíaco y once heridos (10 en estado grave). Averiado un céntrico edificio. I : VI

VERSALLES. Dejó un muerto y un herido. I : VII

YOTOCO. Se derrumbó un puente. I : VI

YUMBO. Apagón. I : VI

ZARZAL. Sentido a las 6:45 p.m. Cinco heridos, un muerto. Daños: se derrumbó un muro en la Fábrica Colombiana y una casa en la vereda Limonar. I : VII

Datos puntuales

- Total muertos en el Valle del Cauca: 8
- Total de heridos: 65.
- Desaparecidos: 10.

1979, diciembre 12

BUENAVENTURA. El epicentro se encontró a 200 millas del puerto de Buenaventura. Algunas casas presentaron hendiduras. No hubo víctimas. I : VI

CALI. Un muerto, más de 50 lesionados y numerosas casas destruidas. El edificio Mercafé del sur sufrió averías. Decenas de edificaciones con serias averías. I = VI

1980, junio 25

Sentido fuertemente en el norte del Valle. No se registraron daños ni víctimas.

1989, junio 28

BOLÍVAR. Sentido con fuerza. No se reportaron víctimas o damnificados por daños materiales en edificaciones. I : V

CALI. Sentido en Cali y el centro del Valle, hacia las 10:16 a.m. I : V

EL DOVIO. Sentido fuertemente. No hubo víctimas o damnificados por daños materiales en edificaciones. I : V

PRIMAVERA. Sentido con mayor fuerza. No hubo víctimas o damnificados reportados por daños en edificaciones. I : V

ROLDANILLO. Fue una de las localidades donde se sintió el temblor con más fuerza. No hubo víctimas o damnificados. I : V

1989, agosto 31

Un leve movimiento telúrico se registró en el Valle del Cauca. El epicentro del temblor producido hacia las 11 horas, fue situado en los municipios de Buga, Ginebra, Guacarí, y el Cerrito a una profundidad de 130 kilómetros. Se trató de un evento sísmico profundo que no tuvo ninguna repercusión sobre la población.

CALI. Leve movimiento telúrico. Se sintió con alguna intensidad en las edificaciones altas. No tuvo efectos sobre la población.

EL CERRITO. Leve movimiento sísmico. Sin daños personales ni materiales.

GINEBRA. Leve movimiento sísmico. No hubo daños personales ni materiales.

GUACARÍ. Leve movimiento sísmico. Sin daños personales ni materiales.

1989, septiembre 8

BUGA. Durante los últimos días, el sur del país fue epicentro de temblores de escasa magnitud, entre ellos uno registrado en el área central del Valle del Cauca, sentido especialmente en Buga y municipios vecinos.

ISLA GORGONA. Un temblor de regular magnitud tuvo ocurrencia al finalizar la noche, con epicentro en la isla Gorgona. El evento sísmico, presentado a las 20 horas y 41 minutos, registró 5 grados en la escala de Richter y 14 réplicas en la hora siguiente. El movimiento tuvo una profundidad de 10 mil metros y se alcanzó a sentir levemente en la zona continental, sin que se presentaran situaciones que lamentar.

1990, noviembre 23

CALI. Sentido a las 5:30 p.m. en el occidente del país. Fue registrado fuertemente en Cali y en sus municipios vecinos, en donde se vivieron escenas de pánico, especialmente en los edificios más altos, donde el temblor se sintió más fuerte. La duración del mismo fue superior a los 12 segundos. Quedaron incomunicadas por más de media hora al presentarse un infarto telefónico y a la vez el temblor causó suspensión del servicio de energía. No hubo desgracias personales ni daños materiales.

1991, enero 22

CALI. Se registró un temblor a las 8:06 p.m., de mediana intensidad en el suroccidente colombiano, causando pánico especialmente en Cali, algunas localidades del sur del departamento del Valle y varias poblaciones del Cauca. El movimiento telúrico con dos sacudidas en tiempo 8 y 10 segundos de duración, según los primeros informes del Observatorio Sismológico de la Universidad del Valle, fue de unos 4 grados en la escala de Richter. No hubo víctimas ni daños materiales.

1991, noviembre 19

BOCAS DE CHARAMBIRÁ. Ocho casas se desplomaron por el fuerte sismo. Dos casas y el aserrío con daños parciales.

BUGA. Hubo apagones en algunos barrios e interferencia en las comunicaciones telefónicas con otras ciudades del departamento. I : IV

BUENAVENTURA. En el barrio Oriente, la pared de una casa se desplomó. En un céntrico hotel varias tejas cayeron y se presentaron averías en el techo del grill El Rey. Daños en algunos edificios de diversa índole en las fachadas y la mampostería pero no en sus estructuras. Rompimiento de tuberías y daños en el tanque de Acuavalle. I : V

CALI. Fuerte sismo ocurrido a las 5:30 de la tarde. Se registró un infarto telefónico total prolongado; el 55 por ciento de los barrios quedó a oscuras tras la caída de cables de alta tensión, explotar transformadores y por cortos circuitos en líneas de alta tensión. Dos edificios situados en la Avenida Roosevelt, fueron evacuados por los bomberos, por cuanto algunas vigas sufrieron en resentimiento por el movimiento telúrico. Emergencias por atascamiento de ascensores. Un total de 5 edificaciones del sur de la capital vallecaucana, zona donde se sintió más fuerte, sufrieron daños de alguna consideración. Entre estos edificios con agrietamientos encontramos a "Los Conquistadores", "Torres del Refugio" y "Marañón", este último de 15 pisos tuvo que ser evacuado. Momentos después del sismo, se determinó que no había peligro para ser habitadas. En el centro comercial Cosmocentro, también al sur, se cayeron láminas de aleros exteriores. En el norte sólo se presentaron grietas en los pisos 1, 11, y 12 del "edificio Venezolano". En total fueron 9 los edificios afectados por el movimiento telúrico, a los cuales retornaron la gran parte de sus pobladores. Vidrios rotos. Se registraron tres heridos.

CARTAGO. Hubo interferencia en las comunicaciones telefónicas con otras ciudades del departamento. En algunas residencias del sur y el norte de la ciudad se presentaron daños en el servicio de energía. I : IV

CINIRU. Dos casas caídas que afortunadamente estaban desocupadas.

DOCAMPADÓ. En Belén de Docampadó, poblado cerca del Litoral Pacífico, 42 chozas de madera y paja se desplomaron o quedaron seriamente averiadas.

DOCORDÓ. Seis casas afectadas, ocho casas con daños graves y otras cuarenta a punto de caerse, averiado el muelle, la escuela, dos aserríos y la iglesia.

EL VENADO. Una casa afectada.

PACIFICO VALLECAUCANO. Un total de 17 casas destruidas, 2 aserríos caídos y 70 viviendas averiadas.

PALMIRA. En los barrios del suroriente hubo apagones en el suministro de energía y la telefonía se vio afectada en las oficinas municipales y en el comercio. I : IV eventualmente V.

PLAYA ABADÍA. Seis casas averiadas.

PLAYA CHURIMAL. Una casa caída.

PUERTO ESPAÑA. Una casa averiada.

PUNTA IGUÁ. Dos casas destruidas, un puente se cayó al río.

PUNTA ORPÚA. Tres casas con daños graves.

TOGOROMÁ. Seis casas y el aserrio averiados. Diez viviendas destruidas en total.

TULUÁ. La población de Jicaramata recibió el impacto del sismo y un alud de tierra se precipitó sobre una zona aledaña a la escuela, allí se han venido sintiendo los efectos de una falla geológica que meses atrás fue detectada por expertos. No hubo víctimas. Las empresas de servicios públicos reportaron daños en las líneas telefónicas como consecuencia del movimiento telúrico. I : V

UNIÓN BALSALITO. Una persona resulto herida, cuatro casas caídas, y diez viviendas averiadas.

VALLE DEL CAUCA. En la Bocana (balneario del Pacífico) se derrumbaron tres casas, 15 municipios a oscuras y corte del servicio telefónico, en el centro de Buenaventura resultaron averiados edificios y viviendas.

Información anexa

En el pacífico vallecaucano, 17 casas destruidas, dos aserrios caídos y 70 viviendas averiadas. No hubo víctimas.

RÉPLICAS.

Los instrumentos del laboratorio ubicados en la torre de ingeniería de la Universidad del Valle, detectaron 60 réplicas, fueron movimientos leves que oscilaron entre 2.5 y 4 grados en la escala de Richter.

Las comunicaciones con las apartadas regiones selváticas, ubicadas en los límites entre los departamentos del Valle y Chocó, son muy difíciles.

1991, noviembre 27

CALI. En los departamentos del litoral pacífico, también se sintió la nueva sacudida. Esta es la mayor réplica, de más de 400 registradas hasta la fecha, del sismo del 19 de noviembre. Fue sentido levemente en Cali, en algunos edificios altos.

1992, enero 2

DEPTOS. EJE CAFETERO Y ZONA CIRCUNDANTE. Sentido, ningún daño señalado. I : IV

1992, octubre 17

BELLAVISTA. Sentido fuerte.

1992, octubre 18

BUENAVENTURA. Hora: 11:14 a.m. Agrietamientos en el primer y segundo piso del edificio del Café.

CALI. Sentido muy fuerte, algunos daños. El colegio Caro y Cuervo quedó con varias grietas.

1992, diciembre 5

CALI. Hora: 8:45 p.m. Sentido en forma leve en los edificios altos de la ciudad. No se registraron pérdidas materiales ni personales.

1993, enero 11

BUENAVENTURA. Hora: 10:00 a.m. No hubo daños reportados.

CALI. Alarmó parte de la población, en especial los que se encontraban en edificios altos. No se reportaron daños de ninguna naturaleza a pesar del remezón.

1995, febrero 8

ALBÁN. Tres viviendas agrietadas. I : VI

ANSERMANUEVO. Unas 200 viviendas resultaron averiadas, 33 semidestruidas y 14 desplomadas. I : VII

ARGELIA. Dos casas averiadas. I : VI

BOLIVAR. Se desplomó la Iglesia y varias viviendas fueron averiadas. I : VI eventualmente VII.

BUENAVENTURA. 17 heridos, de los cuales 4 de gravedad. Se resintieron muchas edificaciones. 15 viviendas agrietadas: daños en casas en los barrios Viento Libre, Las Delicias, Juan XXIII y Antonio Nariño. Afectadas las instalaciones de la Universidad del Valle. I : V

BUGA. Se reportaron 16 personas heridas; cuatro casas se derrumbaron y ocho más quedaron averiadas. Un edificio presenta grietas en un 60% de su estructura. Averiado el Palacio de Justicia, el edificio de El Café, el comando de La Policía, el edificio Armenia y cuatro almacenes. I : VI

CAICEDONIA. Afectó a varias construcciones; semidestruido el palacio municipal, la iglesia y seis viviendas. Dos menores de edad resultaron heridos.

CALI. Más de 10 edificios con grietas en sus estructuras o fachadas: el hospital Departamental, la ciudadela Chipichape, varios edificios ubicados en la carrera 86 con calle primera, avenida de las Américas con calle 22, avenida 5ª Norte # 18-02, el complejo de fábricas de Carvajal en Yumbo, la Clínica Imbanaco, el edificio Rivera del Río frente al gimnasio “El Pueblo”, el supermercado “Super A” en Nápoles, una casa en la calle 21 con carrera 1ª, una edificación detrás del “Club Colombia” y un edificio en construcción en la calle 66 con carrera 1ª. En el Edificio del Café se presentaron serias averías en las redes de acueducto. Seis viviendas incendiadas en el barrio El Ponclaje, en el distrito de Aguablanca. Hubo derrumbes en la vía que comunica a Cali con Buenaventura. En la vía que comunica a la capital vallecaucana con Palmira, se cayeron varios postes de energía. Dos heridos en la ciudadela Chipichape, al caer una pared. I : VI

CALIMA - DARIEN. Dos heridos leves. Daños: más de 150 viviendas averiadas y 12 semidestruidas. También quedaron semidestruidas la iglesia del Perpetuo Socorro y la Discoteca. Se desplomó el teatro y en la vereda de La Magdalena se reportó la caída de una vivienda. También en Darién resultaron con fisuras en sus estructuras el Cuartel de la Policía y una escuela. I : VI eventualmente VII.

CARTAGO – ALCALÁ - VERGEL. Sufrieron daños 21 casas y hubo 12 heridos leves. I : VI

DAGUA. Sentido a la 1:40 p.m. Por lo menos 19 viviendas quedaron averiadas y cuatro de ellas cayeron, quedando inhabilitadas. En el barrio Los Remedios, cerca de 8 viviendas construidas en bahareque resultaron averiadas. I : VI

EL AGUILA. 55 casas sufrieron daños de consideración en sus estructuras. I : VI eventualmente VII.

EL CAIRO. Más de 650 casas se agrietaron (casi el 70% de la población); seis fueron destruidas y 12 evacuadas. Diez personas lesionadas. I : VII

GUACARÍ. Seriamente afectada las instalaciones de la alcaldía; tuvo que ser evacuada. Hubo dos heridos. I : VI

HUASANO. I : VI eventualmente VII.

LA UNION. La Ermita sufrió daños en su torre. Se desplomaron 8 techos y la escuela María Inmaculada. Se averió el teatro local. Dos casas resultaron semidestruídas y cuatro destruidas. 36 viviendas sufrieron averías. Un menor y 5 mujeres en estado de Shock. I : VI

LOBOGUERRERO. Desprendimiento de piedras después de la población, lo mismo que en los cinco túneles. La carretera no quedó taponada.

NARANJAL. Varias viviendas resultaron averiadas. I : VI

PALESTINA. Dos personas fallecidas por el colapso de su vivienda y una herida por el derrumbamiento de un muro. I : VI eventualmente VII.

PALMIRA. No se registraron daños ni desgracias personales. I : VI

PRIMAVERA. Varias viviendas resultaron averiadas. I : VI

RESTREPO. Averiadas la Iglesia y tres viviendas con fisuras y daños de consideración. En total 15 casas se vieron afectadas por el sismo. I : VI

ROLDANILLO. El edificio tradicional de la Ermita sufrió serias averías; daños en 58 viviendas. 7 personas resultaron heridas. I : VI

SAN JOSE DEL PALMAR. Derrumbe de 4 casas y 40 más resultaron averiadas. En los límites de Chocó y Valle del Cauca, muy cerca al epicentro, se desplomaron 16 viviendas. Doce personas resultaron lesionas. I : VI

SEVILLA. 20 casas sufrieron daños de consideración. I : VII

TRUJILLO. 10 casas averiadas y se cayó el cuartel de policía. Dos policías heridos en el corregimiento de Indianápolis. Derrumbe de la sede de Telecom en el corregimiento de Galicia y 50 viviendas afectadas. En la vereda de Felicia resultaron averiadas más de 70 casas; casi todo el pueblo. Hubo un derrumbe en la Carretera que comunica a Trujillo con la vereda La Bohemia. En el corregimiento de Zulia, sitio del epicentro del temblor, no se presentaron heridos y sólo hubo tres casas destruidas. En Guasanó se cayó la iglesia y cinco casas averiadas. I : VI

TULUÁ. Sentido a la 1:40 p.m. Quedó semidestruido el Cuartel de Policía del corregimiento de Aguaclara. Un herido en la vereda El Picacho. I : VI

ULLOA. El campanario de la iglesia se desplomó sin causar daño alguno. Cinco casas sufrieron los rigores del temblor. I : VI

YOTOCO. La iglesia y 14 viviendas quedaron semidestruidas (4 de ellas más notoriamente); hubo ocho heridos. Continuos derrumbes sobre la vía Panorama. I : VI eventualmente VII.

Información anexa

- En Dagua y Trujillo murieron tres personas y varias resultaron heridas. Cerca de 100 viviendas resultaron totalmente destruidas y 468 averiadas en 26 poblaciones del Valle. Averiadas dos vías y 32 centros entre comunitarios y educativos.

1995, abril 12

Sismo registrado entre Zarzal y La Uribe. Su magnitud fue de 4 grados en la escala de Richter.

1996, septiembre 11

Sentido con gran intensidad. Hora: 1:35 a.m. Tuvo una intensidad de 5.6 grados en la escala de Richter. No se reportaron daños.

1997, junio 18

EL DOVIO. Sentido a las 17:35 horas. No se presentaron pérdidas materiales ni personales.

1997, septiembre 2

CALI. Se sintió en suelos rígidos y edificaciones bajas el movimiento telúrico, durante 30 segundos a las 7:14 a.m. En otros suelos y edificaciones altas se sintió hasta por un minuto. I : IV

SEVILLA. Se presentaron algunas fisuras en algunas edificaciones, como en la Alcaldía. Se levantó pase del piso del parque de La Concordia. I : V

ZARZAL. Dos ancianos muertos por infarto, como efecto del susto que les produjo el temblor. I : IV

1999, enero 25

Un fuerte sismo, registrado a la 1:19 de la tarde, estremeció a los habitantes de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal en el Departamento de Risaralda, Armenia, Calarcá, Circasia, Montenegro, La Tebaida, Córdoba y Pijao en el Quindío y los municipios de Ulloa, Alcalá y Sevilla en el norte del Valle.

Los escombros dejaron unos 2000 muertos. Las pérdidas materiales son incalculables.

En el Valle del Cauca las pérdidas materiales son cuantiosas pero no existen muertos. Los heridos son más de 60. Los mayores estragos se registraron en Caicedonia.

Las viviendas de los estratos uno, dos y tres fueron las más afectadas; las estructuras de las edificaciones que sufrieron más daños fueron aquellas que no superan los cinco pisos.

Aunque en el Valle del Cauca el sismo no dejó víctimas, si causó numerosos daños en viviendas, iglesias y edificios públicos, especialmente en el Norte del departamento, donde el movimiento telúrico se sintió con gran intensidad.

En el Valle del Cauca, cientos de viviendas, de los municipios de Obando, Alcalá, el Cairo, Ulloa, Sevilla y Caicedonia, resultaron averiadas. En Caicedonia, población que resultó más afectada, hay 60 heridos. No hubo muertos en el Valle del Cauca.

Los municipios de Caicedonia, Sevilla, Alcalá y Ulloa, fueron los más afectados.

En las regiones afectadas fueron suspendidas las clases de colegios de primaria y bachillerato y los hospitales fueron declarados en emergencia tras la falta de sangre para atender los cientos de heridos.

Las operaciones aéreas desde cualquier parte del país hasta Pereira, quedaron suspendidas y sólo hay vuelos de aviones oficiales llevando auxilios a los heridos y damnificados.

En la zona del desastre se hicieron presentes los cuerpos de bomberos de los municipios aledaños entre ellos, Caicedonia, Cartago, Bugalagrande y Roldanillo.

La Secretaría de Salud del Valle dispuso los hospitales de Roldanillo, Zarzal, Andalucía, Bugalagrande y Tuluá para atender los heridos del Valle, Armenia, Pereira y otros municipios vecinos.

Un análisis del Ideam señaló que las zonas de ladera de las siguientes áreas en el Valle del Cauca presentan riesgo de deslizamientos de tierra: Cali, Buga, Florida, Buenaventura, Tuluá y Trujillo.

REPLICAS

Temblor de 5,6 grados en la escala de Richter que se presentó a las 5:45 p.m.

ALCALÁ. Reportados 50 heridos. 15 casas semidestruidas y más de 200 averiadas. Cúpula de la Iglesia destruida (la torre de la parroquia seriamente averiada). 100 edificaciones derrumbadas. Se teme una avalancha por el represamiento de agua en la Quebrada Los Micos, en el sector de La Estación. El Cuerpo de Bomberos Voluntarios indicó que hay un talud de tierra en la quebrada, por lo que se teme que la fuerza del causal lo arrastre y cause destrozos en la cabecera municipal. Paso restringido en la vía Pereira-Alcalá por siete derrumbes; interrumpido el paso a Montenegro-Alcalá por agrietamiento de la vía. No se registraron pérdidas humanas.

CAICEDONIA. Hubo 78 heridos. 89 casas destruidas totalmente, once semidestruidas, 400 con averías de consideración; también se presentaron daños en 4 escuelas, la Alcaldía y la torre de la parroquia resultó seriamente averiada. Vivió una situación dramática. No hubo víctimas fatales.

CALI. El sismo provocó pánico entre la población, especialmente en las edificaciones altas.

EL CAIRO. Varias casas averiadas.

LA UNIÓN. Dos casas presentaron daños en sus paredes, aunque no muy graves.

OBANDO. 120 casas averiadas y 35 en el perímetro rural. Sin precisar la cantidad de heridos en las veredas El Chuzo, San Isidro y Villa Rodas en la zona montañosa del Municipio, que fueron las más afectadas. Solo se reportaron tres personas desmayadas.

SEVILLA. Cuatro casas destruidas. Afectado el acueducto.

ULLOA. El sismo dejó por lo menos 20 heridos. 200 casas averiadas, dos semidestruidas y la iglesia con daños. Los daños no fueron muy graves, aunque inicialmente se creyó que sí.

ZARZAL. Una casa resultó gravemente afectada y sus habitantes evacuados por parte del CLE (Comité Local de Emergencias).

En la Tabla 3.2 se presenta un resumen de los sismos con mayores efectos en el departamento del Valle del Cauca. Para cada sismo, se incluye información referente a ubicación, fecha de ocurrencia e intensidad (en escala M.S.K.).

Tabla 3.2 Catálogo de sismos históricos notables del Valle del Cauca 1800 – 1999

AÑO	MES	DÍA	Hora Local	Epicentro	Lat. [°]	Long. [°]	Intensidad M.S.K
1766	7	9	16:00	Buga	3.60	- 67.40	VIII
1827	11	16	18:00	Timaná (Huila)	2.00	- 75.90	X
1906	1	31	10:35	Océano Pacífico Sur	2.38	- 79.31	X
1925	6	7	18:41	Yotoco (Valle)	3.90	- 76.40	VII-VIII
1938	2	4	21:23	Neira-Aranzazu-Filadelfia	5.36	- 75.63	VIII
1957	5	23	21:37	Cordillera Occidental – cerca al límite con Cauca – Poblaciones cercanas: La Liberia (Valle) y Quebradillas (Cauca)	3.09	- 76.90	VII
1961	12	20	8:25	Ansermanuevo - Balboa	4.79	- 75.96	VII
1962	7	30	15:20	Pereira - Cartago	4.82	- 75.73	VIII
1967	2	9	10:25	E de Neiva	2.90	- 74.90	IX
1979	11	23	18:40	El Cairo (Valle)	4.80	- 76.20	VIII
1979	12	12	3:14	El Charco (Nariño)	2.30	- 79.28	IX
1995	2	8	13:40	Calima (Valle)	4.13	- 76.74	VII
1999	1	25	13:19	Córdoba (Quind)	4.43	- 75.67	VIII
2004	11	15	4:06	Pizarro (Chocó)	4.68	-77.51	VII

3.3 INFORMACIÓN SÍSMICA DISPONIBLE

La evaluación de la amenaza sísmica se basa en buena parte en la información existente, la cual es generalmente insuficiente y defectuosa. En Colombia las informaciones disponibles provienen de registros a grandes distancia, de las redes regionales de cierta apertura como la del Instituto Geofísico de los Andes Colombianos y redes de menor apertura pero más densas y confiables como la del Observatorio Sismológico del Sur Occidente, OSSO, con sede en la Universidad del Valle y mucho más recientemente, de la Red Sismológica Nacional de Colombia, RSNC, operada por el Ingeominas.

Gran parte de la información sismológica nacional se obtiene del Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia adelantado por la AIS en 1997. La información proviene de diversas fuentes a las cuales se hace referencia en el presente capítulo. La actual red sismológica que opera el Instituto Geofísico de los Andes cuenta con estaciones en Galerazamba (Bolívar), Floridablanca (Santander), Fúquene (Cundinamarca), Bogotá (Cundinamarca), Chinchiná (Caldas) y Pasto (Nariño). Esta red tiene problemas de diversa índole los cuales deben tenerse en cuenta al interpretar la información del catálogo de sismos ya que una buena parte de la información existente proviene de los datos recolectados en esta red durante más de cuarenta años.

Por otro lado está el Observatorio Sismológico del Sur Occidente Colombiano el cual inició operaciones en 1986 y sus registros sismológicos se inician en 1987. El Observatorio está ubicado en los predios de la Universidad del Valle y cuenta en la actualidad con doce estaciones de registro analógico, con sensores verticales de período corto y una sola componente. Las estaciones están ubicadas en las siguientes localidades: El Hobo, Sevilla, Calima, Guadalajara, Anchicayá, La Horqueta, La Diana, Salvajina, El Peñón, Puracé, El Nudo y Tatamá. La información sismológica del OSSO ha servido, en parte, para confirmar la actividad sísmica en varias zonas del Occidente de Colombia. Los eventos importantes registrados por la Red del OSSO han sido incluidos en los catálogos recientes de sismos, publicados por el Ingeominas.

Finalmente se cuenta con la Red Sísmica Nacional de Colombia la cual cuenta con catorce estaciones de tecnología digital punta a punta, conexión de tipo satelital y estación central de registro. La RSNC es operada por Ingeominas; comenzó a operar oficialmente en abril de 1994, pero sus diferentes estaciones entraron en servicio poco a poco desde el año 1992. Ingeominas publica boletines trimestrales y cuenta con un nivel de operación de alta capacidad.

El catálogo sísmico disponible (Ingeominas) consta de 25665 sismos con magnitud superior a 2.5, ocurridos entre 1 de Junio de 1993 y el 11 de Noviembre de 2004. Este catalogo fue complementado con el catálogo sísmico actualizado a raíz del Estudio de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997) para conformar un catálogo con un total de 31512 eventos con magnitud superior a 2.5 ocurridos entre 1541 y 2004.

En la Figura 3.1 se presenta un mapa general de Colombia con la ubicación de todos los sismos incluidos en el catálogo mencionado.

Por otro lado y por solicitud de la CVC el OSSO suministró información sísmica para la zona del Valle del Cauca en un periodo comprendido entre 1987 y 1992, con un total de 6206 eventos

en medio magnético. La Figura 3.2 detalla la ubicación de estos sismos en relación con algunas de las fallas ubicadas en la zona de estudio.

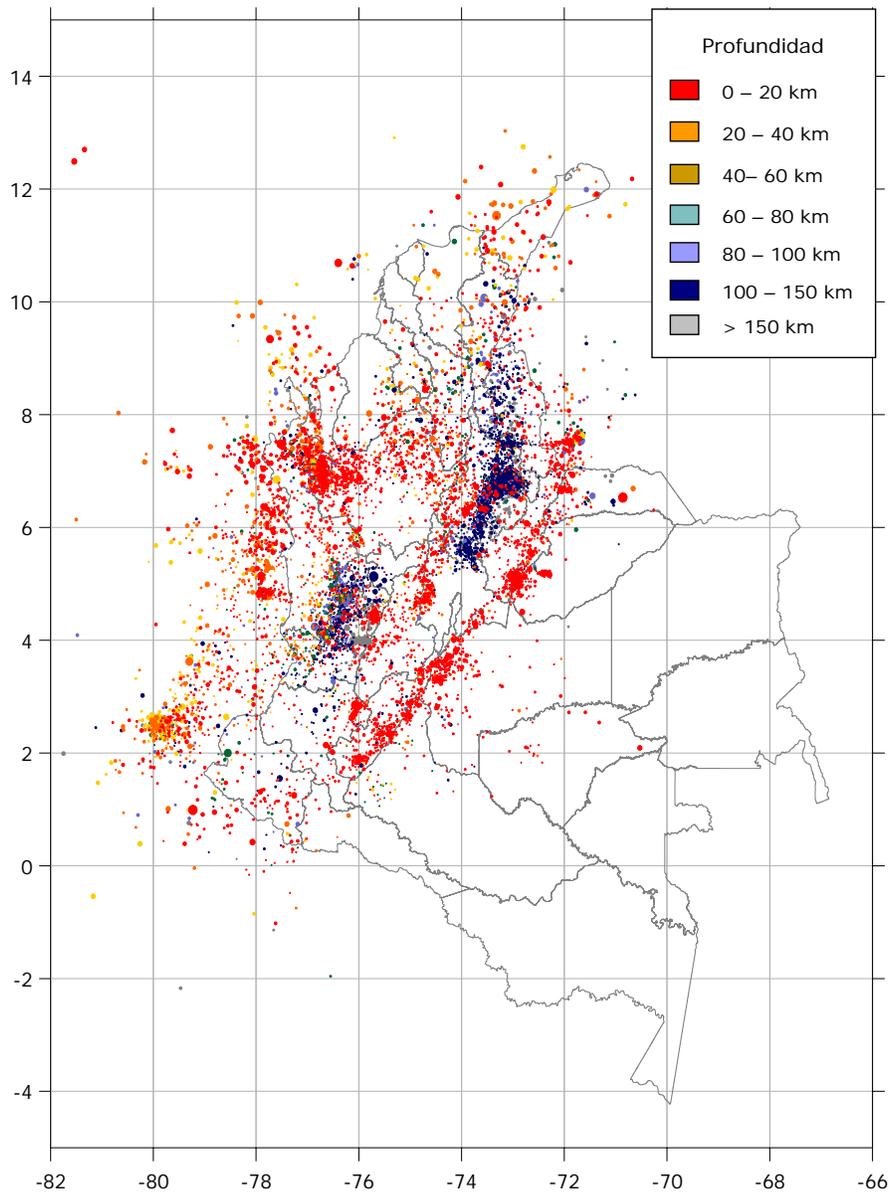


Figura 3.1 Distribución geográfica de los eventos que hacen parte del catálogo sísmico utilizado

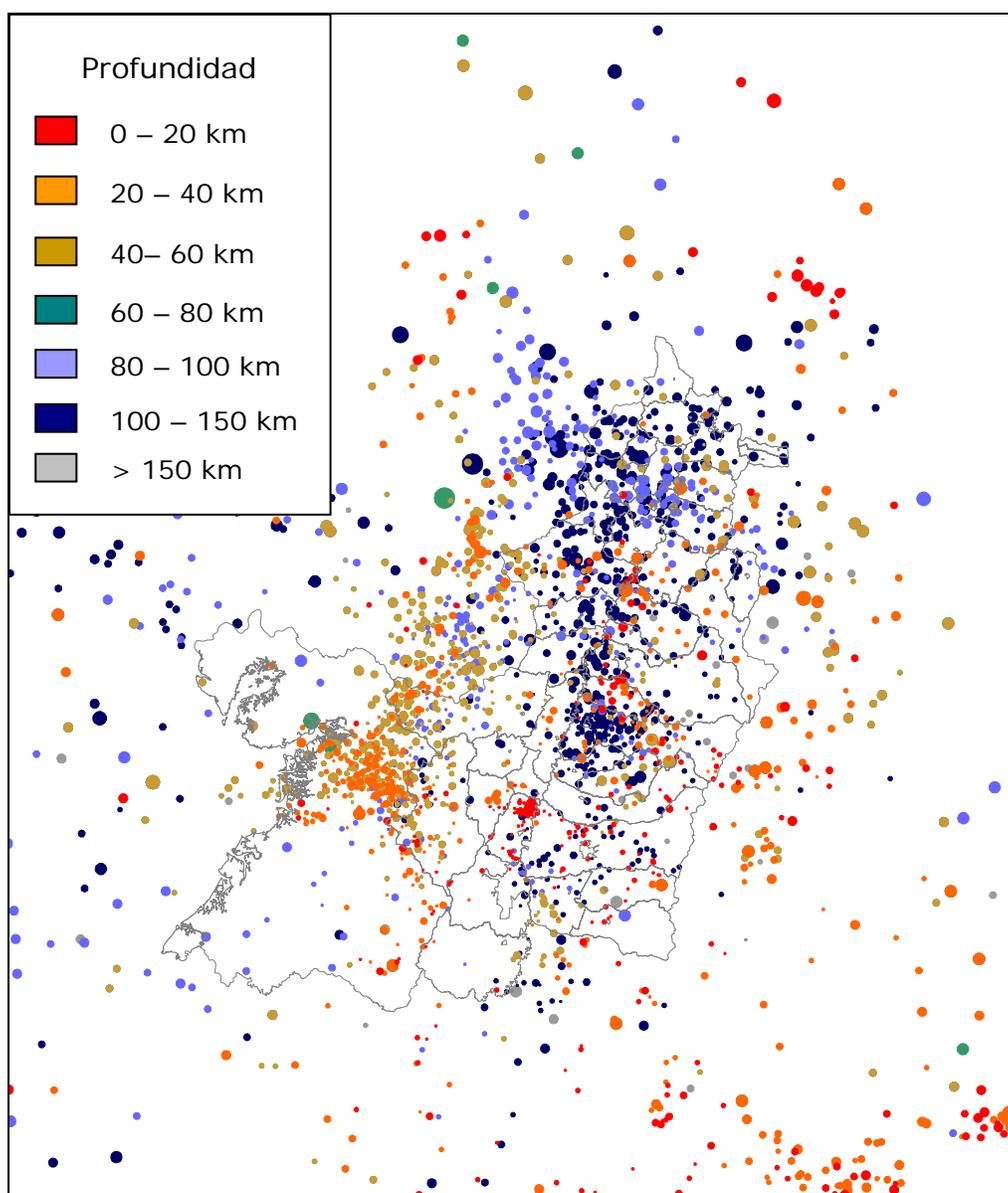


Figura 3.2 Ubicación de los eventos registrados por el OSSO

Para el caso del departamento del Valle del Cauca y tal como se mencionó anteriormente se presentan dos tipos de fuentes dominantes. En primer lugar están las fuentes cercanas que establecen una amenaza significativa como es el caso de las fallas que hacen parte de los sistemas Romeral y Cauca, cuyo trazo se encuentra a pocos kilómetros de los dos municipios analizados. Este tipo de fallas ha sido causante de sismos como el de Popayán en 1983 y más recientemente el de Armenia en 1999. Estas fuentes locales, aunque no son generadoras de grandes sismos se encuentran a distancias lo suficientemente pequeñas como para generar fuertes intensidades sísmicas en las zonas de estudio.

Otro tipo de fuentes que afectan la región del Valle de Cauca son las fuentes a distancias intermedias pero con gran capacidad de liberación de energía. Se hace referencia a la fuente Benioff la cual se encuentra justo debajo de la ciudad a una profundidad aproximada entre 100

y 150 km. Estas fuentes han causado muchos movimientos sísmicos importantes en la zona tales como el sismo de Pereira de 1995 el cual generó pérdidas apreciables en la ciudad. Finalmente se encuentra la zona de subducción con potencialidad de generar sismos superficiales a distancias intermedias pero de alta magnitud, como lo fue el reciente sismo de Pizarro del 15 de Noviembre de 2004 con efectos considerables en la ciudad de Cali en determinadas zonas y en tipos característicos de edificios.

Además de las anteriores fuentes, existen otras fuentes sismogénicas cercanas como las fallas Murindó y Garrapatas para Buga y Tuluá, y Frontal de la Cordillera Oriental en el caso de Palmira que contribuyen a la amenaza de cada una de las ciudades.

Con base en la información recopilada se realiza la estimación de la amenaza en terreno firme (sin considerar los efectos de sitio) para el Valle del Cauca. En la Figuras 3.3 y 3.4 se presenta un esquema de la metodología empleada para el cálculo de la amenaza sísmica.

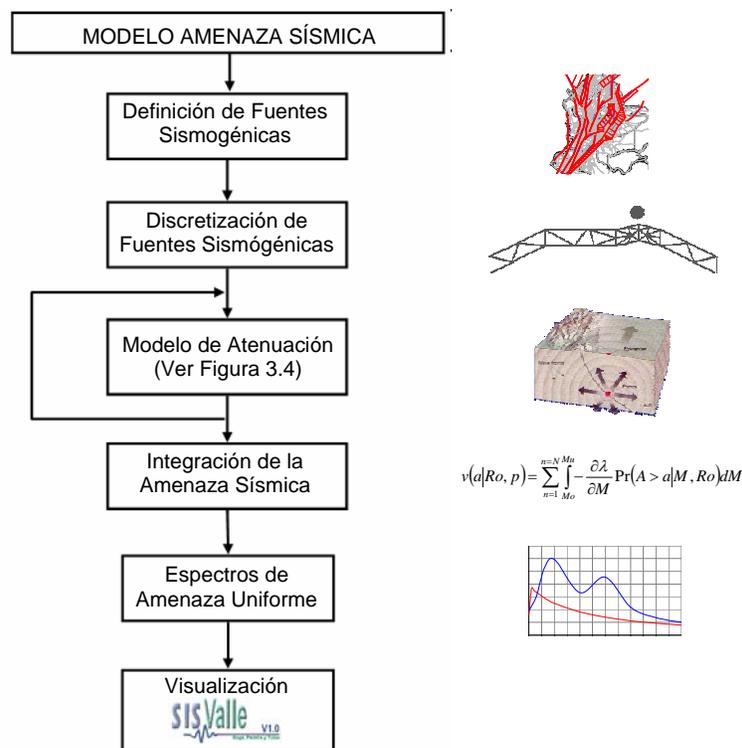


Figura 3.3 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica

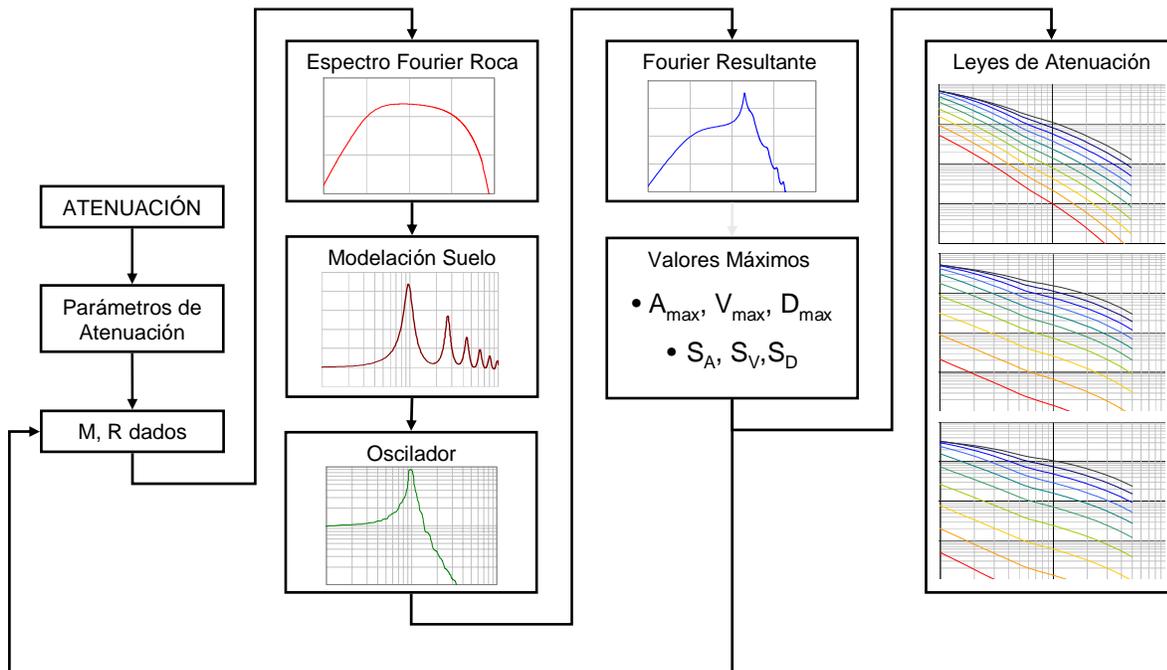


Figura 3.4 Resumen de la metodología para el cálculo de la amenaza sísmica. Modelo de atenuación

A continuación se presenta el procedimiento empleado para la definición y caracterización de las fuentes sísmicas que constituyen el modelo de amenaza sísmica para el departamento del Valle del Cauca. El modelo considera tanto las fuentes sísmicas a nivel regional como los sistemas sismogénicos a nivel nacional. Las bases teóricas detalladas de las etapas de Atenuación, Integración de la Amenaza Sísmica y Espectros de Amenaza Uniforme se encuentran en el Anexo 3.1 del presente Capítulo.

3.4 PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA LAS FUENTES REGIONALES

3.4.1 Fallas regionales identificadas

Con base en la información recopilada en las visitas de campo realizadas por el equipo de geólogos del proyecto y en diversos estudios realizados en la región del Valle del Cauca, se determinaron variables con las cuales se pueden estimar la actividad de las distintas fuentes regionales tales como: mecanismo de ruptura, velocidad de desplazamiento y longitud de ruptura máxima. En la Tabla 3.3 se presentan los parámetros utilizados para cada una de las fuentes sísmicas regionales. Las características morfológicas y estructurales de cada una de las fuentes regionales se presentaron en detalle en el Capítulo 2.

Tabla 3.3 Caracterización de las Fallas Regionales del Valle del Cauca

Sistema	Falla	Longitud Total [km]	Longitud de Ruptura [km]	Longitud de Segmento [km]							Tasa de Desplazamiento [mm/año]	Tipo	Fuente de información
				S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7			
Flanco Oriental Cordillera Central	Ibagué	124	32	18.5	40	13.5	24.5	18.5	9	9	1.00	Vertical de rumbo dextral	Paris y Machete.,2000 CO-35
	Cucuana	140	39	6.3	6.1	38.5	5.5	2	40	40	0.10	Vertical de rumbo dextral	Paris y Machete.,2000 CO-35
Flanco Occidental Cordillera Central	Silvia - Pijao	106	39	106							0.10	Inversa buzamiento al Oriente dextro - lateral	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	San Jeronimo	330	87	100	230						0.10	Inversa buzamiento al Oriente dextro - lateral	Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Cauca - Almaguer	320	97	74	35	153	58				0.10	Inversa buzamiento al Oriente	Expresión geomorfológica similar a la de Silvia Pijao
	Potrerrillos	171	84	6	28.8	6.5	104	25.7			0.09	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Guabas - Pradera	140	43	21	30	27	62				0.10	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento lateral derecho	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Piendamó	35	29	35							0.20	Inversa lateral derecha*	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Rosas - Julumito	32	17	17	15						0.20	Inversa lateral derecha*	Paris y Machete.,2000 CO - 15 e
	Palmira - Buga	136	41	84	19	33					0.01	Inversa con buzamiento al Oriente de desplazamiento sinistral	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
Flanco Oriental de Cordillera Central	La Plata (Chusma)	110	45	45	24	41					0.20	Lateral derecho e Inversa	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Irlanda	55	30	55							0.10	Lateral derecho *	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	La Dina	210	33	70	47	93					0.20	Inversa lateral derecha *	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Pericos	60	47	60							0.20	Rumbo	Similar a Palestina por el rumbo y los tipos de rocas que afecta.
Zona Central Cordillera Central	La Soledad	20	20	20							0.08	Inversa	Rodolfo Franco
Flanco Oeste de la Cordillera Occidental	Tambor	112	35	112							0.10	Lateral Derecho e Inversa	Paris y Machete.,2000 CO - 40
Flanco Oriental Cordillera Occidental	Roldanillo	68	30	68							0.08	Normal buzamiento al Oriente	Expresión geomorfológica similar a Dagua Calima
	Cali - Patia	275	84	87	127	61					0.10	Se asume normal de alto grado debido a que el lineamiento es muy recto.	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle
Zona Central Cordillera Occidental	Fosa Tectónica Dagua - Calima	190	72	70	120						0.10	Fallas normales con dos angulos de buzamiento, al Oriente y al Occidente	Paris y Machete.,2000 CO - 39
	Río Bravo	48	48	48							0.20	Inversa hacia el Oriente	Paris, Sistema de Fallas de Romeral y Cali - Patia
	Garrapatas	121	30	120.5							0.10	Buzamiento vertical sinistral	Ingeominas, Mapa Geológico del Valle 2000, * Paris y Machete.,2000
	Garzón - Pitalito, Algeciras	76	26	75.7							1.00	Posiblemente Lateral derecho Inversa*	Paris y Machete.,2000 CO - 39

En la Figura 3.5 se presenta la ubicación geográfica de cada una de las fuentes activas regionales que se han identificado en este proyecto. Los círculos que se encuentran en el trazo de cada una de las fallas demarcan los segmentos en los cuales fueron divididas las fallas regionales. Adicionalmente se utiliza una línea de mayor grosor para denotar la longitud de ruptura de cada una de las fallas regionales.

La segmentación presentada en la siguiente figura se debe analizar como una segmentación preliminar y tentativa debido a que para considerarla definitiva se requiere un estudio geológico más detallado que el realizado.

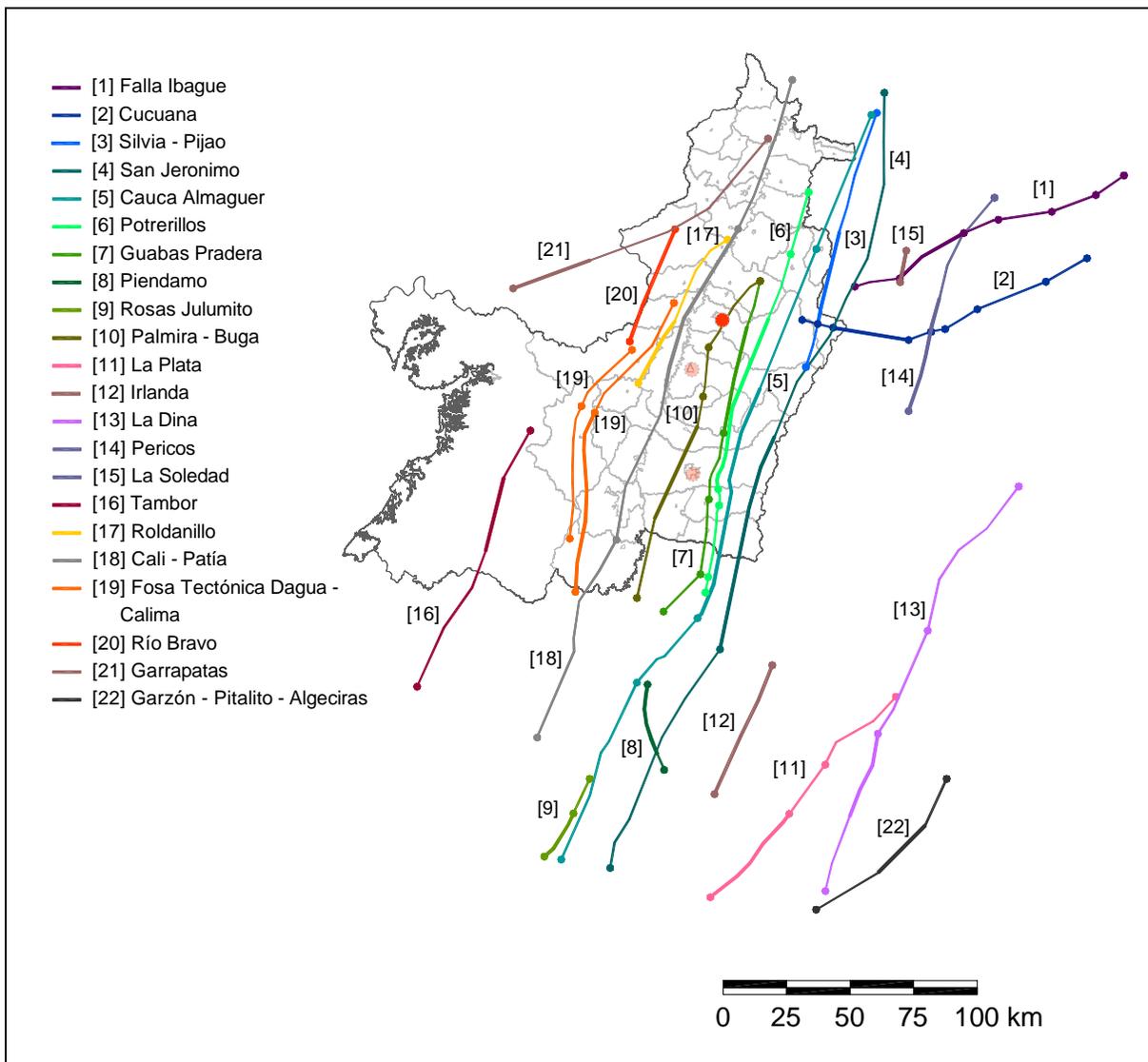


Figura 3.5 Localización de las fallas regionales en relación al departamento del Valle del Cauca

3.4.2 Parámetros de Sismicidad

Cada una de las fuentes sismogénicas se caracteriza mediante una serie de parámetros de sismicidad los cuales se determinan con base en el reconocimiento geológico y neotéctónico realizado y en la información sísmica disponible. Los parámetros definidos son los siguientes:

- Recurrencia de magnitudes: se identifica mediante el parámetro b que representa la pendiente promedio de la curva de recurrencia de magnitudes (curva de número de eventos con magnitud mayor que M , versus magnitud sísmica M) en la zona de magnitudes bajas.
- Magnitud máxima: se estima con base en la máxima longitud de ruptura posible de cada una de las fuentes y en otras características morfotectónicas.
- Tasa de recurrencia de sismos con magnitud mayor que 4.0: corresponde al número promedio de eventos por año de sismos con magnitud mayor que 4.0 que ocurren en una determinada fuente.

3.4.2.1 Parámetro β

Dado el bajo número de eventos sísmicos asociados a cada una de las fuentes sísmicas regionales es imposible con base en esta información determinar los parámetros necesarios para el modelo de amenaza sísmica regional. Para la estimación de la pendiente de la curva de recurrencia se utiliza el valor del sistema sismogénico principal es decir: Romeral, Cauca, Ibagué ó Garrapatas. En la Figura 3.6 se presentan la ubicación geográfica de los epicentros en relación al trazo principal del sistema Romeral y la curva de recurrencia encontrada con base en el catálogo sísmico para el sistema de Romeral.

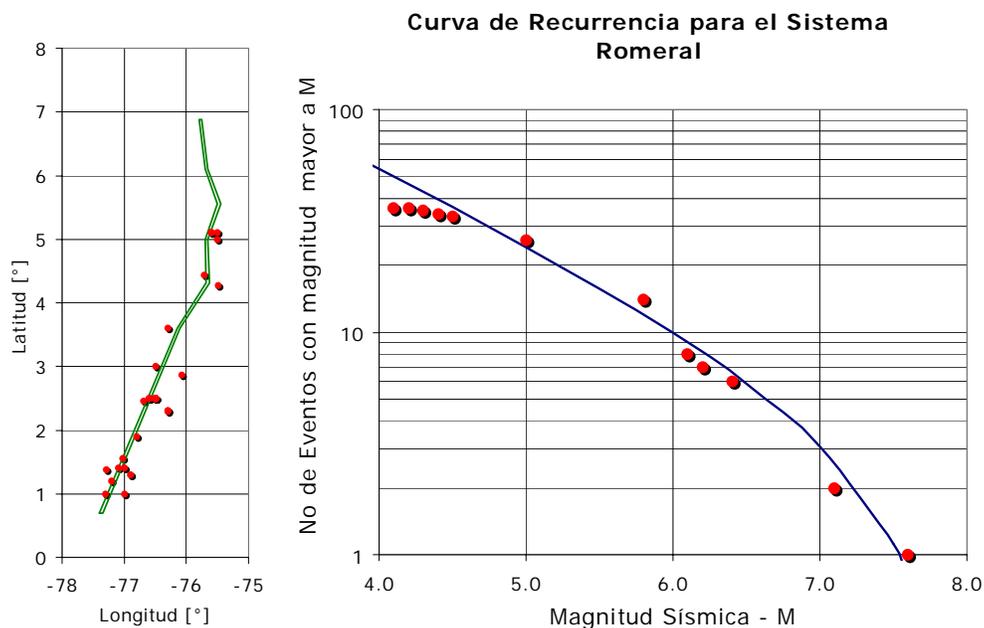


Figura 3.6 Curva de recurrencia de para el sistema Romeral

Se realizó el análisis anterior para cada uno de los sistemas sismogénicos que se encuentran en la zona de influencia del Valle del Cauca encontrándose los valores que se presentan en la Tabla 3.4. En el catálogo utilizado en el presente estudio no se encuentran sismos en el corredor de influencia de la Falla Cucuana, ni en las fallas del flanco oriental de la cordillera central por lo cual se utiliza el valor de β obtenido para sismos con profundidad igual o inferior a 50 km ($\beta = 0.90$).

Tabla 3.4 Valor de β para los sistemas sismogénicos que se encuentran la zona del influencia para el Valle del Cauca

Sistema Sismogénico	β
Sistema Romeral	0.736
Sistema Cauca	0.900
Sistema Ibagué	2.700
Sistema Garrapatas	2.120
Fallas del Flanco Oriental de la Cordillera Central	0.900
Sistema Cucuana	0.900

3.4.2.2 Magnitud Máxima

Para la estimación de la magnitud máxima se utilizan las expresiones propuestas por Wells y Coppersmith en 1994 para diferentes tipos de fuentes en función de la longitud de ruptura en km.

Las expresiones utilizadas son las siguientes:

▪ Falla de Rumbo: $M_w = 5.16 + 1.12 \log(L)$ (1)

▪ Falla Inversa: $M_w = 5.00 + 1.22 \log(L)$ (2)

▪ Falla Normal: $M_w = 4.86 + 1.32 \log(L)$ (3)

▪ Todos los tipos de falla: $M_w = 5.08 + 1.16 \log(L)$ (4)

En la Figura 3.7 se presentan las anteriores expresiones de forma gráfica.

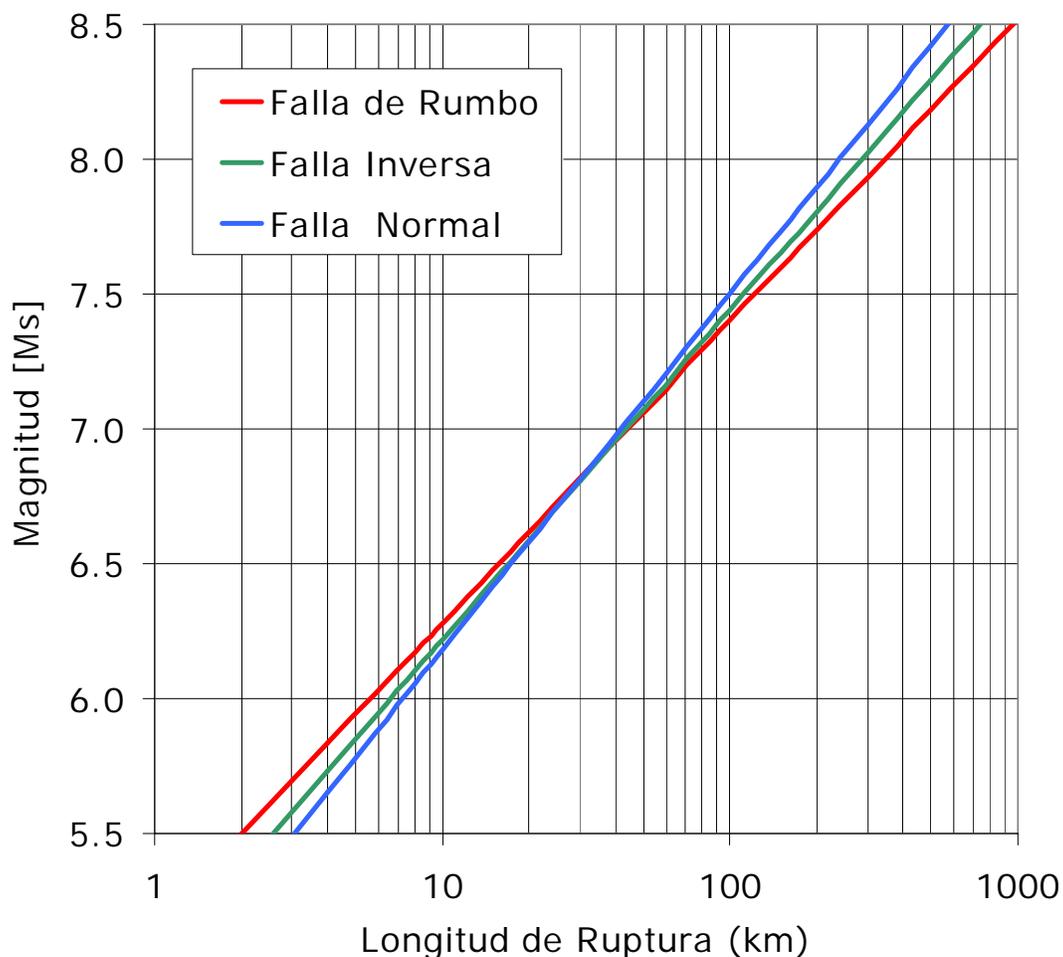


Figura 3.7 Relación Longitud de Ruptura Vs. Magnitud de Momento [Wells & Coppersmith, 1994]

Con base en las relaciones anteriores se establecen las magnitudes máximas para cada una de las fuentes regionales analizadas. Por otro lado se estiman las tasas de desplazamiento medias de cada una de las fallas identificadas. Para el efecto se utiliza como referencia el artículo: “Investigación Neotectónica: sistemas de fallas de Romeral y Cali – Patia” del ingeniero Gabriel Paris y el reporte “Seismic Hazard Evaluation Calima III Proyect, Colombia” de Woodward-Clyde Consultants.

Con la magnitud máxima y la velocidad de desplazamiento se puede encontrar la recurrencia de la magnitud máxima siguiendo las relaciones planteadas por Slemmons en 1982. En la Figura 3.8 se presenta el gráfico utilizado para el cálculo del periodo de retorno para las magnitudes máximas de cada una de las fuentes.

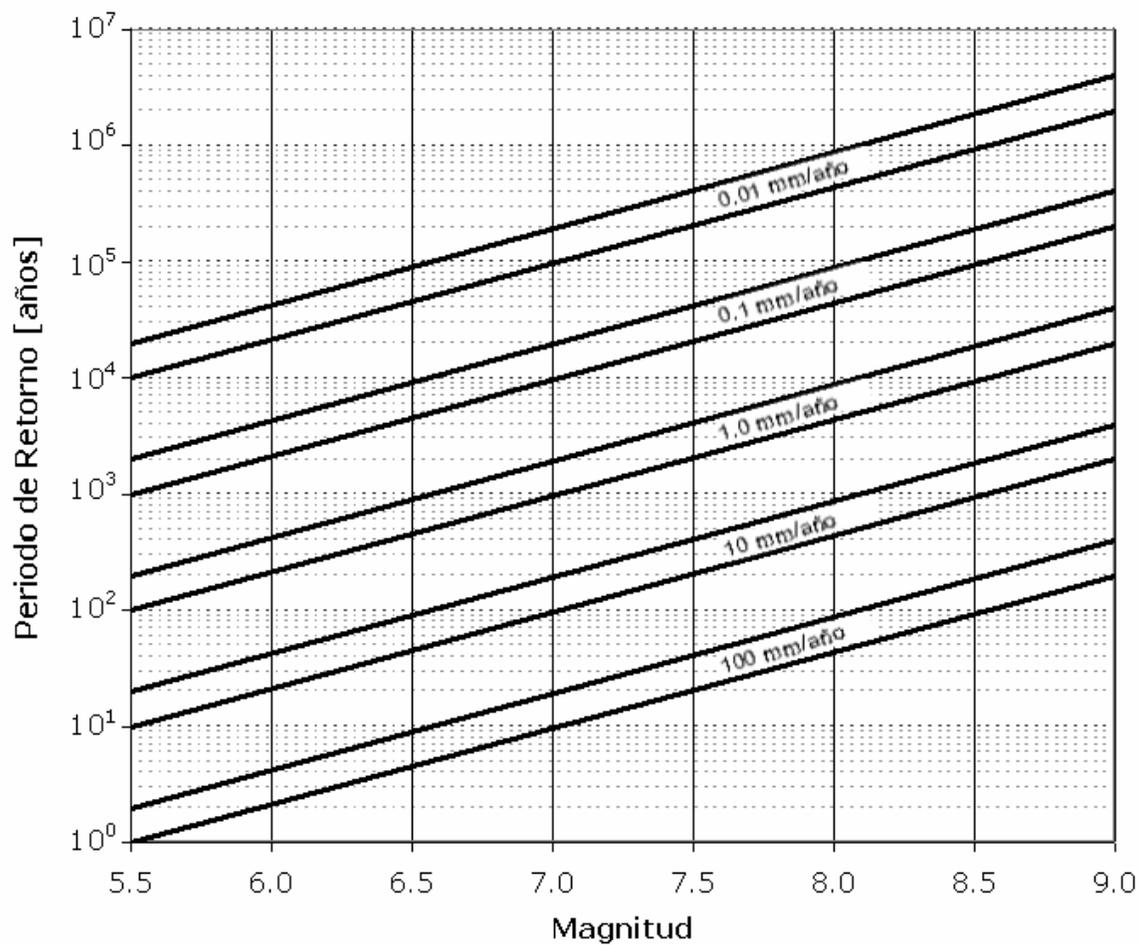


Figura 3.8 Efecto de la velocidad de desplazamiento en el periodo de retorno de los sismos [Slemmons, 1982]

Los valores encontrados de magnitud máxima y periodo de retorno se presentan en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5 Magnitudes Máximas y periodos de retorno correspondientes

Nombre	Longitud de ruptura estimada [km]	Tasa de desplazamiento [mm/año]	Tipo de Falla	Magnitud de Momento [Mw]	Recurrencia de la Magnitud [años]
Ibagué	32	1.000	Rumbo	6.8	1150
Cucuana	39	0.100	Rumbo	6.9	13308
Silvia - Pijao	39	0.100	Inversa	6.9	13290
San Jeronimo	87	0.100	Inversa	7.4	25294
Cauca - Almaguer	97	0.100	Inversa	7.4	27600
Potrerillos	84	0.090	Inversa	7.3	27324
Guabas - Pradera	43	0.100	Inversa	7.0	14373
Piendamó	29	0.200	Inversa	6.8	5240
Rosas - Julumito	17	0.200	Inversa	6.5	3414
Palmira - Buga	41	0.012	Inversa	7.0	115282
La Plata (Chusma)	45	0.200	Inversa	7.0	7453
Irlanda	30	0.100	Inversa	6.8	10768
La Dina	33	0.200	Inversa	6.9	5812
Pericos	47	0.200	Rumbo	7.0	7634
La Soledad	20	0.080	Inversa	6.6	9723
Tambor	35	0.100	Inversa	6.9	12185
Roldanillo	30	0.080	Normal	6.8	13618
Cali - Patía	84	0.100	Normal	7.4	26623
Fosa Tectónica Dagua - Calima	72	0.100	Normal	7.3	23289
Río Bravo	48	0.200	Inversa	7.1	7849
Garrapatas	30	0.100	Rumbo	6.8	10970
Garzón - Pitalito, Algeciras	26	1.000	Inversa	6.7	960

3.4.2.3 Tasa de recurrencia para sismos de Magnitud 4.0 λ_0

En el presente proyecto y considerando la calidad de la información disponible se toma como magnitud mínima (M_0) una magnitud sísmica igual a 4.0. La tasa de recurrencia para la magnitud mínima de análisis (λ_0) debe proporcionarse como un parámetro adicional al modelo de amenaza sísmica. Para determinar este parámetro se utiliza como base la tasa del sistema sismogénico al cual pertenece cada una de las fuentes, obtenida con base en los resultados de los análisis realizados sobre el catálogo de eventos. La recurrencia de magnitudes de todo el sistema es el valor disponible se proporciona a cada una de las fallas individuales con base en la velocidad de desplazamiento y la longitud total de cada una de las fallas. Los valores finalmente utilizados en la modelación se presentan en la Tabla 3.6.

Tabla 3.6 Tasa de recurrencia para M_0 para las fallas regionales

Nombre	λ_0
Ibagué	0.380
Cucuana	0.011
Silvia - Pijao	0.008
San Jeronimo	0.030
Cauca - Almaguer	0.028
Potrerosillos	0.013
Guabas - Pradera	0.013
Piendamó	0.007
Rosas - Julumito	0.005
Palmira - Buga	0.001
La Plata (Chusma)	0.010
Irlanda	0.006
La Dina	0.009
Pericos	0.008
La Soledad	0.006
Tambor	0.006
Roldanillo	0.005
Cali - Patia	0.022
Fosa Tectónica Dagua - Calima	0.018
Río Bravo	0.009
Garrapatas	0.100
Garzón - Pitalito, Algeciras	0.046

3.5 RESUMEN DE PARÁMETROS DE SISMICIDAD PARA FUENTES DE ANÁLISIS

El modelo de cálculo de la amenaza sísmica se complementa con la información de las fuentes sismogénicas (fallas intraplaca y subducción) que no fueron consideradas como fuentes regionales, la información utilizada proviene del Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997). Los parámetros de las fuentes sísmicas nacionales son los mismos que los determinados en el estudio AIS (AIS, 1997) con la excepción de la zona de Benioff intermedia, y las fuentes regionales que se encuentran en el Valle del Cauca. **El modelo de amenaza sísmica queda conformado por 57 fuentes.** En la Tabla 3.7 se presentan los parámetros de caracterización de las fuentes activas usadas en el presente estudio. En la Figura 3.9 se presenta la distribución geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional que complementan las fuentes regionales presentadas anteriormente.

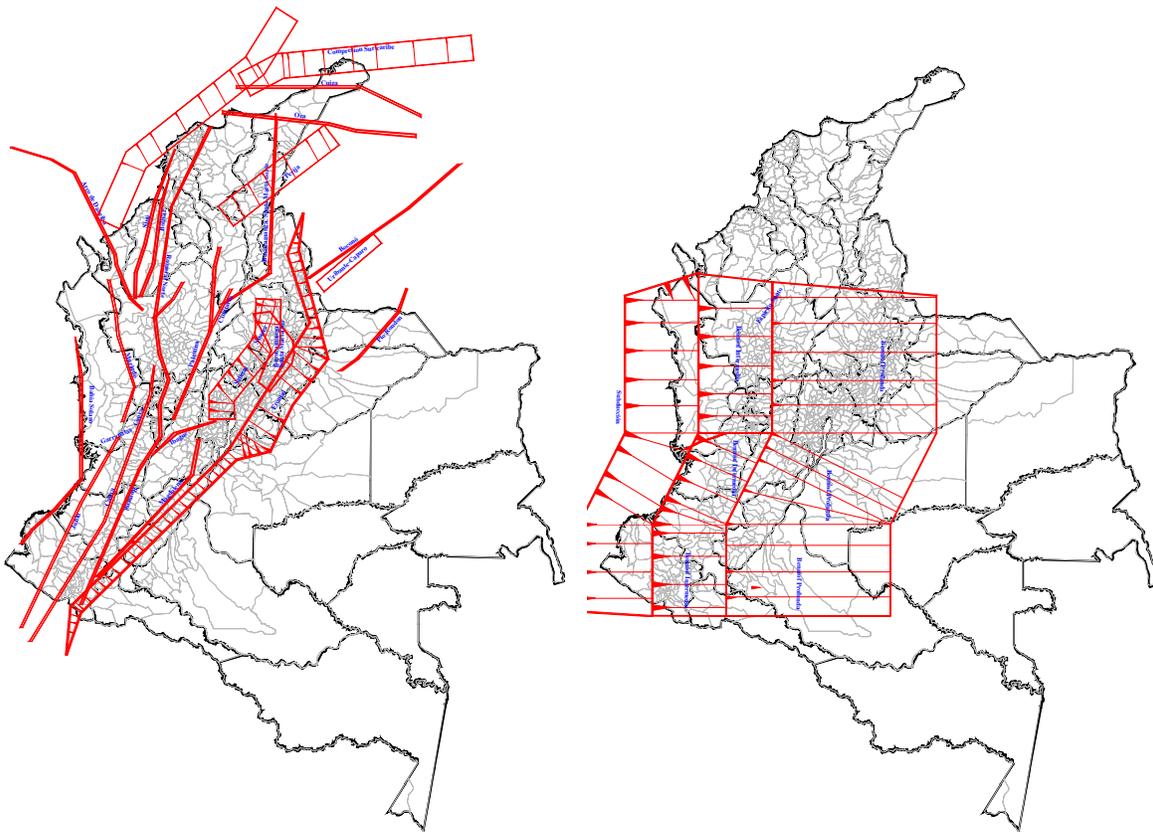


Figura 3.9 Localización geográfica de las fuentes sismogénicas a nivel nacional (AIS, 1997)

Tabla 3.7 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas del modelo de amenaza

No	Fuente	λ_0	β	M_U	M_0
1	Sinú	0.100	0.50	6.0	4.0
2	Arco de Dabeiba	0.210	0.98	6.5	4.0
3	Bahía Solano	0.610	0.95	7.2	4.0
4	Boconó	0.050	4.24	8.0	4.0
5	Subducción	7.890	1.45	8.6	4.0
6	Benioff Intermedia I	0.230	0.87	8.0	4.0
7	Benioff Intermedia I	0.150	0.87	8.0	4.0
8	Benioff Intermedia I	0.380	0.87	8.0	4.0
9	Benioff Profunda	6.450	1.68	8.0	4.0
10	Bolívar	0.050	0.56	6.0	4.0
11	Bucaramanga Sta Mart	0.100	3.30	6.5	4.0
12	Bucaramanga Sta Mart	0.260	1.31	6.5	4.0
13	Cauca Superior	0.020	0.90	7.0	4.0
14	Cali-Patia	0.020	0.90	7.4	4.0
15	Dagua Calima 1	0.010	0.90	7.4	4.0
16	Dagua Calima 2	0.010	0.90	7.4	4.0
17	Río Bravo	0.010	0.90	7.0	4.0
18	Roldanillo	0.000	0.90	7.0	4.0
19	Cauca Inferior	0.060	0.90	7.0	4.0
20	Cimitarra	0.080	2.51	6.5	4.0
21	Compresión Sur Carib	0.100	2.38	6.0	4.0
22	Compresión Sur Carib	0.130	1.21	6.0	4.0
23	Cucuana	0.010	0.90	7.0	4.0
24	Cuiza	0.100	2.73	7.0	4.0
25	Espíritu Santo	0.100	1.34	6.5	4.0
26	Magdalena	0.080	2.24	7.0	4.0
27	Frontal Cordillera O	1.160	0.97	8.0	4.0
28	Garrapatas	0.100	2.12	7.0	4.0
29	Garzón - Pitalito	0.050	0.90	7.0	4.0
30	Ibagué	0.380	2.70	7.0	4.0
31	Junín	0.050	1.38	7.0	4.0
32	Murindó	0.840	1.17	7.5	4.0
33	Oca	0.050	0.75	7.4	4.0
34	Normal Panamá-Pacifi	0.180	1.87	7.0	4.0
35	Palestina	0.130	1.50	6.5	4.0
36	Perijá	0.160	1.41	6.5	4.0
37	Puerto Rondón	0.080	0.56	6.5	4.0
38	Romeral Superior	0.070	0.74	7.6	4.0
39	Cauca Almaguer	0.030	0.74	7.4	4.0
40	Palmira Buga	0.000	0.74	7.1	4.0
41	Potreros	0.010	0.74	7.3	4.0
42	Guabas - Pradera	0.010	0.74	7.0	4.0
43	Silvia - Pijao	0.010	0.74	7.0	4.0
44	San Jeronimo	0.030	0.74	7.4	4.0
45	Piendamó	0.010	0.74	7.1	4.0
46	Rosas Julumito	0.000	0.74	7.0	4.0
47	Romeral Inferior	0.040	0.74	7.6	4.0
48	Romeral Norte	0.050	0.85	6.5	4.0
49	Salinas	0.160	1.64	6.5	4.0
50	La Plata	0.010	0.90	7.2	4.0
51	Irlanda	0.010	0.90	7.0	4.0
52	La Dina	0.010	0.90	7.2	4.0
53	Pericos	0.010	0.90	7.3	4.0
54	La Soledad	0.010	0.90	6.8	4.0
55	Tambor	0.010	0.90	7.1	4.0
56	Suárez	0.100	1.99	6.5	4.0
57	Uribante Caparo	0.080	2.23	7.0	4.0

3.6 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME PARA EL DEPARTAMENTO DEL VALLE DEL CAUCA

3.6.1 Amenaza sísmica para la totalidad de las fuentes sismogénicas identificadas

En este numeral se presentan los resultados de amenaza sísmica en terreno firme para el Departamento del Valle del Cauca. Se presentan mapas de aceleración máxima, velocidad máxima y desplazamiento máximo del terreno.

Los mapas de amenaza que se presentan corresponden a la respuesta esperada en las formaciones geológicas competentes, con velocidades de onda de cortante en el orden de 800 m/seg o más o con valores del ensayo de penetración estándar, SPT, igual o superior a 50 golpes/pie. Al llegar a estos estratos, la onda sísmica se propagará dentro del subsuelo superficial generalmente menos rígido y competente, hasta alcanzar la cimentación de las estructuras o simplemente el nivel del terreno.

Estos depósitos superficiales relativamente más blandos modifican la señal tanto en amplitud como en contenido frecuencial y duración, básicamente en función del contraste que se presente entre el depósito superior y los inferiores referidos. Esta variación de la señal sísmica conforma el llamado efecto de sitio que desempeña en general un papel fundamental en la magnitud de las fuerzas sísmicas que pueden llegar a sacudir las obras de infraestructura en el futuro y que es la motivación principal de los estudios de microzonificación sísmica de ciudades. La evaluación de estos efectos se presenta en el Capítulo 5 de este informe.

En la Figura 3.10 se presenta la distribución de la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. La distribución regional de la aceleración en terreno firme Figura 3.10 permite visualizar la influencia de cada fuente en la amenaza sísmica de la región del Valle del Cauca. Se hace evidente que la mayor contribución de amenaza en las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga corresponde al sistema de fallas Romeral y a la zona de subducción (subducción y zona de Benioff) las cuales se encuentra a pocos kilómetros de la ciudad.

Por otro lado las Figuras 3.11 y 3.12 presentan la distribución de la velocidad y el desplazamiento máximo del terreno respectivamente para el departamento del Valle del Cauca.

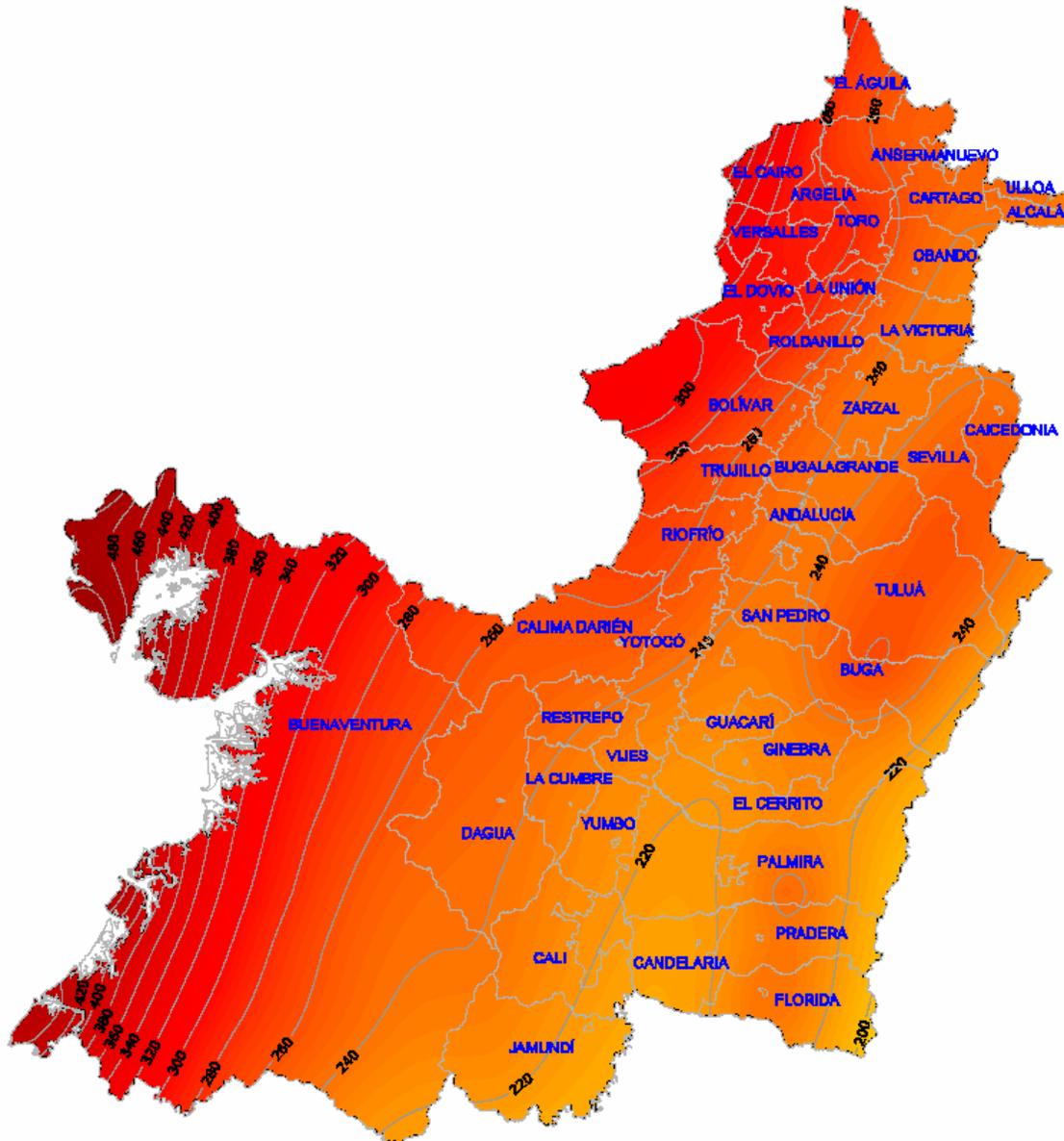


Figura 3.10 Distribución de la aceleración máxima en terreno firme [cm/s²] para el Valle del Cauca

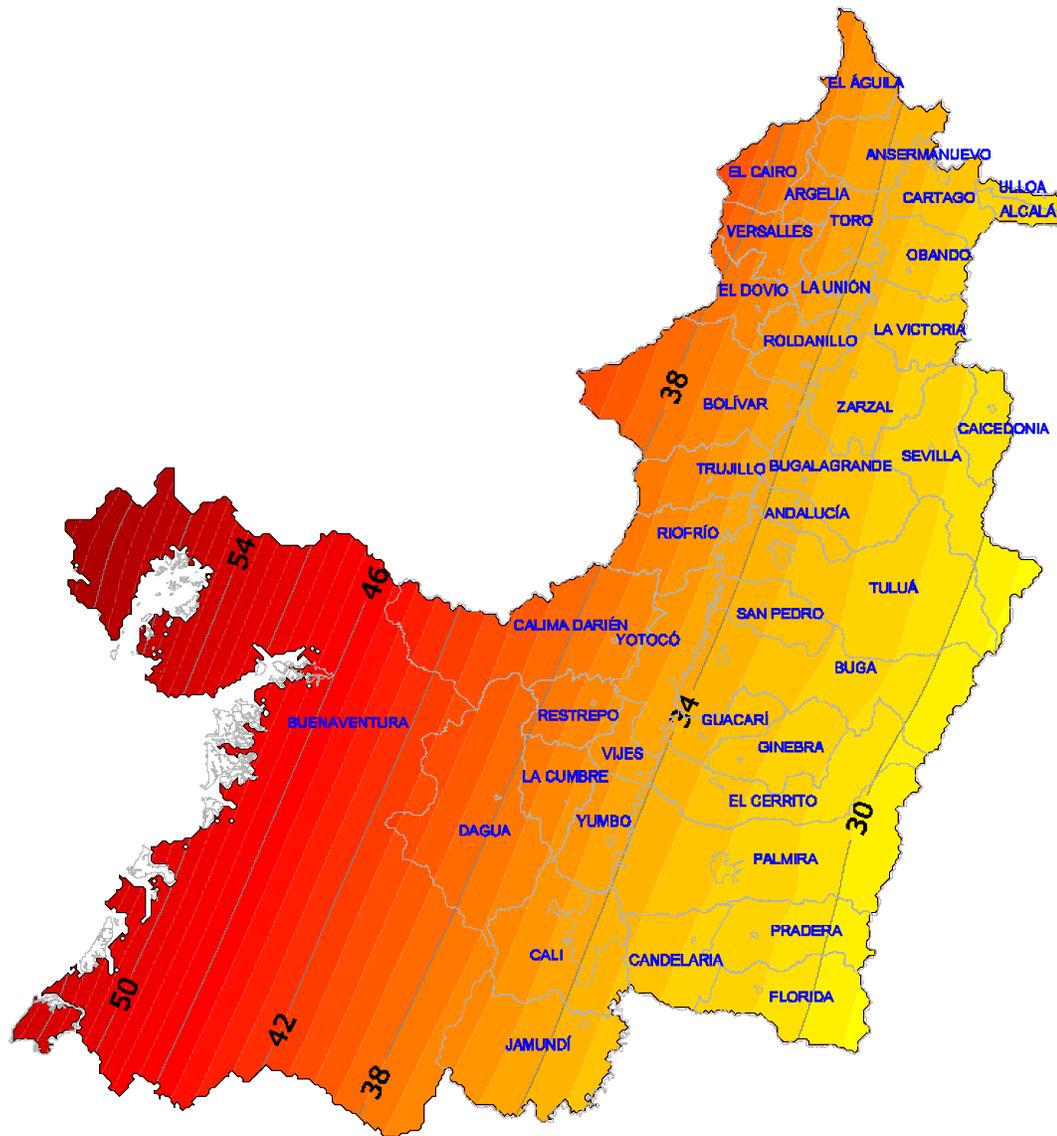


Figura 3.11 Distribución de la velocidad máxima en terreno firme [cm/s] en el Valle del Cauca

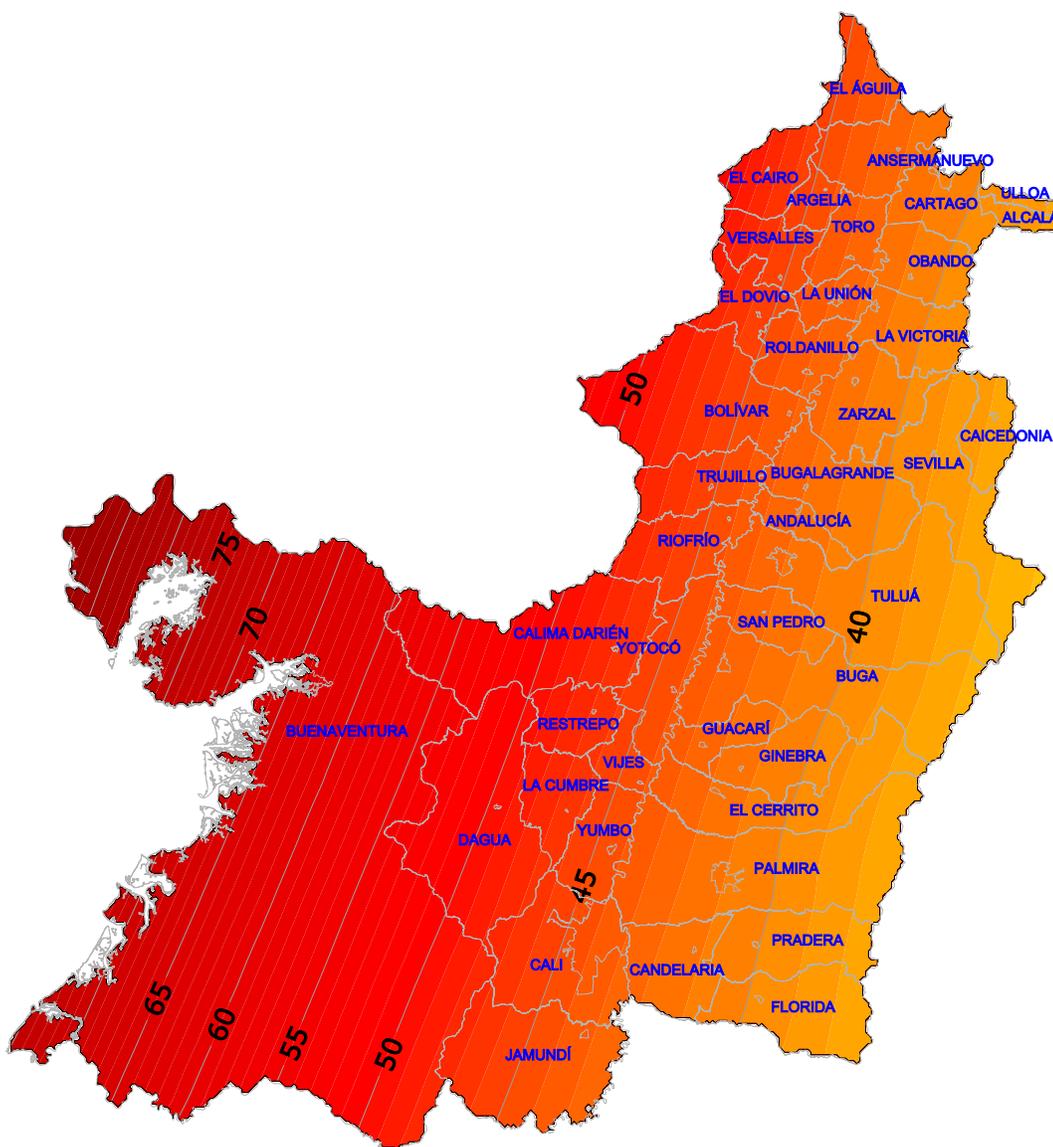


Figura 3.12 Distribución del desplazamiento máximo en terreno firme [cm] en el Valle del Cauca

3.6.2 Amenaza sísmica para fuentes sismogénicas a nivel nacional únicamente

Para efectos comparativos a los anteriores resultados se realizó una corrida con el modelo de fallas utilizado en el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1997) en el cual se consideraron únicamente las 34 fuentes sísmicas activas a nivel nacional. En la Figura 3.13 se presenta el mapa de aceleración máxima en terreno firme obtenido con este modelo para un periodo de retorno de 475 años, el cual debe compararse con la Figura 3.10.

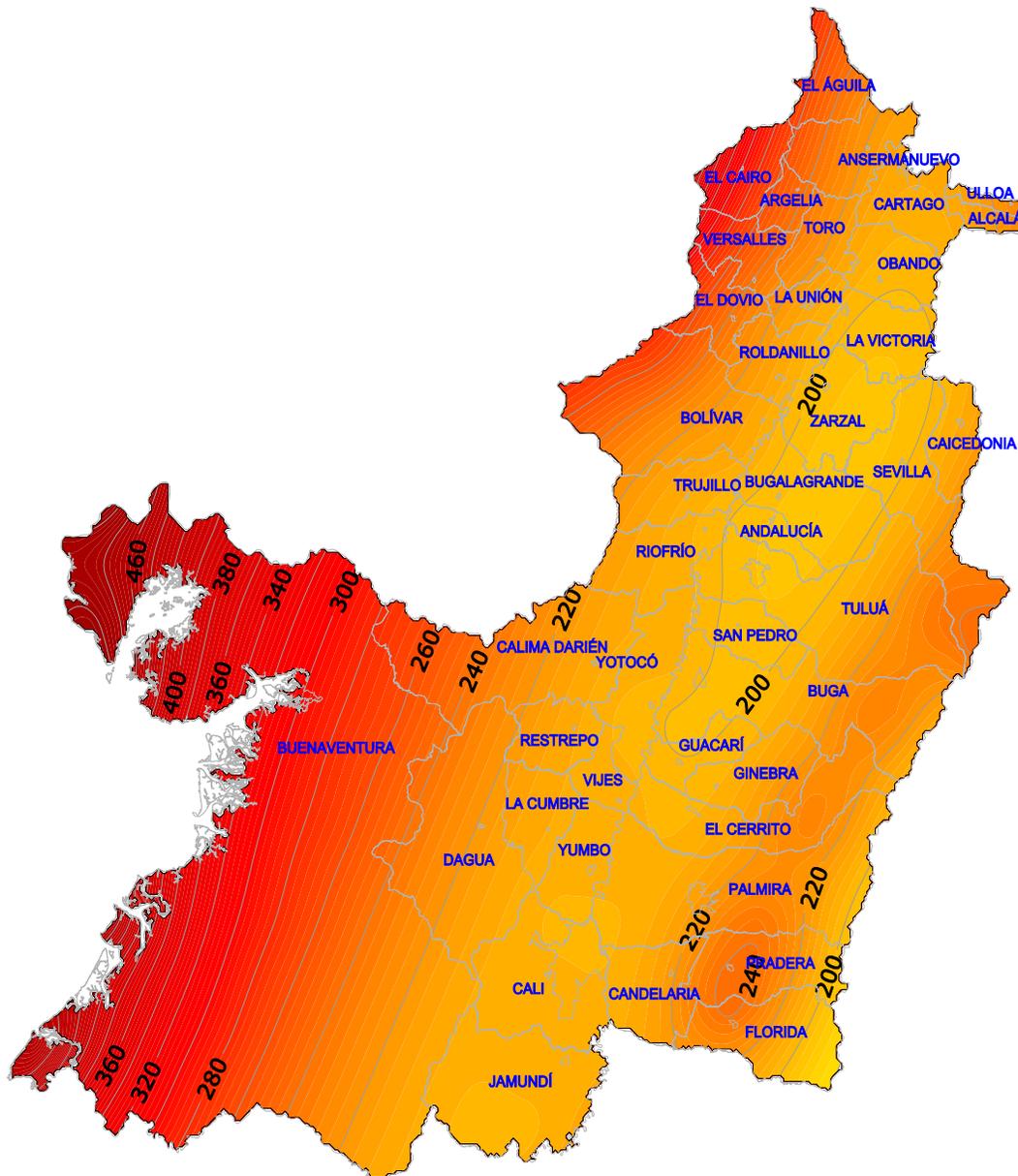


Figura 3.13 Distribución de la aceleración máxima del terreno [cm/s²] en el Valle del Cauca para el modelo simplificado

3.7 RESULTADOS DE AMENAZA SÍSMICA EN TERRENO FIRME EN LOS MUNICIPIOS DE PALMIRA, TULUÁ Y BUGA

3.7.1 Municipio de Palmira

3.7.1.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.14 se presentan las tasas de excedencia en terreno firme de la aceleración máxima del suelo para cada una de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad de Palmira. En la misma Figura se presenta además la tasa total, es decir, la que resulta de sumar las contribuciones de todas las fuentes, para la aceleración máxima sobre terreno firme. Si sobre la Figura 3.14 se establece una tasa de excedencia para un estado de funcionalidad determinado es posible trazar líneas horizontales que interceptan a las curvas de las tasas de las diferentes fuentes que aportan amenaza a la ciudad. Por ejemplo, al establecer un periodo de retorno de 475 años como se explicó anteriormente, (tasa de 0.0021/año) resulta posible encontrar los puntos de aceleración máxima de cada fuente sobre la ciudad. Además siguiendo la teoría clásica de amenaza sísmica es posible calcular la amenaza total de la contribución de todas las fuentes en la ciudad.

Para un período de retorno de 475 años se obtiene una aceleración máxima probable en terreno firme del orden de 0.23 g (228 gales) en la ciudad de Palmira la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y adoptada por el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

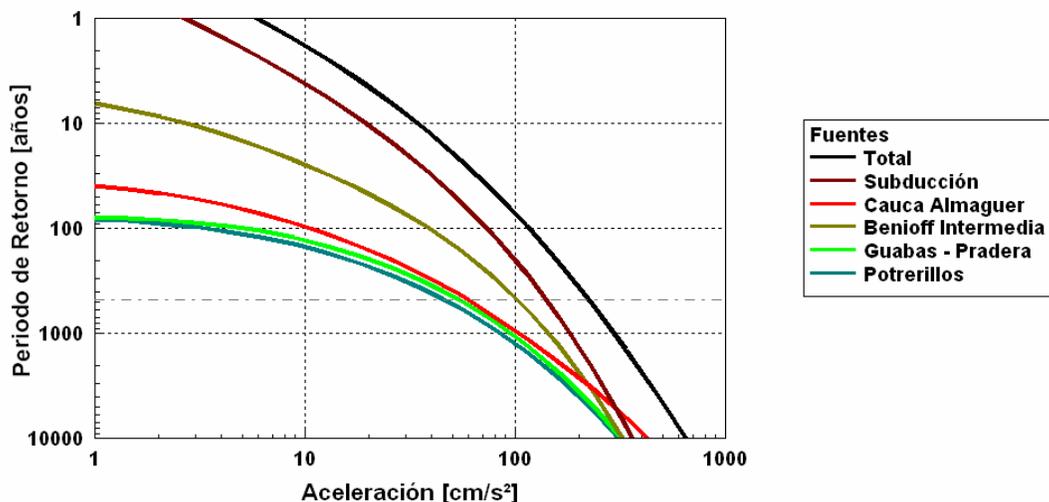


Figura 3.14 Curva de Amenaza para la ciudad de Palmira

3.7.1.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

La participación relativa de cada una de las fallas se presenta en las Figuras 3.15 y 3.16. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad. Sin embargo estas contribuciones varían considerablemente dependiendo del contenido frecuencial y de la distancia media de las fuentes, por lo que dicha participación puede verse afectada para tasas de excedencia en períodos estructurales medios y altos.

El cálculo anterior se realizó para unas coordenadas específicas en el centro de cada una de las ciudades. Sin embargo es de mucha importancia conocer la distribución geográfica de la amenaza para terreno firme dentro de la región donde se encuentra circunscrita esta, por lo cual el cálculo de las tasas de excedencia se amplió para toda la región. De acuerdo con esto es posible generar mapas de igual tasa de excedencia (o período de retorno) de la intensidad de interés, en este caso mapas de aceleración máxima del suelo para diferentes periodos de retorno.

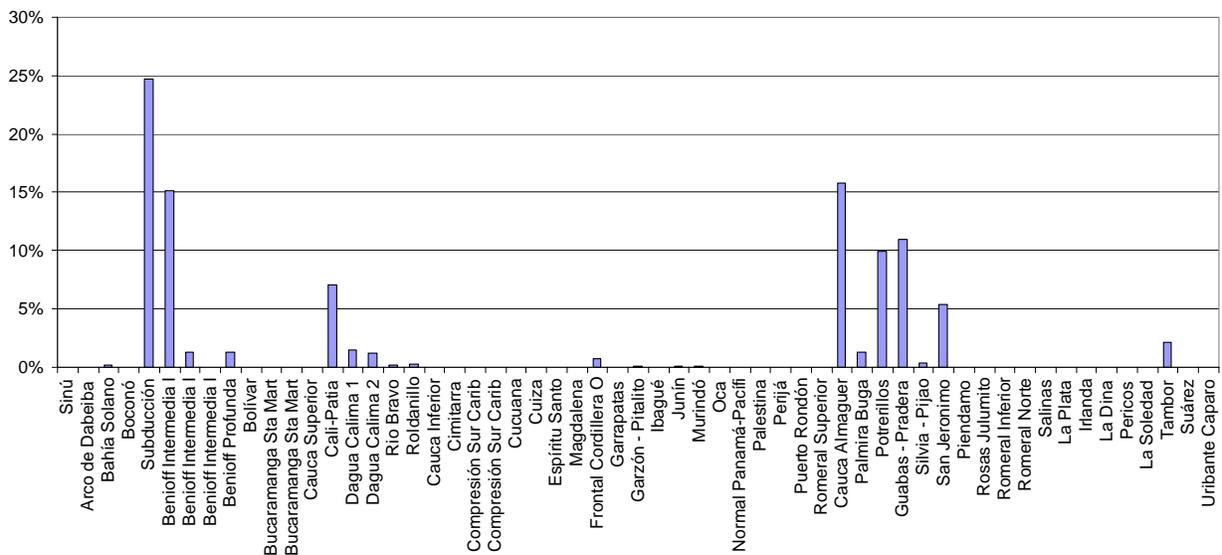


Figura 3.15 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Palmira

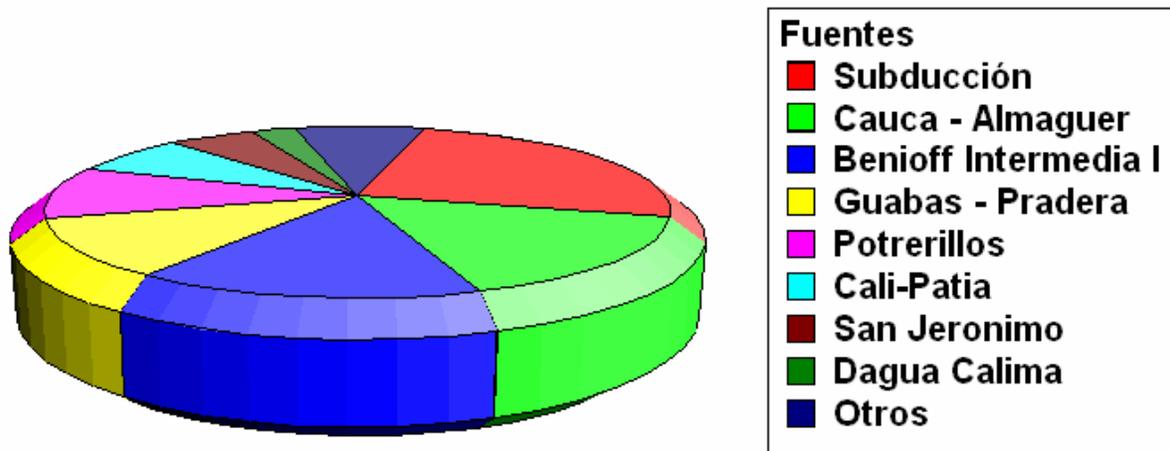


Figura 3.16 Distribución de la amenaza por fuentes para la ciudad de Palmira

3.7.1.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.17 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.9 y 7.9 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

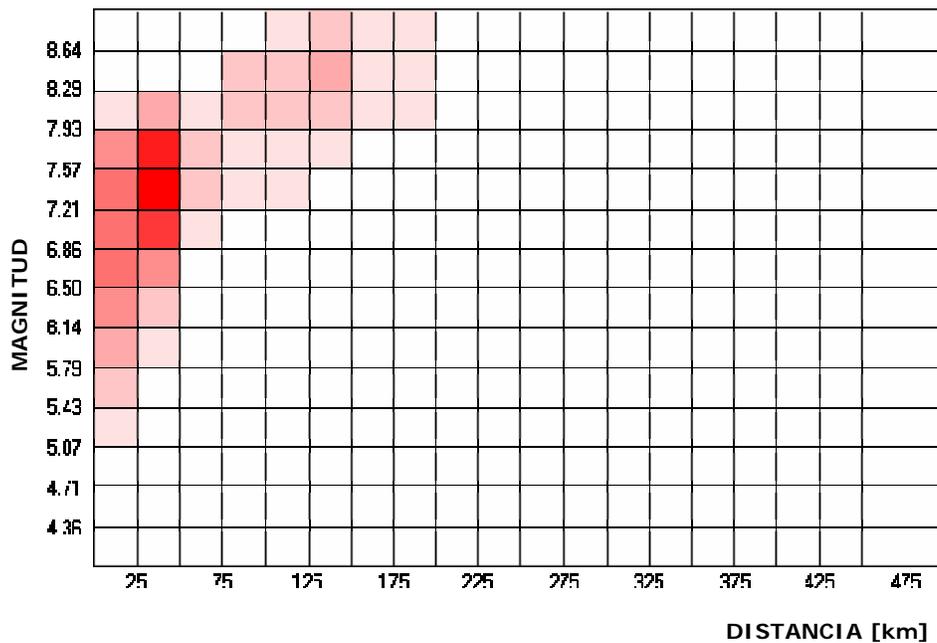


Figura 3.17 Distribución de la amenaza para la ciudad de Palmira en función de la magnitud y la distancia

3.7.1.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

Un análisis clásico de amenaza sobre las leyes de atenuación espectrales de aceleración (Ver Anexo 3.1), permite encontrar las tasas de excedencia de diferentes parámetros sísmicos. En las Figuras 3.18, 3.19 y 3.20 se presentan los espectros de amenaza uniforme para terreno firme calculados a diferentes períodos de retorno para la ciudad de Palmira en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento espectral.

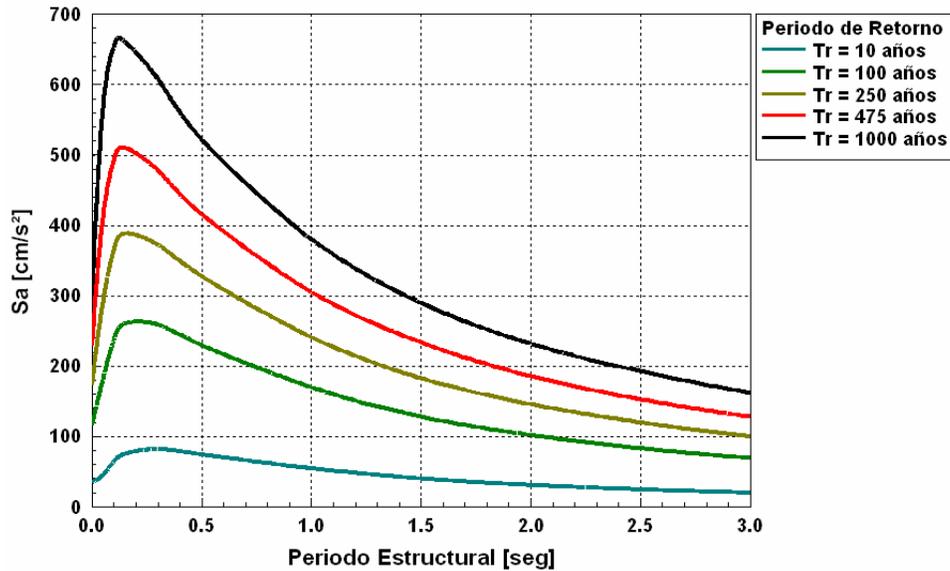


Figura 3.18 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Palmira

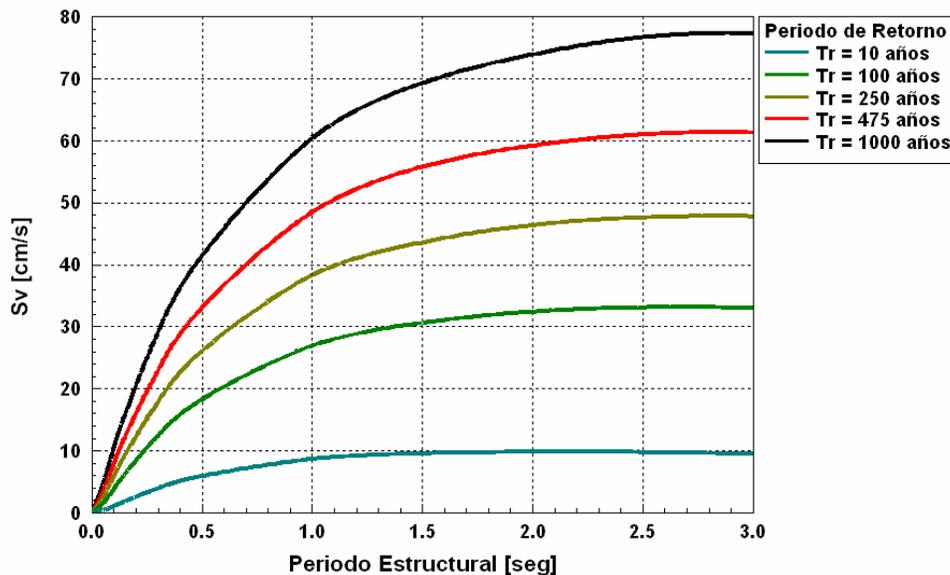


Figura 3.19 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Palmira

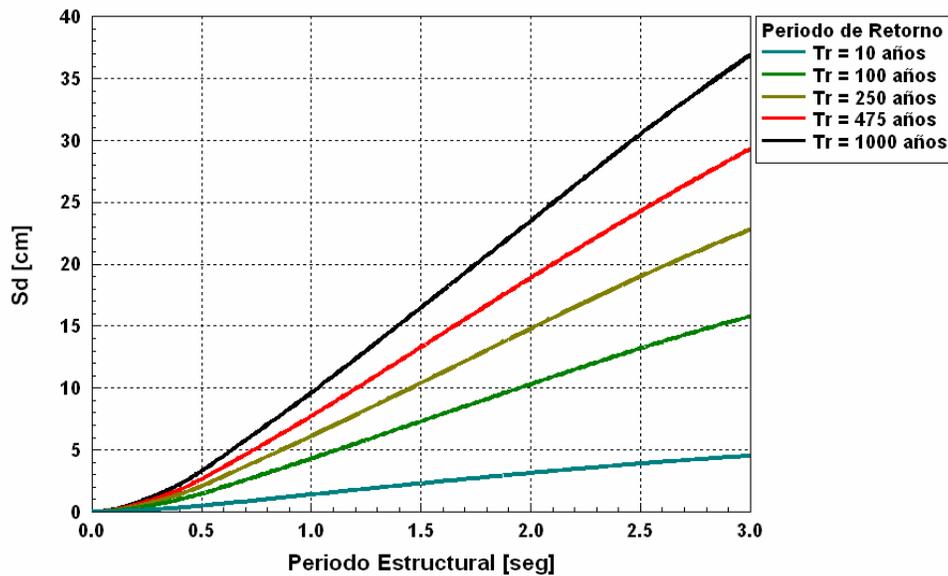


Figura 3.20 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Palmira

3.7.2 Municipio de Tuluá

El procedimiento anterior se repite para la coordenada geográfica del centroide del perímetro urbano del municipio de Tuluá, obteniéndose los resultados que se presentan a continuación.

3.7.2.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.21 se presenta la curva de amenaza para la ciudad de Tuluá. Se encuentra una aceleración máxima de 0.24 g para terreno firme (240 gales) la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y ADOPAT el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

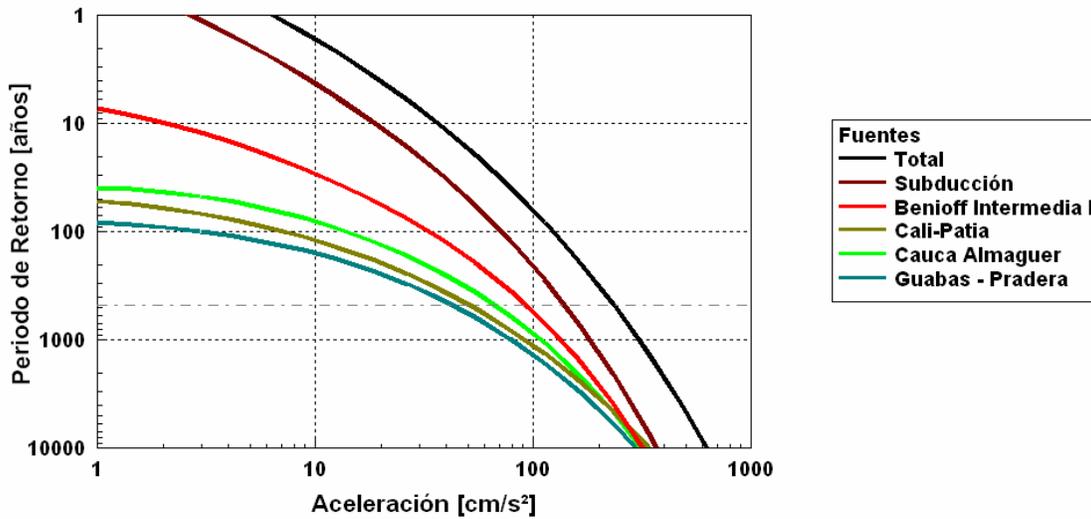


Figura 3.21 Curva de Amenaza para la ciudad de Tuluá

3.7.2.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

En las Figuras 3.22 y 3.23 se presenta la participación relativa de cada una de las fuentes activas en la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad.

En las Figuras 3.22 y 3.23 se observa que las fuentes que tienen una mayor participación en la amenaza en terreno firme son las fuentes de subducción, la zona de Benioff (Intermedia principalmente) Y los sistemas Romeral y Cauca principalmente (fallas Cali-Patía, Cauca Almaguer, Potrerillos y Guabas Pradera).

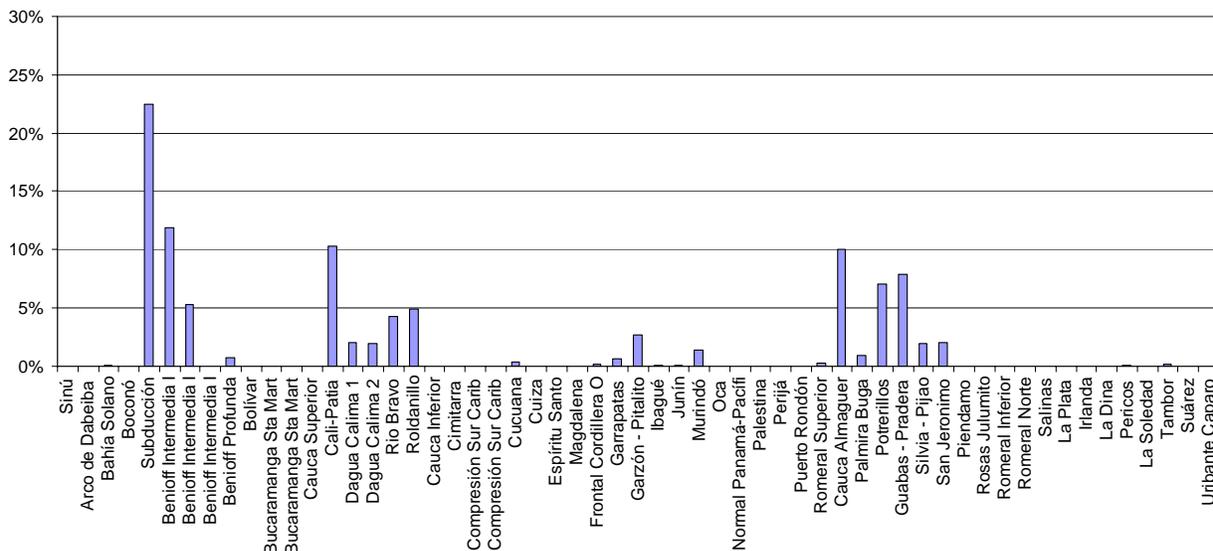


Figura 3.22 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá

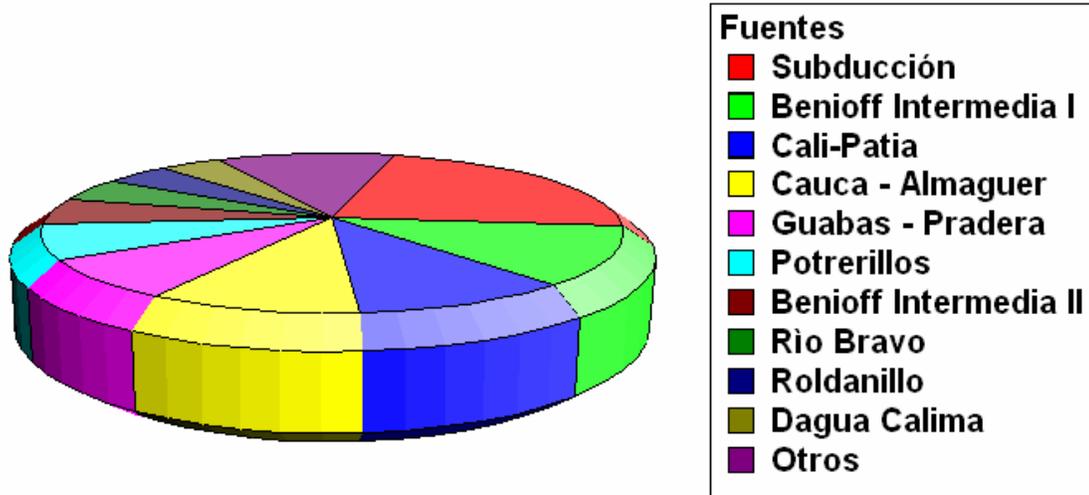


Figura 3.23 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Tuluá

3.7.2.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.24 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.7 y 7.8 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

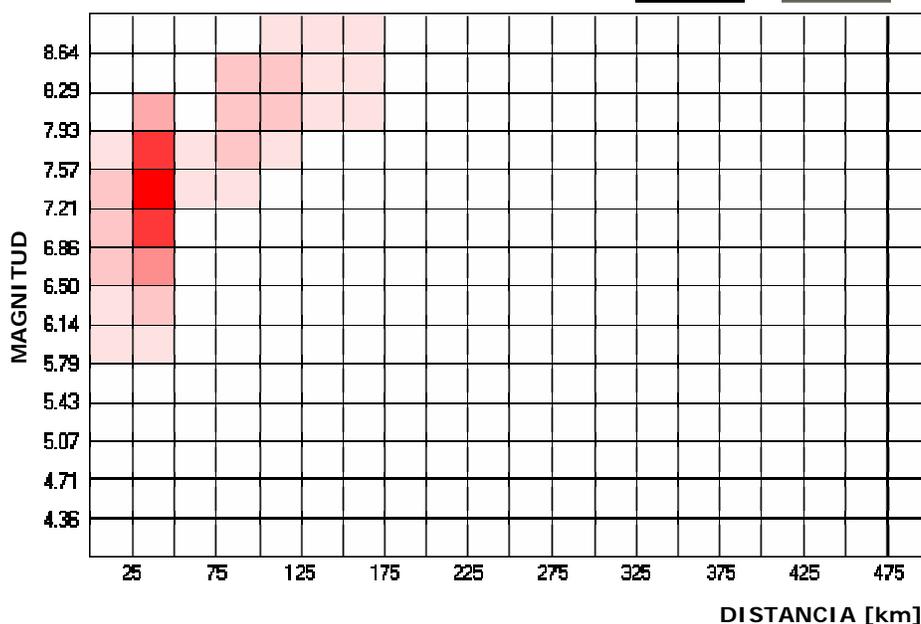


Figura 3.24 Distribución de la amenaza para la ciudad de Tuluá en función de la magnitud y la distancia

3.7.2.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

En la Figuras 3.25, 3.26 y 3.27 se presentan los espectros de amenaza uniforme para diferentes periodos de retorno para la ciudad de Tuluá expresados en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento.

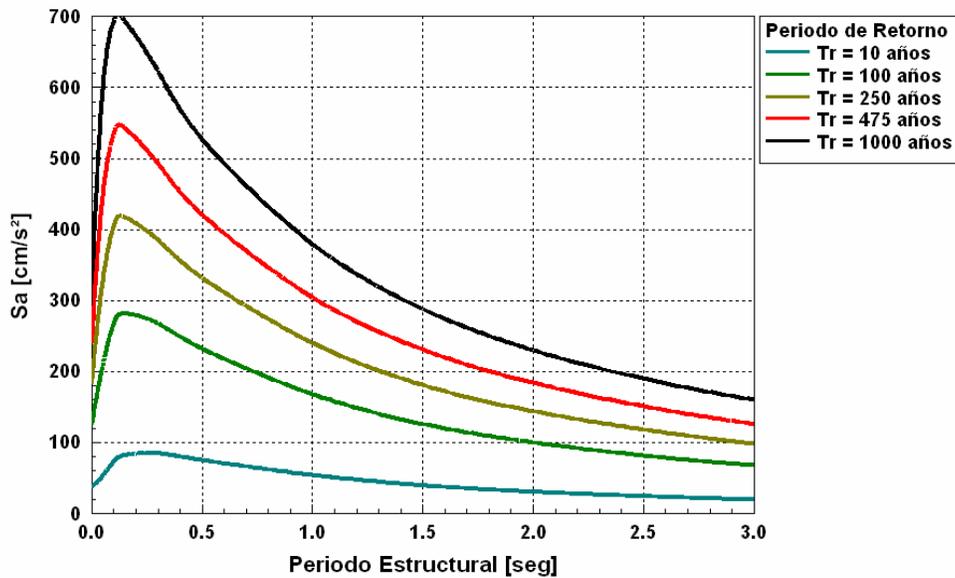


Figura 3.25 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Tuluá

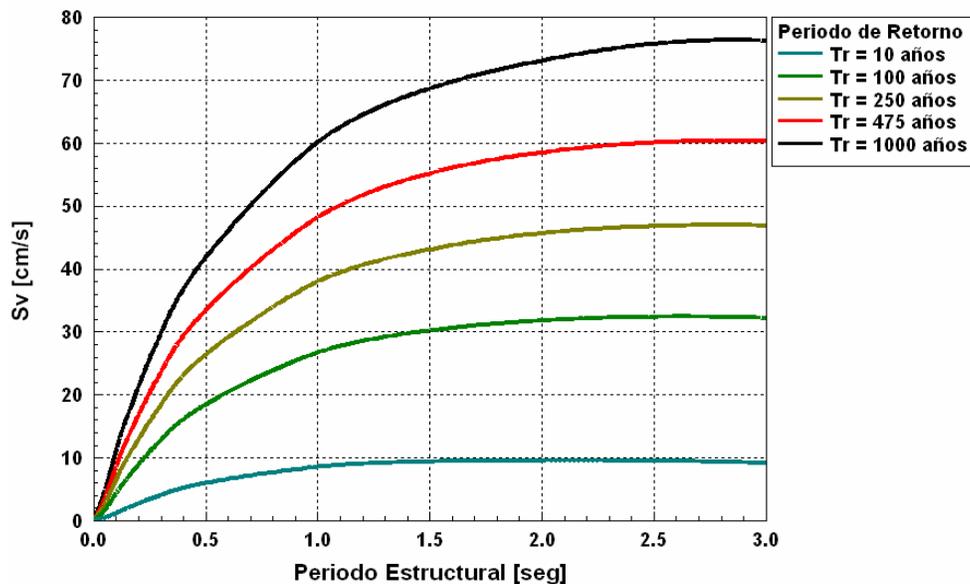


Figura 3.26 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Tuluá

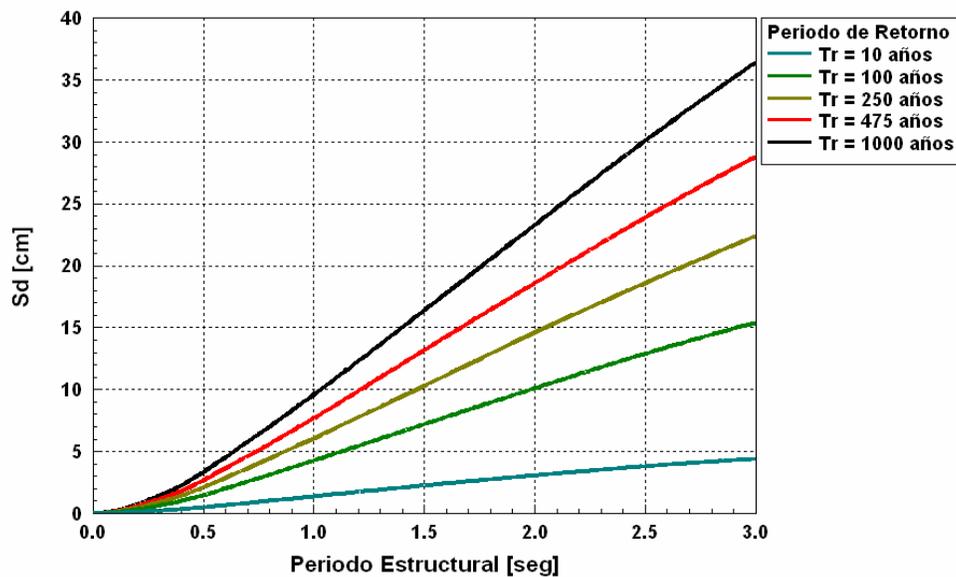


Figura 3.27 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Tuluá

3.7.3 Municipio de Buga

El procedimiento de evaluación de la amenaza sísmica, se repite para la coordenada geográfica del centroide del perímetro urbano del municipio de Buga, obteniéndose los resultados que se presentan a continuación.

3.7.3.1 Tasas de Excedencia y aceleraciones máximas en terreno firme

En la Figura 3.28 se presentan las tasas de excedencia en terreno firme de la aceleración máxima del suelo debida a cada una de las fuentes de mayor amenaza y a la tasa total para la ciudad de Buga. Para un período de retorno de 475 años se obtiene una aceleración máxima probable en terreno firme del orden de 0.24 g (239 gales) la cual debe compararse con la aceleración local máxima probable de 0.25 g establecida en el Estudio General de Riesgo Sísmico de Colombia adelantado por la AIS y adoptada por el Decreto Reglamentario 33 de 1999 de la Ley 400 de 1998.

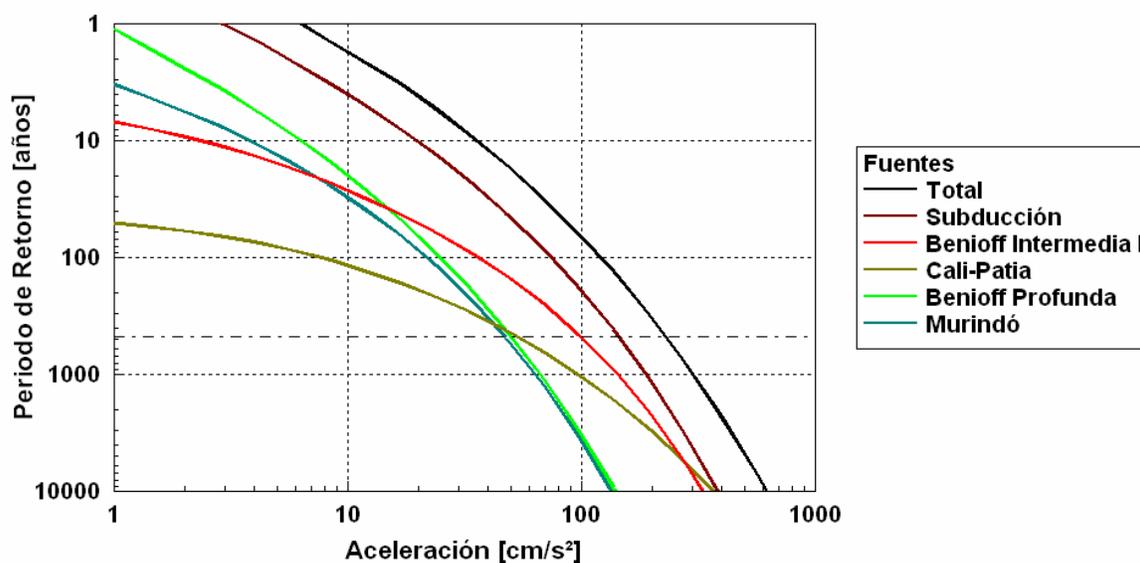


Figura 3.28 - Curva de Amenaza para la ciudad de Buga

3.7.3.2 Participación por fuente en la amenaza en terreno firme

En las Figuras 3.29 y 3.30 se presenta la participación relativa de cada una de las fuentes activas en la aceleración máxima en terreno firme para un periodo de retorno de 475 años. En estas figuras se indica en términos de porcentaje la importancia relativa de la aceleración máxima del suelo de las fuentes que aportan amenaza a la ciudad.

En las Figuras 3.29 y 3.30 se observa que las fuentes que tienen una mayor participación en la amenaza en terreno firme son principalmente las fuentes de subducción, la zona de Benioff (Intermedia principalmente) y las fallas Cali-Patía, Cauca Almaguer, Potrerillos y Guabas Pradera en menor grado.

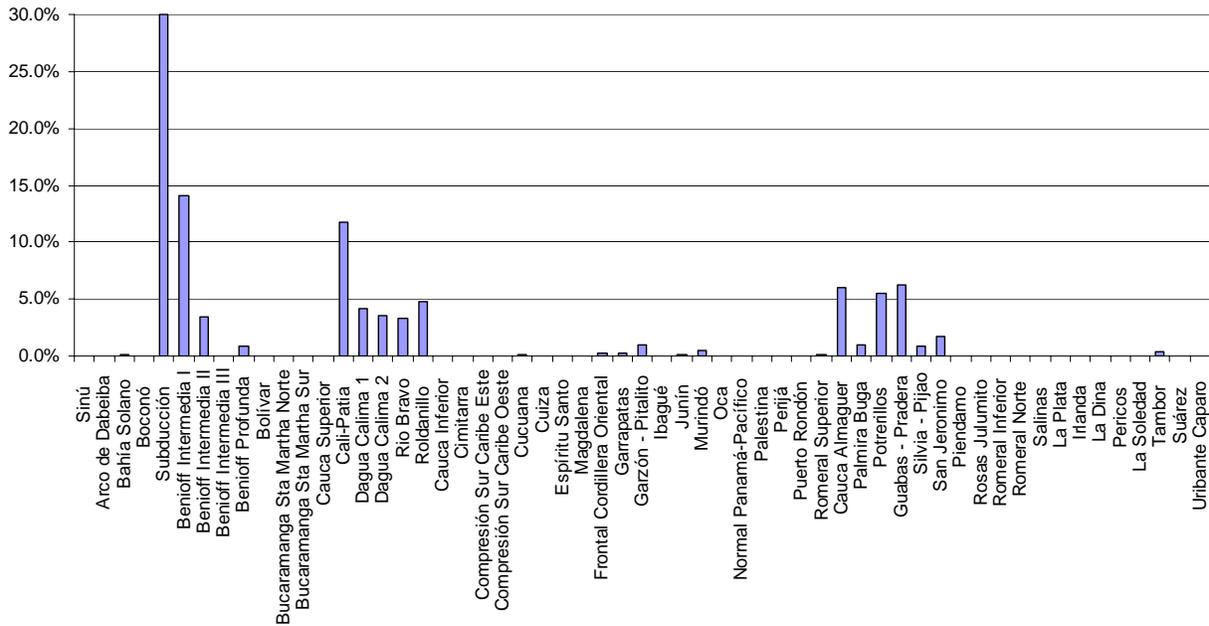


Figura 3.29 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga

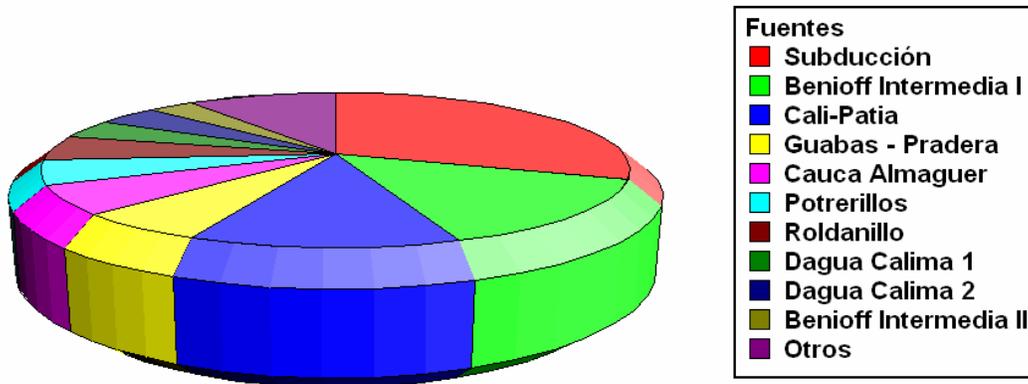


Figura 3.30 Distribución de la amenaza por fuente para la ciudad de Buga

3.7.3.3 Disgregación de la amenaza por magnitud y distancia

En la Figura 3.31 se presenta la disgregación de la amenaza sísmica en función de las diferentes combinaciones de magnitud y distancia para un periodo de retorno de 475 años para la ciudad de Palmira. Se observa como los eventos que tienen una mayor contribución en la amenaza son aquellos con magnitudes entre 6.9 y 7.9 y distancias hipocentrales entre 25 y 50 km.

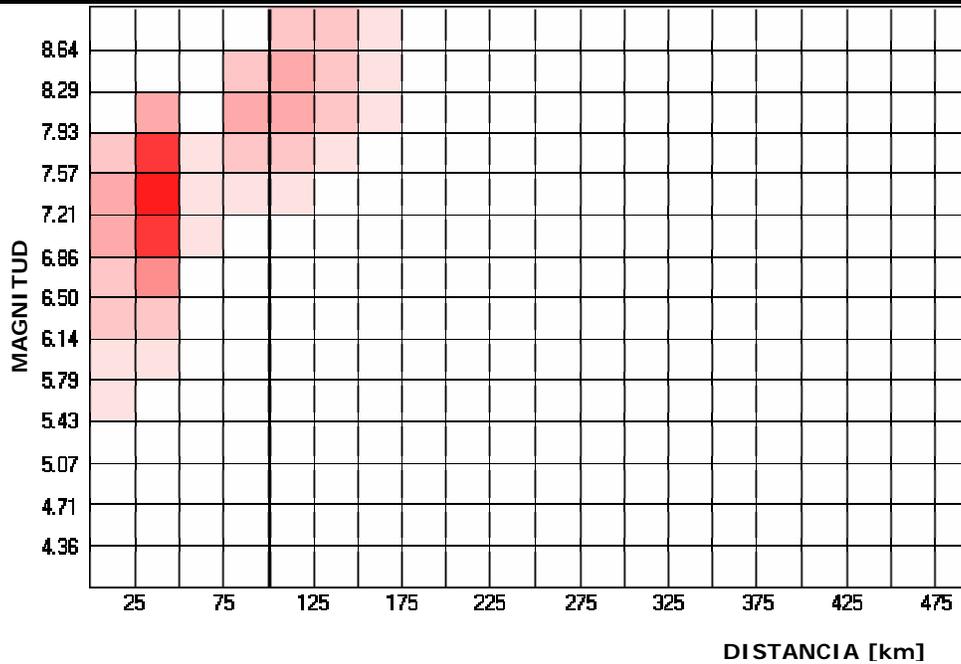


Figura 3.31 Distribución de la amenaza para la ciudad de Buga en función de la magnitud y la distancia

3.7.3.4 Espectros de amenaza uniforme en terreno firme

En la Figuras 3.32, 3.33 y 3.34 se presentan los espectros de amenaza uniforme para diferentes periodos de retorno para la ciudad de Buga expresados en términos de aceleración, velocidad y desplazamiento.

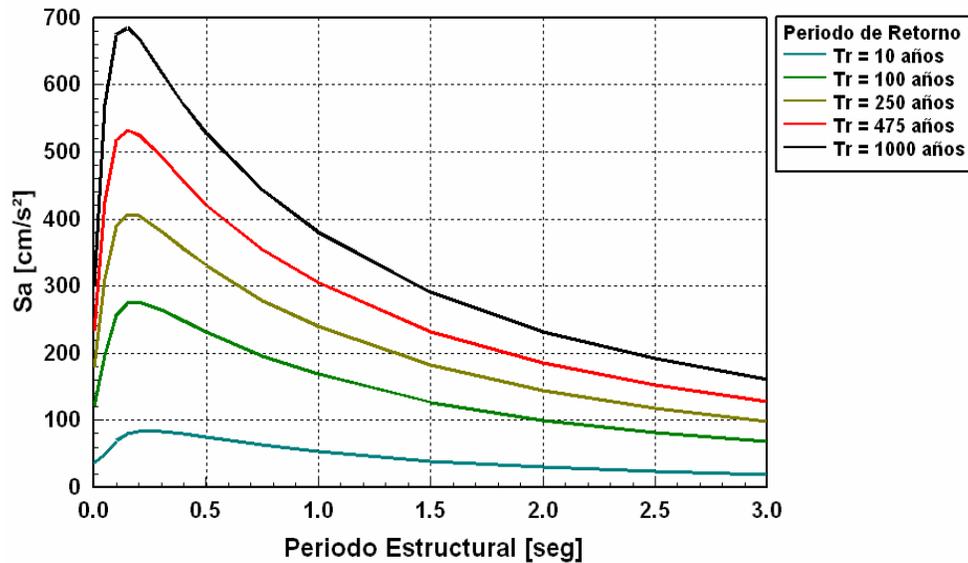


Figura 3.32 Espectros de amenaza uniforme en términos de aceleración espectral para la ciudad de Buga

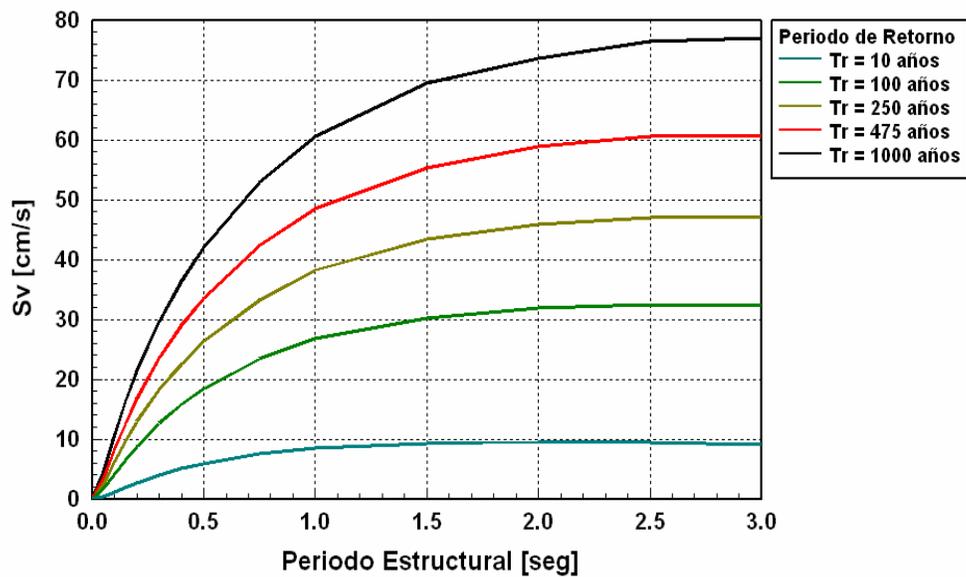


Figura 3.33 Espectros de amenaza uniforme en términos de velocidad espectral para la ciudad de Buga

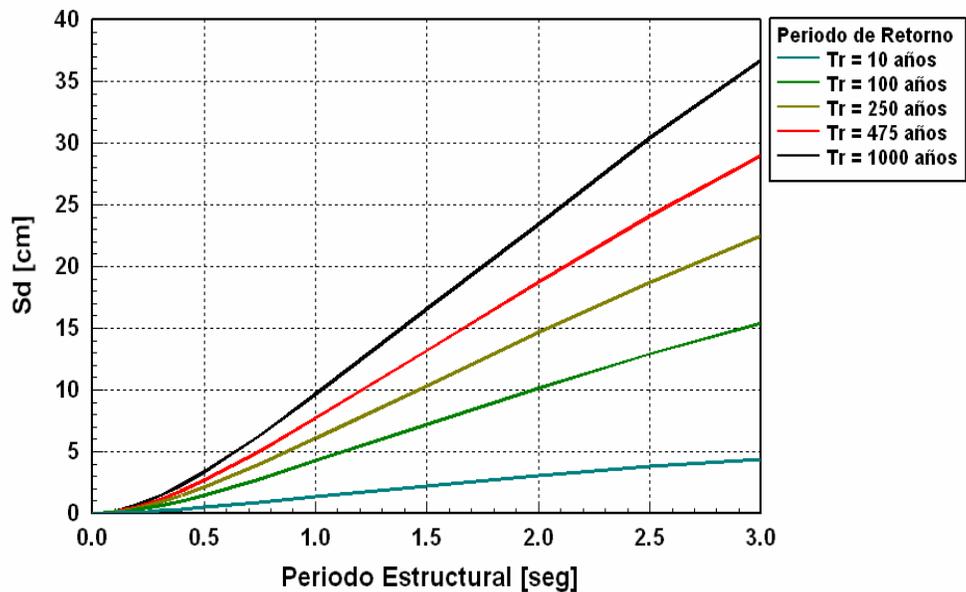


Figura 3.34 Espectros de amenaza uniforme en términos de desplazamiento espectral para la ciudad de Buga

3.8 COMENTARIOS SOBRE LA METODOLOGÍA Y RESULTADOS

La evaluación de la amenaza sísmica a nivel nacional se adelantó en el año 1997 mediante el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia llevado a cabo por la Asociación de Ingeniería Sísmica AIS. Este estudio sirvió de punto de referencia a nivel nacional en relación a la metodología a seguir en este tipo de estudios. Los resultados del mismo sirvieron de base para la adopción de las Normas Colombiana de Diseño y construcción Sismo Resistentes, Decreto 33 de 1998, las cuales son de obligatorio cumplimiento en todo el territorio nacional.

El presente proyecto presenta una metodología de evaluación de la amenaza sísmica más moderna, completa y rigurosa, especialmente en el tratamiento de la incertidumbre general de las variables, aunque en términos generales se basa en la misma información que la anterior. Adicionalmente se cuenta en la actualidad con bases de datos un poco más completas y con algunos estudios locales que permiten mejorar en algún grado la confiabilidad general de resultados con respecto a modelos previos. Sin embargo y considerando que no se han producido eventos sísmicos importantes que modifiquen las bases conceptuales existentes, no es de preverse la ocurrencia de cambios drásticos en los resultados de amenaza de la zona.

La metodología permite en cambio generar información complementaria muy útil en términos de diferentes parámetros de amenaza tales como aceleraciones, velocidades y desplazamiento, parámetros que pueden llevarse a nivel de la roca base y a nivel de la superficie del terreno mediante una metodología consistente y rigurosa. Se plantean así leyes de atenuación de los diferentes parámetros (variación del parámetro con la distancia y la magnitud del sismo) incluso hasta el nivel de la aceleración espectral de respuesta estructural en condiciones no lineales. Estos parámetros, totalmente consistentes con los anteriores, permiten adelantar los diseños de diferentes componentes de la infraestructura con los parámetros sísmicos que mejor representan su respuesta sísmica (como es el caso de la velocidad para tuberías enterradas, aceleraciones para edificaciones menores de 1 y 2 pisos o desplazamientos para edificaciones de altura o puentes).

Algunas de las hipótesis o características del modelo de amenaza sísmica implementado, en comparación con los modelos anteriores, son las siguientes:

- La probabilidad que el foco del sismo se presente en cualquier punto de la falla es uniforme. El modelo utiliza esta suposición para dividir cada una de las fuentes sísmicas en pequeños triángulos (con menores dimensiones entre más cerca se esté de la subfuente o celda del punto de análisis) y así poder suponer que estas subfuentes son fuentes puntuales.
- El sismo se origina en el foco y se propaga simétricamente a ambos lados del foco es decir el patrón de atenuación es esférico, por lo que en el modelo no existen diferencias entre los valores de aceleración horizontal en dos componentes ortogonales.
- El valor de cualquier parámetro de intensidad en el sitio de interés es una función de la magnitud y la distancia más corta entre la distancia de ruptura y el sitio de análisis (distancia hipocentral). La relación que existe entre estas variables están representadas en las leyes de atenuación.
- En el modelo de amenaza sísmica utilizado se realizó un refinamiento en el trazo y en el cálculo de los parámetros característicos de las fallas regionales (se identificaron 22

fallas regionales en la región del Valle del Cauca). Lo anterior fue posible gracias al trabajo del equipo de geólogos del proyecto en temas como interpretación de fotografías satelitales y reconocimiento en campo. El modelo utilizado incluye también los principales sistemas sismogénicos utilizados en el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia.

- El modelo utiliza planos inclinados para representar las fuentes sísmicas lo que permite tener en cuenta el buzamiento de las fallas. Los modelos anteriores utilizaban en general modelos de falla de línea ubicados a una profundidad constante a lo largo de la falla. Esta refinación en el modelo minimiza los problemas asociados al análisis para sitios muy cercanos a las fuentes sísmicas.
- Los resultados de amenaza en terreno firme son muy sensibles a la variación de parámetros tales como la magnitud última y la distancia promedio de las fuentes sísmicas al punto de análisis. En este punto se requiere un gran esfuerzo para mejorar la calidad de la información neotectónica, en especial lo relacionado con la geometría tridimensional de la falla y con la caracterización de magnitudes máximas, lo cual solo puede realizarse mediante trabajos de campo que incluyan la realización de trincheras en las zonas de fallas activas.

Los resultados obtenidos con el modelo de análisis propuesto son en general consistentes con los resultados de estudios previos de amenaza a nivel nacional. Las aceleraciones en terreno firme (roca) obtenidas siguiendo la metodología propuesta difieren en cerca al 8 % para el caso de Palmira (0.23 g según el modelo contra 0.25 g según la normativa vigente) y en el 4 % para el caso de Tuluá y Buga (0.24 g en el modelo contra 0.25 g según la normativa vigente). Las variaciones observadas son muy bajas con lo cual se mantiene la consistencia entre la normativa vigente y los resultados del estudio.

Aspectos adicionales que deben analizarse se centran en la determinación de los períodos de retorno para el diseño. Ha sido usual en Colombia trabajar con 475 años que corresponde a una probabilidad de excedencia del 10% en un lapso de 50 años. Este período de referencia ha sido tomado de la normativa americana que ha usado este valor por varias décadas. Sin embargo recientemente se han empezado a utilizar períodos de retorno diferentes a los tradicionalmente empleados. El caso de Estados Unidos se fundamenta en la necesidad de contar con mapas de amenaza para eventos de alta capacidad destructiva para la evaluación de daños potenciales de compañías de seguros. En dichos casos se han utilizado mapas para períodos de retorno de 2500 años. Por otro lado en el caso de México se utilizan períodos de retorno para el diseño de estructuras por debajo de los 475 años. Este es un aspecto que requiere evaluación cuidadosa a nivel de política y normativa nacional.

3.9 BIBLIOGRAFÍA

Aguilar A., Arboleda J. & Ordaz M., 1999. Programa Crisis 99. Programa para calcular el Riesgo Sísmico.

Aki, K., 1988. Local Site Effects on Ground Motions, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II- Recent Advances in Ground motion Evaluation, J.L. Von Thun (Editor), Geotechnical Special Publication No.20, Am. Soc. Civil Eng, New York, 103-155.

Ambraseys, N. N., & Tchalenko, J. 1927. Documentation of Faulting Associated With Earthquakes, Part I

Ambraseys, N. N., 1959. A note on the response of an elastic overburden of varying rigidity to an arbitrary ground motion, Bulletin of the Seismic Society of America, Vol. 49, No. 3, July 1959, pp. 211-220.

Ambraseys, N. N., 1960. On the seismic behaviour of earth dams Proceedings 2nd World Conference Earthquake Engineer, Tokyo, Japan, Vol II.

Ambraseys, N. N. & Sarma, S. K., 1967. The response of earth dams to strong earthquakes Geotechnique, Vol. 17 No 3, September 1967, pp. 181 – 213.

Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica (AIS), 1997. Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia.

Bath, M. 1973. Introduction to Seismology, John Wiley and Sons.

Centro Regional de Sismología Para América del Sur. 1985. Proyecto SISRA, Sismicidad Regional Andina, Lima, Perú 1985.

Clough, R. W., & Chopra, A. K., 1966. Earthquake stress analysis in earth dams, Journal of the Engineering Mechanics Division, ASCE, Vol.92, EM2, Proceedings Paper 4793, April 1966, pp. 197-212.

Comunidad Económica Europea-Ingeominas., 1992. Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán, Publicaciones Especiales Ingeominas #2, 1992.

Coppersmith, K. J., 1981. Probabilities of earthquake occurrences on San Andreas Fault based on geological risk. EOS, Vol. 62, No 17, pp.322.

Coppersmith, K. J. & Youngs R. R., 1986. Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessments with intraplate tectonic environments. Proceedings, 3rd U. S. National Conference on Earthquake Engineering, Charleston, South Carolina, Vol. 1, pp. 301-312.

Corporación Autónoma Regional del Quindío, CRQ. Microzonificación Sísmica Preliminar de la Ciudad de Armenia – Quindío, Universidad de los Andes, Julio de 1997.

Der Kiureghian, A. & Ang, H. S. 1975. A Line Source Model for Seismic Risk Analysis, University of Illinois, Series N419.

Donovan, N. C. 1973. Earthquake hazards for buildings Building practice for hazard mitigation, building Science Series 46 U.S. Department of Commerce Bureau of Standards.

Espinosa, A. 2005. Informe de Sismicidad Histórica del Valle del Cauca

Ferraro, A. 1983. Características de los Sismos Colombianos, Universidad de los Andes, IC

Gallego M. & Ordaz M. 1999. Construcción de leyes de atenuación para Colombia a partir de espectros fuente y teoría de vibraciones aleatorias, Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín técnico no. 53, Julio de 1999.

Gutenberg, B & Richter, C. F. 1942. Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration. Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 46, pp. 104 – 145.

Housner, G. W., 1970. Strong Ground Motion, Prentice Hall Inc..

Ingeominas, 2.000. Geología de la Plancha 264 Espinal. Escala 1:100.000. Bogotá.

Ingeominas, 2.000. Geología del Departamento del Valle del Cauca. Escala 1:250.000.

Instituto Geofísico Universidad Javeriana, 2004. SIGHypo V 1.1.46 – Catálogo Histórico de Eventos Sísmicos para Colombia.

ITEC Ltda.. Actualización de la Información Sísmica de Colombia 1988. , Informe preparado para ISA.

Kanai, K., 1950. The effect of solid viscosity of surface layer on the earthquake movements, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 28, 1950, pp. 31-35.

Kanai, K., 1952. Relation between the nature of surface layer and the amplitude of earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 30, 1952, pp. 31-37.

Kanai, K., 1961. An empirical formula for spectrum of strong earthquake motions, Bulletin Earthquake Institute, Tokyo University, Vol. 39.

Kramer, S. L. 1996. Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey 07458.

Oficina para la Prevención de Emergencias OPES, Dirección Nacional para la Prevención y Atención de Desastres DNPAD, INGEOMINAS, UNIANDES., 1996. Proyecto Microzonificación Sísmica de Santafé de Bogotá. Subproyecto No 11 Zonificación Sísmica..

Newmark, N. & Rosenblueth, E., 1972. Fundamental of Earthquake Engineering, Van Nostrand.

Newmark, N; Blume, J.; Kapur, K. 1973. Design Response Analysis For Nuclear Reactor Power Plants, Seminario Int. Ingeniería Sísmica, Universidad de los Andes.

Newmark, N.; Hall, W. 1982. Earthquake, Spectra and Design, EERI Monograph Series.

Observatorio Sismológico del Sur Occidente Colombiano, OSSO, 2004. Catálogo Sísmico Preliminar Red SW Colombiano 1987 – 1992. Octubre 2004.

Ojeda, A. E. & Martínez, S. E., 1999. Modelo para la atenuación de la energía sísmica en Colombia a partir de sismos registrados por la Red Nacional de Acelerógrafos. Asociación Colombiana de Ingeniería Sísmica, Boletín técnico No. 53, Julio de 1999.

Ordaz, M., 1999. Notas de clase de Ingeniería sísmica, Universidad de los Andes.

Page, W.D., & James, M.E. 1981. Tectonic subsidence and evidence for the recurrence of large magnitude earthquakes near Bahía Solano, Colombia, Resúmenes, III Congreso Colombiano de Geología, Medellín: Instituto Nacional de Investigaciones Geológico Mineras, Sociedad Colombiana de Geología and Universidad Nacional de Colombia. p. 19.

Page, W.D., 1983. Popayán earthquake of March 31, 1983, geologic and seismologic aspects. Newsletter, Earthquake Engineering Research Institute v.17 No. 4, pag. 51-53.

Page, W.D. 1986. Seismic geologic and seismicity of Northwestern Colombia informe ISA. pag. 156.

París, G & Marín, P., 1979. Generalidades acerca de la Geología del Departamento del Cauca. INGEOMINAS. Popayán. p.39.

París, G., Marín, W., Romero, O. & Wagner, J.J., 1989. Actividad Neotectónica en el Suroccidente de Colombia. Memorias Seminario Taller sobre Desastres Naturales. Popayán noviembre 1-4 de 1989, en prensa. 1989

París, G., Marín, W., Sauret, B., Bles, J.L., & Vergara, H., 1992. Rasgos Morfotectónicos en la zona de Popayán y alrededores. Memorias I Seminario Andino de Geología Ambiental. I Conferencia Colombiana de Geología Ambiental. III Conferencia de Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá. Medellín, Colombia.

París, G. & Sauret, B., 1993. Subproyecto Neotectónica. Proyecto Colombo Europeo No. CCE NA 84/03. INGEOMINAS-BRGM-ADK-KS Microzonificación Sismogeotectónica de Popayán (en preparación). París, G. Sismotectónica del Occidente de Colombia, dentro del proyecto Gersco, Ingeominas 1993.

Paris, G., Machette, M., Dart, R. & Haller, K. 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. USGS Open-File report 00-0284. Map at 2,500,000 scale and report, 66 pp.

Pennington, W. 1981. La Subducción de la Cuenca Oriental de Panamá y la Sismotectónica del Noroeste de Sur América, Proyectos Nariño II y III Instituto Geofísico de los Andes Colombianos. Bogotá 1981.

República de Colombia. 1998. Ley 400 de 1997 y Decreto 33 de 1998, Normas Colombianas de Diseño y Construcción Sismorresistente, NSR-98.

Richter, C. F. 1958. Elementary Seismology, W. H. Freeman Company.

Sarria, A. 1984. Tectónica y Sismicidad Colombianas, Seminario Sobre Riesgo Sísmico y el Código Colombiano de Construcciones Sismo Resistentes, Medellín 1984.

Sarria, A. 1990. Ingeniería Sísmica, Ediciones Uniandes.

Schnabel, B; Lysmer, J; Seed, H. B. 1972. SHAKE A Computer Program for the Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites, University of California, Berkeley, EERC Report 72-12-1972.

Slemmons, D.B. 1977. State of the Art for assessing earthquake hazards in the United States – U.S. Army Miscellaneous paper S. 73.I.

Slemmons, D.B. 1977. Faults and earthquake magnitude, Miscellaneous Paper S-73, report 6, U. S. Army Corps of Engineers Waterways Experiment Station, Vicksburg, Mississippi, 129 pp.

Slemmons, D.B. 1982. Determination of design earthquake magnitudes for microzonation. Proceedings, 3rd International Earthquake Microzonation Conference, Seattle, Washington, Vol. 1, pp. 119 -130.

Toussaint, H. F. & Restrepo, J. J., 1989. Terrenos Alóctonos en los Andes Colombianos; Explicación de algunas paradojas Geológicas, Quinto Congreso Colombiano de Geología; Bucaramanga 1989. Memorias publicadas por Ingeominas.

Toussaint, H. F. & Restrepo, J. J., 1989. Acreciones Sucesivas en Colombia. Un Nuevo Modelo de Evolución Geológica. Quinto Congreso Colombiano de Geología; Bucaramanga 1989. Memorias publicadas por Ingeominas.

U.S GEOLOGICAL SURVEY CIRCULAR 1045. Lessons Learned from the Loma Prieta Earthquake, October 17, 1989, first printing.

Wastergaard, H. M., 1993. Earthquake shock transmission in tall buildings, Engineering Newsrecord, Vol. III, pp. 654-656, November 1993.

Woodward-Clyde Consultants. 1983. Seismic Hazard Evaluation Calima III Project, Colombia: unpublished report for Integral-Planes and ISA. 116 pp, plus appendices and figures.

ANEXO 3.1 - METODOLOGÍA DE CÁLCULO DE AMENAZA SÍSMICA

Introducción

La amenaza sísmica de una zona determinada depende de un gran número de variables, algunas de las cuales pueden ser imposibles de cuantificar, al menos en la actualidad. Sin embargo, se han desarrollado modelos simplificados que permiten estimar las variables fundamentales involucradas en el cálculo de la amenaza sísmica, lo cual que permite dar un tratamiento científico al problema.

En el presente estudio se ha desarrollado una metodología de cálculo de la amenaza basada en la teoría sismológica clásica. Con base en la sismicidad de las fuentes del territorio y en las leyes de atenuación de los diferentes parámetros sísmicos, es posible identificar la amenaza sísmica de todas las fuentes que pueden generar efectos importantes sobre las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga en términos de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), de la aceleración máxima del suelo o de aceleraciones máximas para diferentes ordenadas espectrales. El resultado de este tipo de análisis son tasas de excedencia asociadas a períodos de retorno. Una vez seleccionado el período de retorno, por ejemplo de 475 años como lo establece la ley 400 de 1998, se puede definir entonces el valor del parámetro sísmico de interés.

En este Anexo se presentan las bases conceptuales utilizadas en el proyecto de Microzonificación Sísmica de las ciudades de Palmira, Tuluá y Buga para la estimación de la amenaza sísmica mediante el uso de Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF).

Amenaza Sísmica

La amenaza sísmica se cuantifica en términos de los periodos de retorno (o sus inversos, las tasas de excedencia) de intensidades sísmicas relevantes en el comportamiento de las estructuras. La tasa de excedencia de una intensidad sísmica se define como el número medio de veces, por unidad de tiempo, en que el valor de esa intensidad sísmica es excedido.

Es posible determinar la amenaza sísmica contando las veces en que se han excedido valores dados de intensidad en el sitio de interés. Sin embargo, la determinación directa rara vez se puede realizar porque no se dispone de catálogos completos de las aceleraciones que han producido en un sitio los sismos pasados. Por lo anterior, resulta necesario calcular la amenaza sísmica de manera indirecta. Para ello, se evalúa primero la tasa de actividad sísmica en las fuentes generadoras de temblores, y después se integran los efectos que producen, en un sitio dado, los sismos que se generan en la totalidad de las fuentes. A continuación se describe, la manera de hacer la evaluación de la amenaza sísmica. La primera parte a investigar es la tectónica del territorio y la sismicidad que las fuentes generan en una región determinada.

Tectónica colombiana

Colombia es un ambiente interesante desde el punto de vista de la sismo tectónica, ya que sobre su territorio se han podido identificar los límites de tres placas continentales. Estas placas (Nazca, Caribe y Sur América) interactúan creando esfuerzos de compresión, tracción y corte dentro de la región. Como consecuencia de lo anterior se presentan flexiones y cizallas que generan acumulación de energía. Las zonas más activas sísmicamente hablando, están localizadas en la región andina del país (Figura 1), la cual esta compuesta por tres cordilleras: occidental, oriental y central; de estas la más antigua es la central y la más reciente es la oriental, (Sarria, 1995) conformando un ambiente morfológico complejo que en la actualidad sigue siendo motivo de investigación. Las fuentes con mayor sismicidad se describen brevemente a continuación.

Zona de Subducción: presenta muchos hipocentros de sismos con $M > 5$, esta Subducción se ha dividido en dos zonas principales. Segmento Sur: corresponde a la zona en las inmediaciones de la frontera de Colombia y Ecuador, aproximadamente desde la latitud 1N hasta la latitud 5.5N. Segmento Norte: desde la latitud 6.5N hasta 7.4N, en su extremo norte encuentra la prolongación de la Fosa centroamericana;. A esta actividad se le debe la fuerte actividad en la zona limítrofe de Colombia y Panamá. Son notables las concentraciones de epicentros en las zonas como el limite Colombia-Panamá, región del antiguo Caldas y el Nido de Bucaramanga; estas son las zonas del país donde existe el mayor amenaza sísmico actualmente. Han sido localizadas zonas de Benioff en el ambiente de subducción (Figura 1), las cuales han sido identificadas mediante la ubicación de los hipocentros, esto ha llevado a establecer que dichas zonas son más superficiales mientras más al norte se encuentren, y más profundas mientras más al sur, lo cual involucra necesariamente un cambio en buzamiento de las zonas subducidas.

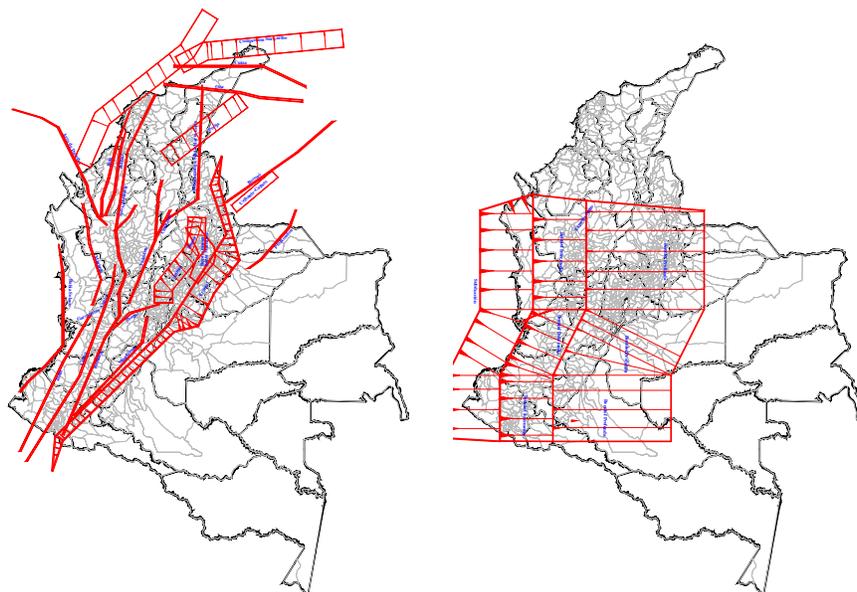


Figura 1 Izquierda: Distribución de las fuentes continentales que generan amenaza en el territorio colombiano; derecha: Distribución de zonas de subducción y de Benioff en el territorio que generan amenaza significativa

Además de subducción existen en el territorio una serie de fallas geológicas activas, las cuales se encuentran limitadas por la zona de Subducción y la falla Frontal de la Cordillera Oriental. La

mayor parte de estas fallas tienen dirección N-S; las que revisten mayor importancia son la Romeral y la Frontal cuyas características más importantes se anotan a continuación:

Falla Romeral: Su traza atraviesa Colombia de norte a sur en una longitud de más de mil kilómetros, conformando un amplio corredor, que en algunos sectores tiene decenas de kilómetros, dentro del cual se desprenden muchas ramas o pequeñas fallas, que han provocado tragedias como la de Popayán (1983) y Armenia (1999). En su tramo norte la actividad se ve fuertemente reducida. Esta falla constituye la mayor amenaza sobre ciudades como Medellín, Manizales, Armenia y Pereira (de hecho fue la culpable del reciente sismo en Armenia), que se encuentran a unos cuantos kilómetros de su traza.

Falla Frontal: Divide el territorio Andino y los llanos orientales que hacen parte del Escudo Guayanés. Es posible que esta falla conforme el límite suroriental de la placa Caribe; algunos autores han tejido la idea a partir de la sismicidad, de una nueva microplaca denominada “Macondo”, lo cual no tiene sustento suficiente aun. Sobre su zona sur se han localizado importantes eventos con magnitudes próximas a 7 y profundidades bajas, sobre todo en la zona del departamento de Huila. En su parte norte la sismicidad es más moderada y existen estudios detallados (debidos a grandes proyectos hidroeléctricos como Guavio y Chivor) que muestran que la actividad y el amenaza son intermedios aunque no bajos, debido a que se ha identificado una especie de brecha sísmica en este sector. Esta falla impone el máximo amenaza sobre Santa Fe de Bogotá que se encuentra a tan sólo decenas de kilómetros. A pesar de ser estas fuentes las más estudiadas existen además muchas más fallas en el territorio colombiano. Una descripción detallada se puede consultar en el estudio de amenaza sísmica de Colombia (AIS, 1996)

Sobre los mecanismos focales no existe aun un estudio detallado de las fallas en el territorio y esto constituye motivo de investigación actual. De todas formas a pesar de la escasa información recogida, varios investigadores han planteado la posibilidad de un límite sur oriental de la placa Caribe a lo largo del flanco oriental de la cordillera oriental de Colombia, justamente en la falla Frontal. En el país desde hace más de tres décadas se han realizado trabajos de investigación de las diferentes fallas para la evaluación de la amenaza y amenaza sísmico; para el primer código sismorresistente de Colombia (CCCSR-84) se realizó un primer estudio de estas, que permitió definir 32 sistemas de fallas.

Con base en información tectónica y sismológica, el estudio de amenaza sísmica de Colombia AIS (1996) realizó un análisis para determinar los parámetros de sismicidad más relevantes tales como, frecuencia de sismos, λ , pendiente de la curva de recurrencia beta, β y magnitudes máximas, M_u y mínimas, M_o de cada fuente; en todos los casos se usó una base de datos correspondiente al lapso de 1957 a 1995. En la derivación de estas variables se introduce una primera incertidumbre correspondiente a la asignación de eventos a las fuentes; sobre todo en la zona andina donde muchas fuentes se encuentran superpuestas (Figura 1).

Tabla 1 Parámetros de sismicidad de las fuentes activas de Colombia (adaptada de AIS, 1996)

FUENTE	M_0	M_u	λ_0 (#eventos / año)	β	Prof. Prom(Km)
Arco de Dabeiba	4.0	6.5	0.21	1.043	30
Bahía Solano	4.0	7.5	0.606	0.988	28
Benioff Intermedia 1*	4.0	8.0	0.228	0.945	72
Benioff Intermedia 2*	4.0	8.0	0.152	0.945	72
Benioff Intermedia 3*	4.0	8.0	0.380	0.945	72
Benioff Profunda	4.0	7.5	6.450	1.643	165
Boconó	4.0	8.0	0.052	0.770	38
Bolívar	4.0	6.0	0.051	0.464	16
Bucaramanga-Sta Marta Norte	4.0	6.5	0.105	1.732	29
Bucaramanga-Sta Marta Sur	4.0	6.5	0.264	1.474	39
Cauca	4.0	7.0	0.132	0.700	26
Cimitarra	4.0	6.5	0.078	1.637	16
Compresión Sur Caribe-E	4.0	6.0	0.105	2.188	27
Compresión S. Caribe-O	4.0	6.0	0.131	1.209	27
Cuiza	4.0	7.0	0.105	1.274	24
Espiritu Santo	4.0	6.5	0.105	1.339	32
Fallas del Magdalena	4.0	7.0	0.078	1.852	19
Frontal Cordillera Oriental	4.0	8.0	1.160	0.988	22
Garrapatas	4.0	6.5	0.105	2.123	30
Ibagué	4.0	6.5	0.394	2.697	31
Junin-Sambiambi	4.0	7.0	0.052	1.384	33
Murindó-Atrato	4.0	7.5	0.843	1.057	18
Normal Panamá Pacífico	4.0	7.0	0.184	1.583	24
Oca	4.0	7.4	0.053	1.113	23
Palestina	4.0	6.5	0.132	1.344	21
Perijá	4.0	6.5	0.157	1.415	24
Puerto Rondón	4.0	6.5	0.078	0.616	19
Romeral	4.0	7.6	0.215	1.037	28
Romeral-Norte	4.0	6.5	0.052	0.849	40
Salinas	4.0	6.5	0.158	1.997	30
Sinú	4.0	6.0	0.105	0.531	23
Suárez	4.0	6.5	0.105	1.686	33
Subducción	4.0	8.6	7.890	1.393	26
Uribante-Caparo	4.0	7.0	0.079	0.758	18

* División fuente Benioff Intermedia

El Estudio AIS (1996) realizó los análisis de regresión para los parámetros siguiendo un modelo de regresión simple, sin considerar el tratamiento bayesiano que es usado en muchos países. Esto no es un inconveniente mayor en las fuentes con mucha información; sin embargo, en las fuentes de pocos registros la variación puede ser grande. El estudio propuso los valores para 32 fuentes reconocidas como activas en el territorio colombiano. Estas fuentes se pueden observar en la figura 1 donde se aprecia una gran afluencia de fallas en el territorio andino de la nación, las cuales efectivamente son las que generan una gran concentración de epicentros. En la Tabla 1 se muestran los valores de los parámetros de sismicidad de las fuentes activas correspondientes al modelo sin segmentación (los parámetros del modelo con segmentación de las fuentes sísmicas que se encuentran en la región del Valle del Cauca se presentan en el capítulo de amenaza sísmica); estos parámetros son los mismos que los determinados en el estudio AIS (1996) con la excepción de la zona de Benioff intermedia, que fue subdividida por razones que van más allá del alcance de este estudio.

Modelo de sismicidad local de Poisson.

En un modelo de sismicidad de Poisson, la actividad de la i -ésima fuente sísmica se especifica como función de la tasa de excedencia de las magnitudes, $\lambda(M)$, que ahí se generan. La tasa de excedencia de magnitudes mide qué tan frecuentemente se generan en una fuente temblores con magnitud superior a una dada. En el presente estudio, para todas las fuentes sísmicas la función $\lambda(M)$ es una versión modificada de la relación de Gutenberg y Richter (1944). En estos casos, la sismicidad queda descrita de la siguiente manera (Cornell y Vanmarcke, 1969):

$$\lambda(M) = \lambda_0 \frac{e^{-\beta M} - e^{-\beta M_u}}{e^{-\beta M_0} - e^{-\beta M_u}} \quad (1)$$

donde M_0 es la mínima magnitud relevante, tomada igual a 4.0 en este estudio. λ_0 , β , y M_u son parámetros que definen la tasa de excedencia de cada una de las fuentes sísmicas. Estos parámetros, tomados del estudio AIS (1996) se presentan en la Tabla 1. En la Figura 2 se muestran dos tasas de excedencia para zonas sísmicas distintas, una para una zona de alta sismicidad capaz de generar sismos con $M > 8$ y otra de sismicidad intermedia.

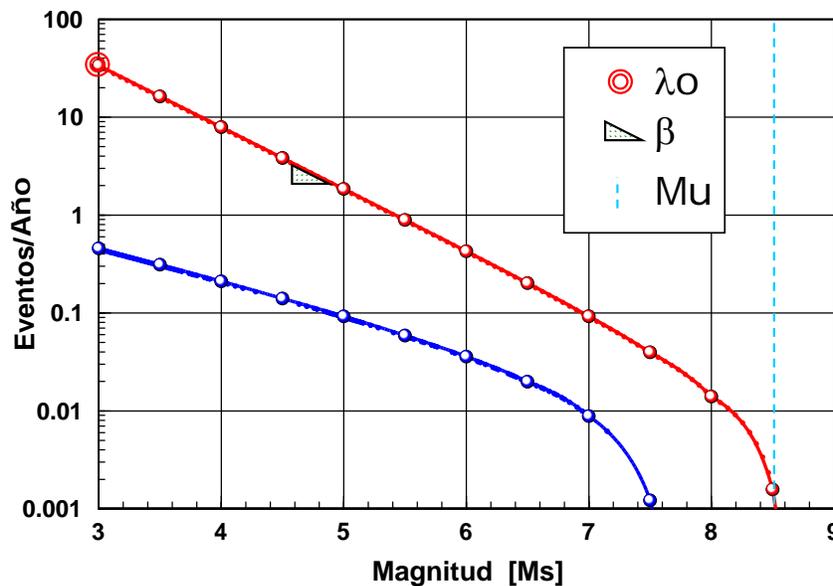


Figura 2 Tasas de excedencia de fuentes para el modelo de sismicidad de Poisson.

Atenuación de las ondas sísmicas.

Una vez determinada la tasa de actividad de cada una de las fuentes sísmicas, es necesario evaluar los efectos que, en términos de intensidad sísmica, produce cada una de ellas en un sitio de interés. Para ello se requiere saber qué intensidad se presentaría en el sitio en cuestión, hasta ahora supuesto en terreno firme, si en la i -ésima fuente ocurriera un temblor con magnitud dada. A las expresiones que relacionan magnitud, posición relativa fuente-sitio e intensidad se les conoce como *leyes de atenuación*, a las cuales se pretende evaluar a continuación. Usualmente, la posición relativa fuente-sitio se especifica mediante la distancia focal, es decir, la distancia entre el foco sísmico y el sitio. Las leyes de atenuación pueden adoptar muy

diversas formas. En este estudio se utilizan diferentes leyes de atenuación dependiendo del tipo de sismo o mecanismo focal, esto es, sismos de subducción o sismos continentales. Como se verá más adelante, se considera que las intensidades sísmicas relevantes no son sólo las ordenadas del espectro de respuesta de pseudoaceleraciones, sino que además intervienen otras medidas complementarias de intensidad. A continuación se describe el procedimiento de construcción de leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier (EAF), las cuales mediante procesos teóricos permiten el cálculo de leyes de atenuación de intensidades sísmicas comúnmente usadas en el diseño de estructuras.

Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF)

Una señal cualquiera (como por el ejemplo una señal sísmica) puede ser representada mediante una suma de infinitas señales sinusoidales con diferentes amplitudes, frecuencias fundamentales y fases. Para representar una señal en el dominio de la frecuencia de forma completa se requieren conocer las amplitudes asociadas a cada frecuencia de vibración (Espectro de Amplitudes de Fourier) y el corrimiento o desfase en el tiempo de cada una de las señales sinusoidales (Espectro de Fase). En un gran número de problemas de la ingeniería solo es posible estimar el Espectro de Amplitudes de Fourier, por lo cual la representación en el dominio de la frecuencia no es completa. Sin embargo, el Espectro de Amplitudes de Fourier tiene la información básica para estimar parámetros de interés, como la amplitud máxima que puede tomar una señal en un periodo de tiempo.

La ecuación utilizada para el cálculo del Espectro de Amplitudes de Fourier es la siguiente:

$$X(\Omega_k) = \sum_{n=0}^{N-1} x(n) \cdot e^{-i\Omega_k n} \quad (2)$$

En donde:

N es el número de puntos de la señal

k es un número entero entre 0 y $N-1$

$$\Omega_k = \frac{2\pi}{N} k$$

En la Figura 3 se presenta un ejemplo de cómo se compone una señal con base en señales sinusoidales de diferente amplitud y frecuencia, adicionalmente se presenta los espectros de amplitudes de Fourier para cada uno de los señales sinusoidales y la señal resultante. Se observa como el Fourier de la señal resultante es la suma de los Espectros de Fourier de las señales sinusoidales que componen la señal resultante.

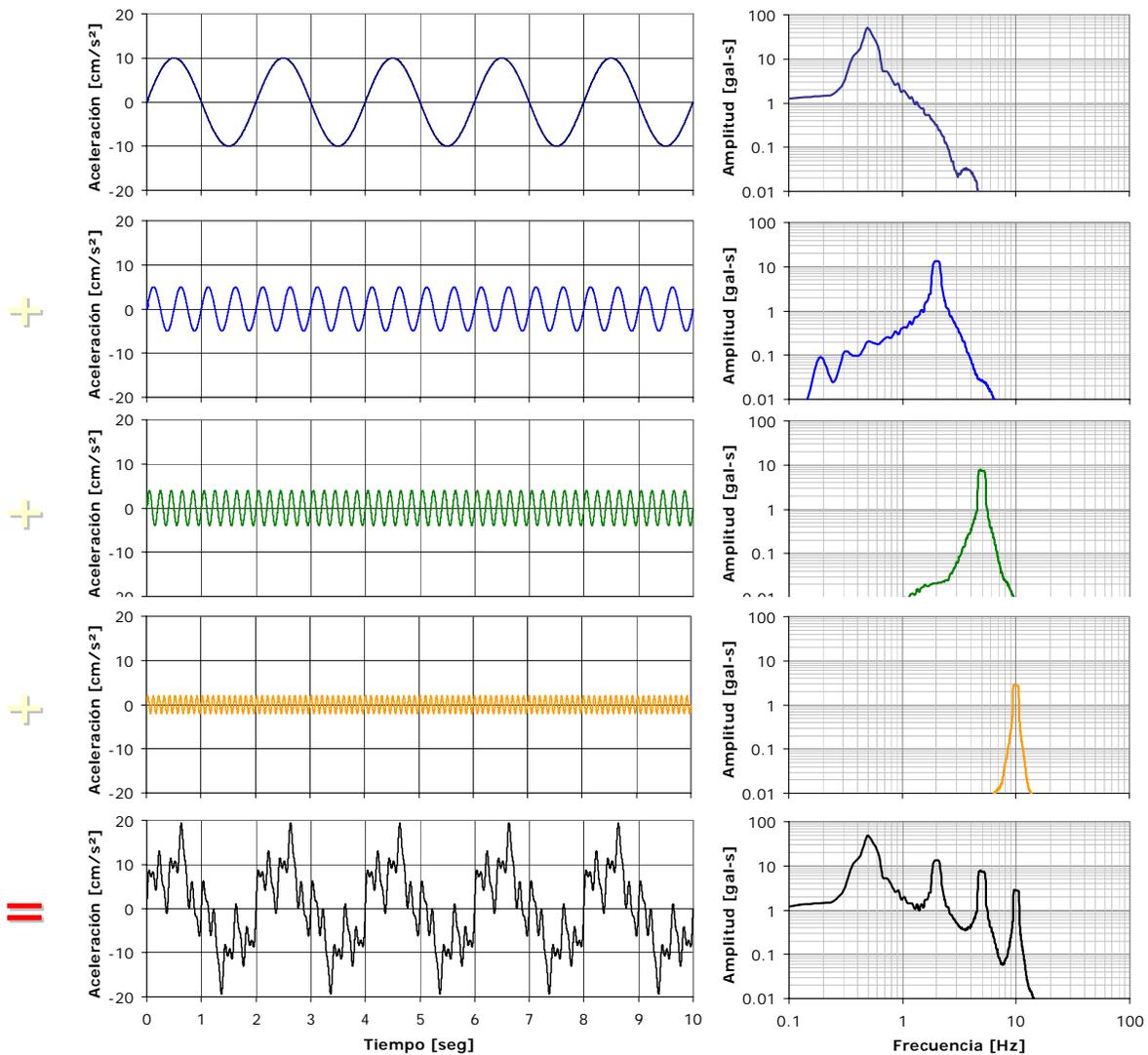


Figura 3 Representación mediante una suma de señales sinusoidales y su representación en el dominio de la frecuencia

Caracterización de los Espectros de Amplitudes de Fourier (EAF).

En los últimos 70 años sismólogos de todo el mundo han desarrollado relaciones con las cuales se puede predecir el Espectro de Amplitudes de Fourier dados una Magnitud y una Distancia. A continuación se explican los detalles de la teoría que permite representar las leyes de atenuación de EAF. Para ello será necesario definir la forma matemática como se definen los desplazamientos de las fuentes cuando ocurre un sismo y el contenido de frecuencia que genera dicho movimiento a partir de mecanismos de dislocación sismológicamente aceptados.

La sacudida de un sismo en un lugar cualquiera puede ocurrir debido a temblores próximos o lejanos. En el primer caso el movimiento es rico en altas frecuencias, mientras que en el segundo caso la mayor parte de la energía del espectro se sitúa en las zonas de periodos largos. La influencia sobre una estructura con un periodo propio característico será, por tanto, muy diferente según sea su distancia al foco sísmico. Por lo cual se impone la necesidad de

definir claramente cuándo un sismo puede considerarse próximo y cuándo no. Con esta finalidad, en sismología se han acuñado los conceptos de campo cercano y campo lejano.

Para grandes longitudes de onda y distancias, similares a las dimensiones de la fuente, los temblores pueden modelarse como fuentes puntuales; el uso de fuentes puntuales ha permitido un considerable avance en la descripción de fuentes más complejas, en particular las de origen tectónico. Desde el punto de vista sismológico un emplazamiento puede considerarse situado en campo lejano cuando su distancia al origen es suficiente como para atenuar las ondas de cuerpo. Desde este punto de vista las ondas, caracterizadas por el predominio de las bajas frecuencias, pueden ser aproximadas con un frente plano y analizadas usando la teoría de rayos. Algunos fenómenos físicos que afectan la propagación de ondas, como la dispersión, la atenuación, y la difracción, cobran gran importancia en este caso y son motivo de investigación por parte de la sismología moderna.

Dado que el tamaño del terremoto es clave para acotar el campo lejano, a veces la otra zona, - el campo cercano -, ha sido definido en ingeniería como la región en torno a la fuente sísmica situada a una distancia más pequeña que la longitud de la fractura, parámetro que como se explicará más adelante se relaciona directamente con la magnitud del sismo. Para este caso el foco dejará de ser puntual y comenzará a tener dimensiones finitas. En cualquier caso, en el campo cercano las ondas sísmicas poseen siempre alta frecuencia y por tanto pequeña longitud de onda.

Los problemas sísmicos fueron abordados inicialmente en el campo lejano, principalmente debido a que los equipos de registro desarrollados fueron sismógrafos, fácilmente saturables a distancias cercanas del foco. Posteriormente se desarrollaron equipos capaces de registrar altas frecuencias, lo cual permitió obtener registros sísmicos que han favorecido el estudio del proceso de fractura en el foco. Se han propuesto muchas teorías y modelos que se han comparado con las observaciones, la mayoría de ellos basados en la teoría de dislocaciones o en teorías generalizadas de fuentes puntuales, en las cuales la propagación de la fuente simula el fenómeno de ruptura.

La comprensión del problema sísmico dio un paso fundamental cuando en 1910 Shida observó que la polaridad del primer impulso de la onda P registrada en una estación sísmica dependía del azimut de la estación respecto al epicentro. En otras palabras, la primera llegada era hacia arriba, indicando compresión del suelo sobre el sismómetro, o hacia abajo indicando dilatación, los detalles se pueden consultar en Sarria (1995).

Esto hizo ver que el mecanismo que origina un terremoto no puede ser de tipo explosivo ya que a este siempre lo corresponderían polaridades compresivas. Observaciones más completas permitieron comprobar que la distribución de polaridades dividía el área alrededor del epicentro en cuatro regiones de similar extensión, de manera que los cuadrantes con predominio de compresiones estaban limitados por los de dilataciones. La distribución de ondas que modela una fuente es comúnmente llamada patrón de radiación y es motivo permanente de investigación por parte de sismólogos.

Patrón de Radiación

La solución para el campo de desplazamientos en un medio elástico, infinito, homogéneo e isotrópico debido a una carga puntual, fue planteada hace más de un siglo y medio por Stokes (1849); sin embargo, sólo hasta principios del siglo XX Nakano la aplicó para representar eventos sísmicos; fue él, quien considerando una carga puntual con una variación $f(t)$, dedujo el campo de desplazamiento en coordenadas cartesianas de la siguiente forma:

$$u = \frac{1}{4\pi\rho} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x^2} (\phi - \psi) + \nabla^2 \psi \right\} \quad (3)$$

$$v = \frac{1}{4\pi\rho} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial y^2} (\phi - \psi) \right\} \quad (4)$$

$$w = \frac{1}{4\pi\rho} \left\{ \frac{\partial^2}{\partial x \partial z} (\phi - \psi) \right\} \quad (5)$$

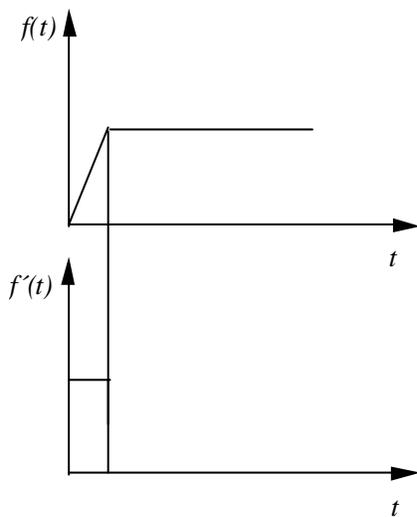
donde u , v y w son los desplazamientos en las direcciones x , y y z respectivamente; las funciones potenciales ϕ y ψ están definidas como:

$$\phi = \frac{1}{r} F \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) \quad (6)$$

$$\psi = \frac{1}{r} F \left(t - \frac{r}{\beta} \right) \quad (7)$$

siendo α y β , las velocidades de onda dilatacional (onda P) y cortante (onda S) respectivamente, r la distancia al epicentro y $F(t)$ esta relacionada con $f(t)$ mediante:

$$f(t) = \frac{\partial^2 F(t)}{dt^2} \quad (8)$$



El movimiento puede descomponerse en desplazamientos radiales y transversales, y haciendo los respectivos cambios de coordenadas; a partir de la solución de las ecuaciones 3-5 pueden obtenerse las correspondientes a combinaciones de fuerzas puntuales que dan origen a diferentes mecanismos focales.

Una explosión, por ejemplo, puede ser representada por seis fuerzas que se generan de un punto hacia fuera en cada uno de los ejes coordenados; un sólo par de fuerzas sobre un plano genera equilibrio en desplazamientos pero tiene un momento resultante; asimismo la aplicación de cuatro fuerzas, es decir un doble par sobre cuadrantes (figura 5) opuestos, genera en un sistema con fuerzas y momentos nulos; este es conocido como fuente puntual de doble par.

Figura 4 Variación de uno de los pares en el origen

Debido a esta característica de resultante nula, la fuente de doble par es empleada con frecuencia para representar temblores, pues en ellos las fuerzas están en equilibrio antes y después del sismo. De las ecuaciones 3-5 puede obtenerse que la solución para el doble par esta dada por:

$$u = -\frac{1}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial x^2 \partial y} (\phi - \psi) + \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \psi \right\} \quad (9)$$

$$v = -\frac{1}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial y^2 \partial x} (\phi - \psi) + \frac{\partial}{\partial y} \nabla^2 \psi \right\} \quad (10)$$

$$w = -\frac{1}{4\pi\rho} \left\{ 2 \frac{\partial^3}{\partial y \partial x \partial z} (\phi - \psi) \right\} \quad (11)$$

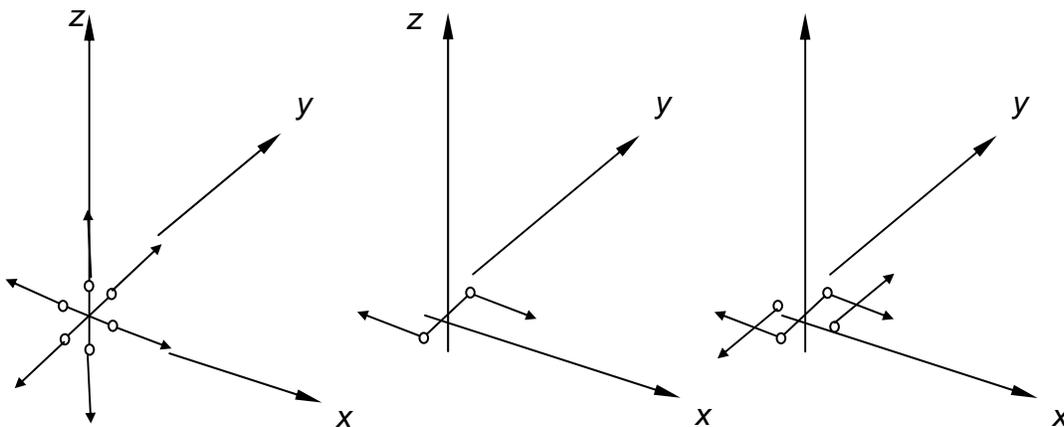


Figura 5 Izquierda: Combinaciones de cargas puntuales para un centro de dilatación; centro: mismas consideraciones para un par simple; derecha: mismas consideraciones para un par doble

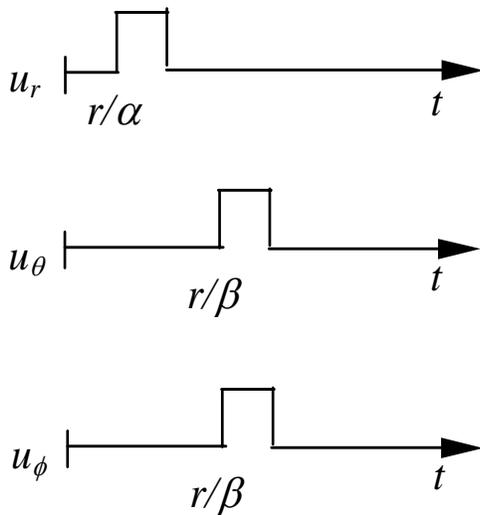
en donde las relaciones 9-11 siguen siendo validas, pero $f(t)$ representa los pares. Para el campo lejano los campos de desplazamientos en coordenadas esféricas pueden escribirse como:

$$u_r = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3 r} H_1(t, r, \alpha, \beta) \text{Sen}^2\theta \text{Sen}(2\phi) \quad (12)$$

$$u_\theta = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3 r} H_2(t, r, \alpha, \beta) \text{Sen}\theta \text{Cos}\theta \text{Sen}(2\phi) \quad (13)$$

$$u_\phi = \frac{1}{4\pi\rho} \frac{1}{\beta^3 r} H_3(t, r, \alpha, \beta) \text{Sen}\theta \text{Cos}(2\phi) \quad (14)$$

donde u_r , u_θ y u_ϕ son los desplazamientos en coordenadas esféricas y H_1 , H_2 y H_3 , son funciones que se pueden obtener de forma similar a ϕ y ψ . Los desplazamientos de esta forma generan las amplitudes que terminan denominándose sismogramas en diferentes direcciones, tal y como se muestran en la figura 6 para el caso de $f(t)$ mostrado en la figura 4.



Los patrones de radiación definen la forma en que se distribuyen angularmente las ondas generadas de la fuente. Por ejemplo, considerando el campo lejano y las ecuaciones de desplazamiento 11-13, si $\theta=90^\circ$ los desplazamientos radiales u_r , provocados en este caso por las ondas P , estarían modulados por la función $\text{sen}2\phi$ y los desplazamientos u_ϕ , generados por las ondas S , lo serian por la función $\text{cos}2\phi$. De esta forma los patrones de radiación de ondas S y P se encuentran desfasados como se pueden ver en la figura 7.

Figura 6 Sismogramas típicos en el campo lejano debido al modelo de par doble.

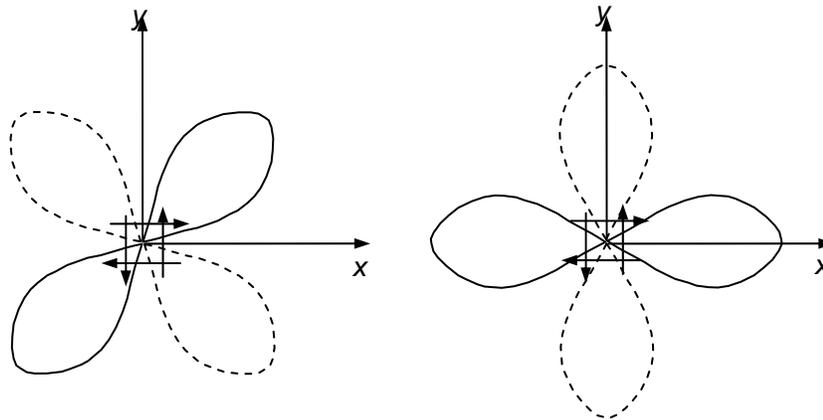


Figura 7 Izquierda: Patrón radiación de ondas P para modelo de doble par modulado por las ecuaciones 11-13; Derecha: Patrón de radiación de ondas S para modelo de doble par.

Caída de esfuerzos y Momento Sísmico

Knopoff (1958) mostró la relación entre los desplazamientos permanentes del terreno y algunos parámetros característicos de una fuente en un semiespacio infinito en el cual estableció un campo de desplazamiento $u_2=u_3=0$ y $u_1 \neq 0$ de manera que en coordenadas cartesianas el único esfuerzo presente es $\sigma_{21}=S$, y que el ancho de la falla se denomina D en el plano x_1-x_3 , como se indica en la Figura 8. De esta manera para que el corte este libre de esfuerzos se deberá encontrar un campo de desplazamiento con $\sigma_{21}=-S$ y la ecuación de equilibrio quedará descrita en términos de:

$$\frac{\partial^2 u_1}{\partial x_2^2} + \frac{\partial^2 u_1}{\partial x_3^2} = 0 \quad (15)$$

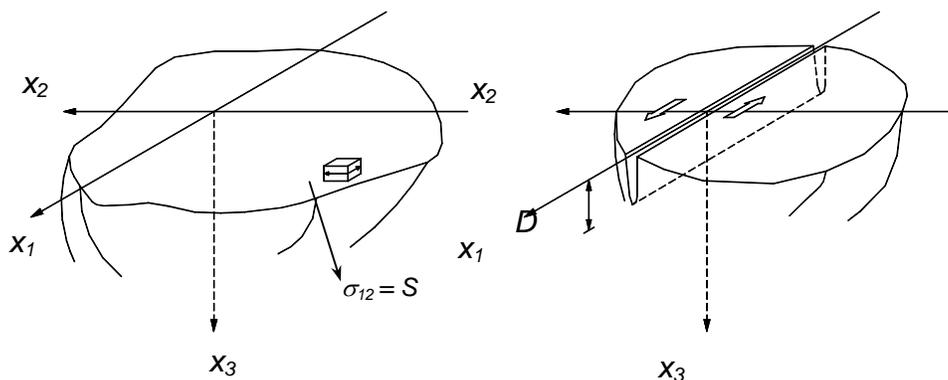


Figura 8 Izquierda: Semiespacio con $\sigma_{12} = S$; Derecha: Corte profundidad D

la solución del desplazamiento según Knopoff será:

$$u_1 = \frac{SD}{\mu} \left(1 - \left(\frac{x_3}{D} \right) \right) \rightarrow x_3 \leq D \tag{16}$$

$$\sigma_{21} = \begin{cases} -S \rightarrow \rightarrow \rightarrow \rightarrow \rightarrow x_3 \leq D \\ S \left[\frac{x_3}{\sqrt{x_3^2 - D^2}} - 1 \right] \rightarrow x_3 \geq D \end{cases}$$

introduciendo el concepto del desplazamiento relativo máximo de la superficie igual a:

$$U_m = 2 \frac{SD}{\mu} \tag{17}$$

es posible estimar el esfuerzo asociado a ese desplazamiento, es decir si $\Delta\sigma = S$; entonces la ecuación anterior se transforma en :

$$\Delta\sigma = \frac{1}{2} \frac{U_m \mu}{D} \tag{18}$$

donde $\Delta\sigma$ es un esfuerzo cortante al que se le suele llamar caída de esfuerzos y es la diferencia en los esfuerzos antes y después del movimiento. Para el caso de una falla con ancho D con desplazamiento relativo máximo U_m en la dirección en que se mide D se han encontrado soluciones del tipo:

$$\Delta\sigma = \frac{2(\lambda + \mu)}{\lambda + 2\mu} \frac{U_m \mu}{D} \tag{19}$$

ahora, si $\lambda = \mu$ el factor de esta ecuación es 4/3; además si la falla es circular con radio r_0 equivalente se tiene que:

$$\Delta\sigma = \frac{7\pi}{24} \frac{U_m \mu}{r_0} \tag{20}$$

La teoría de elasticidad estática permite la obtención de soluciones para el campo de desplazamientos dado lo que sucede en una región donde ocurre una dislocación. La teoría de dislocaciones nació con los trabajos de Volterra, pero Steketee (1958) la aplicó a la sismología con buenos resultados que permitieron estimar de manera confiable el valor del momento estadístico del doble par asociado a una dislocación en superficie plana. Usando la equivalencia con las fuerzas de cuerpo que ocasionan un movimiento relativo medio, U se obtiene que el momento mencionado se obtiene tal y como se mencionó en el primer capítulo como: $M_0 = \mu UA$ donde A es el área de dislocación. Este resultado estático ha probado ser de gran utilidad al introducirse como variable en los problemas sismológicos y tiene relación con magnitudes asociadas con la energía liberada; dicha definición se debe a Aki (1966). Teniendo en cuenta

que una aproximación válida resulta que: $U_m=3/2U$, entonces la caída de esfuerzos se puede determinarse a partir del Momento sísmico y para una falla circular idealizada como:

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} \frac{M_0}{r_0^3} \quad (21)$$

siguiendo lo anterior la energía total involucrada en la ruptura esta dada mediante:

$$E = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2)UA \quad (22)$$

donde σ_1 y σ_2 son los esfuerzos antes y después de la ruptura, de tal suerte que $\Delta\sigma=\sigma_1-\sigma_2$. Ahora bien, parte de la energía, E_s , es radiada como ondas sísmicas y el resto, E_f , se pierde en forma de calor; por lo que la energía total es: $E=E_f+E_s$. Si E_f se define en términos del esfuerzo de fricción promedio de la falla, σ_f , mediante $E_f=\sigma_f UA$ entonces se obtendrá que la energía radiada estaría dada por:

$$E_s = \frac{1}{2}(\sigma_1 + \sigma_2 - 2\sigma_f)UA \quad (23)$$

esta expresión se puede describir introduciendo el concepto de eficiencia sísmica, Ψ de tal manera que:

$$E_s = \psi E \quad (24)$$

entonces usando ecuaciones que relacionan momento sísmico y energía se puede deducir que:

$$E_s = \frac{\psi(\sigma)M_0}{\mu} \quad (25)$$

donde $\Psi(\sigma)=\psi/2(\sigma_1+\sigma_2)$, es igual al esfuerzo promedio aparente. Normalmente la energía sísmica se puede obtener del análisis espectral de sismogramas o de las relaciones energía-magnitud, de esta forma se puede calcular el esfuerzo promedio aparente; la determinación de la eficiencia es un poco más complicada ya que puede requerir determinar los esfuerzos instrumentalmente.

Savage y Wood, (1971) definieron la energía radiada como:

$$E_s = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} + (\sigma_2 - \sigma_f) \right] M_0 / \mu \quad \text{donde } \sigma_a = \left[\frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} + (\sigma_2 - \sigma_f) \right] \quad (26)$$

por lo que $E_s = \sigma_a M_0 / \mu$ y σ_a es el denominado esfuerzo aparente; después de los avances en la definición del mecanismo generador de sismos, varios investigadores propusieron hipótesis sobre la magnitud de esfuerzos iniciales y finales con respecto a la caída de esfuerzos.

Orowan (1960) propuso que $\sigma_2 = \sigma_f$ y a partir de esta premisa obtuvo que $\Psi_f(\sigma) = 1/2 \Delta\sigma$, donde Ψ_f es la eficiencia sísmica. por lo que la ecuación 26 que relaciona energía y momento se transforma en:

$$E_s = \frac{1}{2} \frac{\Delta\sigma M_0}{\mu} \quad (27)$$

el esfuerzo aparente en el modelo de Orowan es: $\sigma_a = \frac{\Delta\sigma}{2} = \frac{\mu E_s}{M_0}$ (28)

Kanamori (1977) acogiendo el modelo de Orowan con relaciones de $\Delta\sigma/\mu \approx 10^{-4}$ encontró relaciones de la energía con el momento sísmico de la forma:

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \approx 5 * 10^{-5} \quad (29)$$

Posteriormente Savage y Wood, (1971) propusieron que $\sigma_2 < \sigma_f$, modelo que se denominó “overshoot” y en este caso se obtuvo que:

$$\frac{\mu E_s}{M_0} < \frac{\Delta\sigma}{2} \text{ por lo que } \sigma_a < \frac{\Delta\sigma}{2} \quad (30)$$

y Brune (1970) propuso que el esfuerzo final σ_2 fuera mayor el esfuerzo de fricción, σ_f ($\sigma_2 > \sigma_f$), en lo que se constituyó el modelo de caída de esfuerzo parcial, para lo que se obtiene una relación entre momento y energía de la forma:

$$\frac{\mu E_s}{M_0} > \frac{\Delta\sigma}{2} \quad (31)$$

de esta forma el momento sísmico es, entonces, una medida de la energía sísmica liberada y un parámetro útil para la estimación de la magnitud del temblor. Así lo entendió Kanamori (1977) quien desarrolló la escala de Magnitud de momento basada en el momento sísmico. La escala extendió la aplicación de la escala de Richter de manera que se podían medir sismos de grandes magnitudes con mayor precisión. Ya que Richter determinó una expresión que relacionaba magnitud de ondas de superficie y energía radiada como: $\log E_s = 1.5 M_s + 11.8$; Kanamori hizo $M_s = M_w$ y supuso de forma aproximada usando el modelo de Orowan que $\frac{\Delta\sigma}{\mu} \approx 10^{-4}$ para llegar a que: $M_w = 2/3 \log M_0 - 10.73$

La ruptura se inicia en una zona relativamente pequeña que se considera puntual, una vez se sobrepasa la resistencia de los materiales de la corteza empieza un proceso dinámico de relajaciones y concentraciones súbitas de esfuerzos en diferentes regiones que hace que la ruptura se propague. A pesar de que se tenía la idea que ya que eran los esfuerzos cortantes los que generaban la ruptura y que la velocidad de propagación de la ruptura era similar a la velocidad de onda cortante, se ha descubierto por evidencia instrumental que esta parece ser el valor máximo para este fenómeno.

Espectro de amplitudes de desplazamiento y aceleración en campo cercano

Los espectros de amplitudes de Fourier de desplazamiento de sismos reales cerca al origen muestran una tendencia de decrecimiento con la frecuencia, por lo que algunos autores sugirieron la idea de que el decrecimiento fuera proporcional a ω^{-1} ; de esta manera con dicho modelo y teniendo la historia de los desplazamientos en el borde de la falla de la forma:

$$U(t) = \frac{\sigma_a}{\mu} \beta \tau (1 - e^{-t/\tau}) \quad (32)$$

donde τ es el tiempo de la ruptura $\tau=L/v$ L es la longitud de ruptura. La transformada de Fourier de la ecuación anterior permitirá observar que:

$$U(\omega) = \frac{\sigma_a \beta}{\mu} \frac{1}{\omega \sqrt{\omega^2 + \frac{1}{\tau^2}}} \quad (33)$$

lo cual muestra la forma de decrecimiento espectral propuesta por las tendencias de los sismos reales. Al usar la definición estática de M_0 se tiene en cuenta que este puede determinarse con buena aproximación de espectros de amplitudes de Fourier de campo lejano en bajas frecuencias; esta condición se cumple si las longitudes de onda y la distancia a la fuente es grande. De esta forma los espectros de amplitudes de Fourier de las ondas P cuando a cada uno de los pares se les asigna una variación en el tiempo dada por una función de Heaviside multiplicada por M_0 están dados en el campo lejano por:

$$U_p(\omega) = \frac{1}{4\pi R} \frac{M_0}{\rho \alpha^3} R_{\theta\phi P} \quad (34)$$

y el espectro de ondas S por:

$$U_s(\omega) = \frac{1}{4\pi R} \frac{M_0}{\rho \beta^3} R_{\theta\phi S} \quad (35)$$

donde $R_{\theta\phi P}$ es el valor cuadrático medio del patrón de radiación de ondas P y $R_{\theta\phi S}$ el de las ondas S . En 1923, Nakano mediante la teoría de elasticidad, suponiendo una tierra elástica, infinita e isotrópica dedujo los patrones de radiación para los modelos de par sencillo y par doble, esto llevo a la derivación de las primeras ecuaciones de desplazamiento para el modelo de par doble, que finalmente fue aceptado como correcto modelador del fenómeno. Se ha discutido mucho de la bondad de doble par para modelar temblores, debido a que el patrón de radiación en el campo lejano para las ondas P es el mismo que el del par simple; en el caso de ondas S no sucede así, sin embargo, el modelo de doble par fue ganando adeptos y en la década de los 60 era ya el modelo aceptado. De esta forma mediante el estudio de la polaridad de los primeros movimientos, se han podido establecer las características del patrón de radiación para el doble par que aproxima el inicio de un temblor y contar con información del mecanismo en la fuente. Lo anterior fue corroborado mediante estudios de mecanismos basados en las componentes de las ondas S , el ángulo de polarización o en ondas

superficiales, que permitieron establecer que el modelo de doble par de fuerzas es el que mejor describe el mecanismo focal de un terremoto.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, Haskell (1966) definió una función de dislocación de la forma $D(\zeta, t)$, la cual es el desplazamiento de la discontinuidad a lo largo del plano de falla en el punto ζ y en el tiempo t . El plano de falla se extiende a lo largo del eje ζ (Figura 9 izquierda) y la función de dislocación es considerada como la dislocación promedio sobre el ancho w de la falla; se supone que la falla se acaba cuando $\zeta=L$, donde L es la longitud de la falla tal y como se muestra en la figura 10 derecha. De manera general la dislocación que sufre una falla se genera en un segmento de la misma y no en toda su extensión; mecánicamente es imposible que se genere un sismo de gran magnitud en un punto o segmento de falla corto, entonces, cuanto mayor sea la distancia de fallamiento, mayor será la magnitud y existen correlaciones con datos mundiales que han permitido relacionar la magnitud y la longitud de la falla de la forma: Bolt (1978):

$$M_s = 6.03 + 0.76 \log L \quad (36)$$

Sin embargo, la ruptura que se observa en la superficie no necesariamente representa la extensión del plano fallado, debido a que muchas rupturas solo se extienden parcialmente hasta la superficie y la mayoría no se pueden observar del todo, pues ocurren a grandes profundidades o bajo el fondo oceánico, entonces, es necesario tener en cuenta este tipo de consideraciones; además, los tipos de fallas establecen diferentes formas de comportamiento en la longitudes de la ruptura por lo que son necesarias relaciones para cada tipo de fuente.

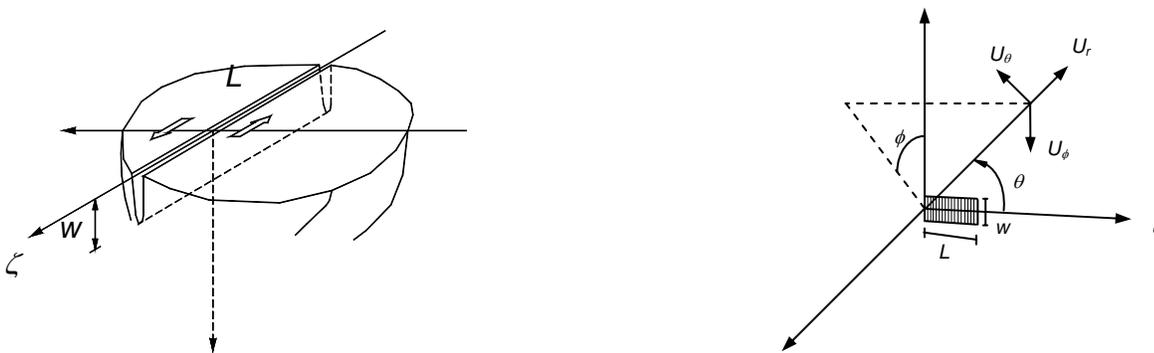


Figura 9 Izquierda: Diagrama de falla rectangular de Haskell; Derecha: Sistemas de referencia locales para una falla rectangular.

Para describir la fenomenología de la radiación de alta frecuencia provocada por temblores, a partir de estudio sismológicos, Aki (1967) estudio el modelo de dislocación de Haskell (1964), en el que una ruptura bajo esfuerzo cortante se propaga a través de una falla rectangular, la cual está dentro de un espacio elástico, isótropo e infinito. Aki dedujo que los desplazamientos en campo lejano debido a las ondas P y S , son, en sistema de coordenadas polares tal como el mostrado en la figura 9 derecha.

$$U_R = \frac{1}{4\pi\beta^3 R} \left(\frac{\beta}{\alpha}\right)^3 \text{Sen}(2\theta)\text{Sen}(\phi)w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{R-\zeta\text{Cos}(\theta)}{\alpha}\right) d\zeta \quad (37)$$

$$U_{\theta} = \frac{1}{4\pi\beta^3 R} \text{Cos}(2\theta)\text{Cos}(\phi)w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{R-\zeta\text{Cos}(\theta)}{\beta}\right) d\zeta \quad (38)$$

$$U_{\phi} = \frac{1}{4\pi\beta^3 R} \text{Cos}(2\theta)\text{Sen}(\phi)w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{R-\zeta\text{Cos}(\theta)}{\beta}\right) d\zeta \quad (39)$$

donde U_R , U_{θ} y U_{ϕ} son los desplazamientos en dirección radial, angular y longitudinal respectivamente, w es el ancho de la falla, L la longitud. $\dot{D}(x, t)$ es la función de velocidad de dislocación. Tomando el punto inicial de la falla como el origen de las coordenadas cartesianas el sistema de coordenadas es tal que $x=R\text{cos}(\theta)$, $y=R\text{sen}(\theta)$ y $z=R\text{sen}(\theta)\text{Cos}(\phi)$. Las anteriores expresiones tienen la forma común:

$$U = P(r, \theta, \phi, \alpha, \beta)w \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{r - \text{cos} \theta}{(\alpha, \beta)}\right) d\zeta \quad (40)$$

Aplicando la transformada de Fourier para llevar la anterior expresión al dominio de la frecuencia obtenemos que:

$$U(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} u(t)e^{-i\omega t} dt \quad (41)$$

$$U(\omega) = \omega \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} dt * \int_0^L \dot{D}\left(\zeta, t - \frac{r - \zeta \text{cos} \theta}{(\alpha, \beta)}\right) d\zeta$$

siguiendo el planteamiento inicial de Haskell (1966) fue necesario estimar la función de dislocación en cualquier momento $t+\tau_i$ y en cualquier punto $\zeta+x_i$; para ello se necesitó introducir una función de autocorrelación $\rho(x_i, t_i)$ de $D(\zeta, t)$ de la forma:

$$\rho(x_i, t_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{D}(\zeta, t)\dot{D}(\zeta + x_i, t + \tau_i) d\zeta dt \quad (42)$$

de esta forma es posible según Haskell (1966) establecer que la función temporal (es decir la función de autocorrelación del tiempo) decrece exponencialmente con el $\log(\tau_i)$ y tiene la forma:

$$\rho(t_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} D(\zeta, t)D(\zeta + x_i, t + \tau_i) dt = \rho_0 e^{-k_T |\tau_i|} \quad (43)$$

y la función espacial (es decir la función de autocorrelación del espacio) de autocorrelación de velocidad de dislocación se describe a partir de

$$\rho(x_i) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} D(\zeta, t)D(\zeta + x_i, t + \tau_i) dx = \rho_0 e^{-k_L |x_i| - k_T |\tau_i - x_i/v|} \quad (44)$$

donde v es la velocidad de dislocación y $v=k_T/k_L$. Usando las funciones espaciales y temporales de autocorrelación descritas, Aki(1967) dedujo que el espectro de amplitudes de Fourier del desplazamiento provocado por las ondas S puede expresarse de la siguiente forma:

$$U(\omega) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3 R} \frac{wD_0L}{\sqrt{1 + \left(\frac{\cos(\theta) - 1}{\beta} \frac{1}{v}\right)^2} \left(\frac{\omega}{k_L}\right)^2 \sqrt{1 + \left(\frac{\omega}{k_T}\right)^2}} \quad (45)$$

donde D_0 es el desplazamiento promedio de la falla; Aki estudió el caso particular cuando $\theta=0$ y además considerando la definición de momento sísmico como: $M_0 = \mu wLD_0$ pudo definir el espectro de amplitudes de desplazamiento como sigue a continuación:

$$U(f) = \frac{R_{\theta\phi}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{R} \quad (46)$$

donde $R_{\theta\phi}$ es el patrón de radiación, ρ es la densidad de masa del material, y f_c es la llamada frecuencia de esquina. El término $1/R$ modela la atenuación geométrica de las ondas de cuerpo en el campo lejano; después se verá cómo este varía a medida que se aleja de la fuente para reflejar mejor la atenuación de las ondas a grandes distancias. Este espectro contiene una parte plana en la zona de bajas frecuencias, cuya amplitud es proporcional a M_0 .

Para altas frecuencias, el espectro decae como función de f^2 , por lo que es llamado modelo "omega cuadrada" (ω^2) y las dos zonas del espectro se cortan aproximadamente en la frecuencia de esquina, como se puede ver en la Figura 10. Esta frecuencia se relaciona con la dimensión del radio de la fuente de la siguiente forma (Brune, 1970):

$$r_0 = 2.34 \frac{\beta}{\omega_c} \quad (47)$$

donde r_0 es el radio equivalente de una falla circular en km., para la caída de esfuerzos y el momento sísmico que se tiene en consideración y $\omega_c = 2\pi f_c$. El espectro de la ecuación 46, al ser multiplicado por ω^2 dará como resultado el espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones:

$$A(f) = CR_{\theta\phi} S(f) \frac{1}{R} \quad (48)$$

donde C es un término constante que depende de las propiedades del material, dado por:

$$C = \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} \quad (49)$$

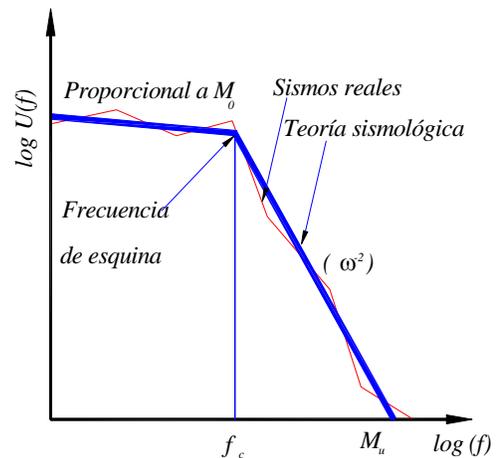


Figura. 10 Espectro de amplitudes de Fourier de desplazamiento típico en un lugar cercano la falla.

el término $S(f)$ es llamado espectro de fuente de Brune (1970), quien suponiendo que la dislocación en el borde de la falla es de la forma $1-e^{-t/\tau}$ llego a un resultado similar; actualmente esta relación es llamada modelo de Brune, el parámetro τ (o $k_T^{-1} = 2\pi f_c$ en el modelo de Aki) debe ser de orden r_0/β donde r_0 es una dimensión característica definida anteriormente de la zona de ruptura; Una forma típica del espectro de amplitudes de aceleraciones se muestra en la Figura 13 y el término $S(f)$ puede ser evaluado por la siguiente relación;:

$$S(f) = \frac{M_0 \cdot f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (50)$$

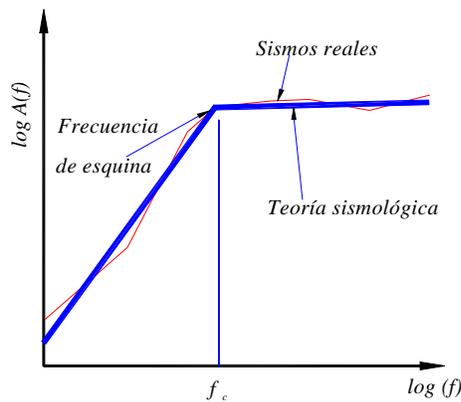


Figura 11 Espectro de amplitudes de Fourier de aceleraciones típico en un lugar cercano a la falla.

Brune (1970), con base en un modelo de falla circular encontró relaciones entre la frecuencia de esquina, el momento sísmico y la dimensión de la falla, de tal forma que la frecuencia de esquina para el modelo es:

$$f_c = 4.9 \cdot 10^6 \beta^3 \sqrt{\frac{\Delta\sigma}{M_0}} \quad (51)$$

En la expresión $50 \Delta\sigma$ es la caída de esfuerzos medida en bares, β está dada en km/seg y M_0 en dinas-cm.

Este modelo permitió derivar nuevamente la energía en función del momento sísmico como: (Singh y Ordaz, 1994)

$$E_s \approx 0.46 \frac{\Delta\sigma}{2\mu} M_0 \quad (52)$$

y al esfuerzo aparente así:

$$\sigma_a = \frac{\mu E_s}{M_0} \approx 0.23 \Delta\sigma \quad (53)$$

Espectro de amplitudes en campo lejano

El término $A(f)$ de la ecuación 47 representa el espectro de aceleraciones en un medio ideal; las condiciones bajo las cuales se va modificando este espectro a medida que el movimiento avanza se describen a continuación:

Atenuación Regional. Es llamada también absorción anelástica y puede ser utilizada como un indicador de las posiciones de la litósfera (zona de relativa baja absorción y por tanto elevado valor de Q) y de la astenósfera (alta absorción y Q pequeña) en una determinada región. Para una zona de subducción el valor de Q para las ondas P , Q_p toma valores próximos a 1000 para la litósfera, entre 200 y 500 para la astenósfera y de 1000 a 3000 para la corteza oceánica que se introduce bajo la placa continental. Este parámetro toma en cuenta la energía disipada por procesos viscosos, comportamiento no lineal de la roca o disipación por calor. Esta atenuación

depende de las propiedades de la roca, la frecuencia y de la distancia recorrida; está muy ligada a las características tectónicas locales.

Es necesario calibrar este parámetro para nuestro modelo de atenuación en el ambiente colombiano; bajos valores de Q están asociados a regiones sísmicamente activas, mientras que altos valores representan zonas estables. Se ha visto que una forma apropiada de representar este tipo de atenuación es mediante la multiplicación de $A(f)$ por un filtro con término exponencial decreciente con la forma $e^{-\pi f^* R / \beta Q}$ donde $Q = Q_0 * f^\varepsilon$, aquí Q_0 y ε son constantes para una zona de la corteza en análisis; estos últimos parámetros son los que será necesario tabular en función del mejor nivel de correlación que se obtenga de una base de datos de sismos de la región.

Decaimiento de la alta frecuencia. Como se aprecia en la ecuación 47, el espectro de Brune predice amplitud constante para $f \gg f_c$. Esto no puede ser así, en primer lugar por consideraciones energéticas, y además porque, como se observa en los espectros reales, a medida que se avanza en distancia, las altas frecuencias se van filtrando y las amplitudes de aceleración van decayendo de una forma más rápida que lo predicho por la atenuación regional. Dicho decaimiento se ha atribuido tanto a efectos de fuente como a efectos de las capas superficiales.

Boore (1983) utiliza la frecuencia de corte introducida por Hanks (1982), f_{max} , para modelar el abrupto decaimiento de la energía de alta frecuencia mediante un filtro Butterworth pasabajas. Singh et al. (1982) encontraron que este decaimiento podía ser representado mediante una expresión exponencial de la forma $e^{-\pi k}$, donde k es un factor que depende del sitio y que será motivo de calibración en nuestro estudio. Además, se ha visto que el parámetro k tiene variación con la distancia de la forma $k = k_1 + R/Q_1$.

Partición de la energía en dos componentes. Como la energía del espectro fuente es total, se supone una partición en dos componentes ortogonales horizontales, por lo que se involucra el factor $\sqrt{1/2}$, suponiendo que las componentes son iguales en ambas direcciones.

Corrección por superficie libre. Se aplica un factor de 2 para predecir las amplificaciones de onda al llegar a la superficie debido al brusco cambio de impedancias.

Patrón de radiación. Se usarán los recomendados en la literatura internacional (Boore 1983; Boatwright, 1984) que oscilan entre 0.55 y 0.63.

Atenuación geométrica. El término $1/R$ implica la predominancia de ondas de cuerpo para distancias cercanas al epicentro; sin embargo a mayores distancias, la predominancia es de ondas superficiales. Este efecto debe tomarse en cuenta transformando el término $1/R$ en $(R * R_x)^{-1/2}$, donde R_x es la distancia epicentral a partir de la cual predominarán las ondas superficiales.

Introduciendo estos efectos se puede describir el viaje de las ondas S a través del medio y así establecer el espectro de amplitudes de aceleración en cualquier sitio particular. En estas condiciones, la ecuación original 46 se transforma en la siguiente:

$$A(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\theta\phi} C M_0 \frac{\text{Brune}}{f^2} e^{\left(\frac{-\pi f R}{\beta Q_0 f^\epsilon}\right)} e^{\left(-\pi\left(\kappa_1 + \frac{R}{Q_1}\right) f\right)} \frac{1}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \frac{1}{R} \quad (54)$$

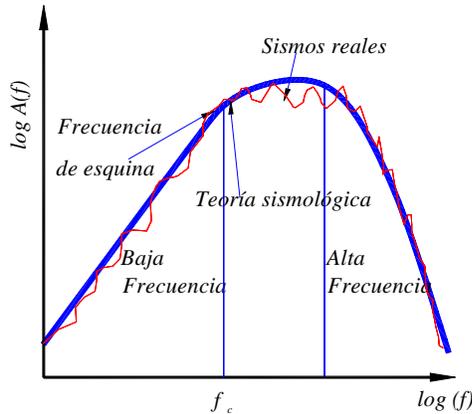


Figura 12 Espectro de amplitudes de aceleración en campo lejano

Este modelo es llamado de “fuente puntual” y representa el EAF en un sitio deseado después del viaje de las ondas afectado por las variables mencionadas, dichas variables son las que reflejan el proceso de atenuación de amplitudes para altas frecuencias. Forma típica de estos espectros puede observarse en la figura 13.

Dicho modelo ha sido aplicado en muchas zonas del mundo, para distancias de hasta 100 km. Después de esa distancia el movimiento deja de estar controlado por las ondas S.

Espectro de amplitudes de fuente finita

Se ha observado que a distancias focales muy pequeñas, comparables con el tamaño de la ruptura, el modelo de fuente puntual falla. Por lo cual para contar con un modelo útil en las cercanías de la fuente, Singh *et al.* (1989) desarrollaron un modelo sismológico que tiene en cuenta el tamaño finito de la zona de ruptura. El modelo contempla una falla circular de radio r_0 que rompe con intensidad uniforme a lo largo del área. El punto de observación P está situado justo arriba del foco que se localiza a una distancia R_0 sobre el hipocentro. El área de ruptura se divide en elementos de tamaño diferencial ds_i ; además se supone que la ruptura de cada elemento ocurre aleatoriamente distribuida sobre el área de ruptura S . Así el EAF puede ser descrito en cercanías del punto P como (Papageorgiu y Aki, 1985, Joyner y Boore, 1986):

$$A(f) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (A_i(f))^2} \quad (55)$$

donde n es el número de elementos en que se divide S . y $A_i(f)$ es el espectro radiado por el elemento i , dado por:

$$A_i(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\theta\phi} C M_0 f_c^2 \frac{e^{\left(\frac{-\pi R_i}{\beta Q_0}\right)}}{R_i} e^{(-\pi \kappa f)} \frac{\partial S_i}{\partial S} \quad (56)$$

Si n se hace suficientemente grande, la sumatoria se puede reemplazar por una integral de modo que la expresión queda:

$$A(f)^2 = 4R_{\Theta\phi}^2 C^2 M_0^2 f_c^4 \frac{e^{\left[\frac{-2\pi\sqrt{\eta_0^2 + R_0^2}}{\beta Q_0} \right]}}{\pi \eta_0^2} \int_0^{\eta_0} \int_0^{2\pi} \frac{1}{r^2 + R_0^2} r \delta r \delta \theta \quad (57)$$

al resolver esta expresión se llega al modelo de fuente finita:

$$A(f)^2 = 4R_{\Theta\phi} C^2 (M_0 f_c^2)^2 \frac{e^{\left(-2\pi \left(\kappa_1 + \frac{R}{Q_1} \right) f \right)}}{(r_0)^2} \left[E1(\alpha R_0) - E1 \left[\eta \sqrt{\eta_0^2 + R_0^2} \right] \right] \quad (58)$$

donde $E1()$ es la integral exponencial (Gautschi y Cahill, 1965) y $\eta = 2\pi/\beta Q_0$, esta integral sólo tiene solución numérica.

El modelo de fuente finita parte de la suposición de que el observador se encuentra a una distancia cercana. Como ya se vio anteriormente, el radio de la falla equivalente crecerá a medida que aumente la magnitud; si esto sucede, y teniendo en cuenta que las ondas sufren todos los fenómenos de atenuación descritos anteriormente, la contribución de ondas que vienen del cada vez más lejano perímetro sufrirá los procesos exponenciales de atenuación, haciendo que la aceleración no crezca de forma indefinida. Este comportamiento es el que provoca la saturación de la aceleración para magnitudes muy grandes y distancias cercanas al epicentro.

En efecto, se ha observado de registros de movimientos fuertes en sitios localizados sobre la zona de ruptura de grandes temblores costeros de México, que para magnitudes grandes ($M > 7$) las aceleraciones máximas del terreno, A_{max} , no crecen como lo predicen los modelos usuales de atenuación (ver, por ejemplo Idriss, 1985). Esto sugiere que existe un fenómeno de saturación de A_{max} al aumentar la magnitud, algo que muchas de las leyes usuales de atenuación no predicen de forma adecuada. En resumen, la definición del EAF es la siguiente:

Si $R < R_x$,

$$A(f)^2 = 4R_{\Theta\phi} C^2 (M_0 f_c^2)^2 \frac{e^{\left(-2\pi \left(\kappa_1 + \frac{R}{Q_1} \right) f \right)}}{(r_0)^2} \left[E1(\alpha R_0) - E1 \left[\eta \sqrt{\eta_0^2 + R_0^2} \right] \right]$$

Si $R > R_x$,

$$A(f) = \frac{2}{\sqrt{2}} R_{\Theta\phi} C M_0 \frac{f^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c} \right)^2} \frac{e^{\left(\frac{-\pi f R}{\beta Q_0 f^\epsilon} \right)} e^{\left(-\pi \left(\kappa_1 + \frac{R}{Q_1} \right) f \right)}}{R}$$

Se ha encontrado que una distancia R_x para la cual existe un buen acoplamiento entre las 2 ecuaciones del EAF en la República de Colombia es de aproximadamente 60 km.

En la Figura 13 se presentan una comparación entre el Espectro de Amplitudes de Fourier para la señal registrada en estación de Bocatoma en Pereira (42 km de distancia hipocentral) en el

sismo de Armenia de 1999 (Magnitud = 6.2) y el espectro de Fourier del modelo empleado en la presente investigación.

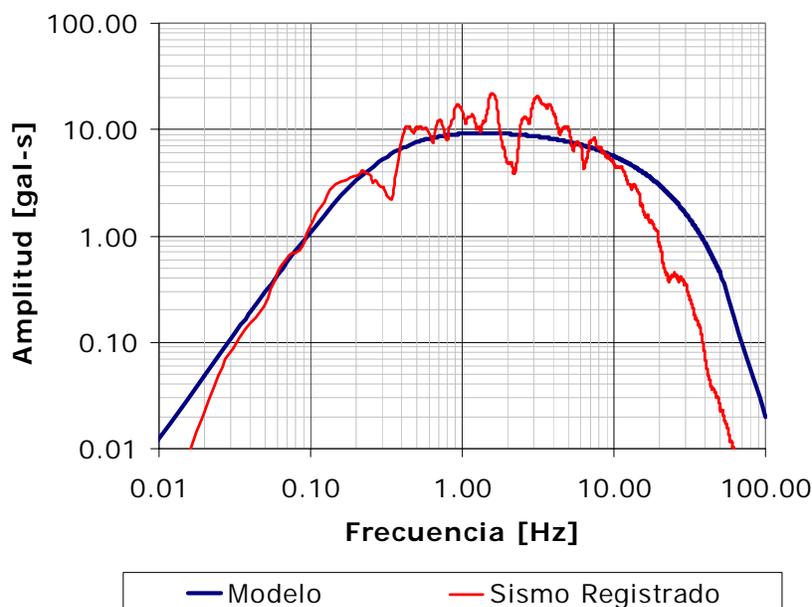


Figura 13 Comparación registro y modelo de cálculo

Leyes de atenuación a partir del EAF

El *EAF* de aceleración en el sitio refleja el contenido de frecuencia del movimiento sísmico en cuestión. Sin embargo, hace falta la información de las fases del acelerograma y no hay forma de conocerla. Así las cosas, existiría una gran cantidad de señales que cumplirían con tener el mismo *EAF* y la misma duración de fase intensa, cada una de ellas con diferentes fases y, por tanto, con un diferente valor de intensidad máxima. Por esta razón, esta variable se vuelve aleatoria. Es necesario recurrir a la teoría de vibraciones aleatorias para determinar esos valores extremos asociados a cada *EAF*.

Procesos Estocásticos y Teoría de vibraciones aleatorias

Los sismos y sus registros, los sismogramas, acelerogramas, velocigramas, etc. son tratados como procesos estocásticos que tienen contribuciones en un amplio rango de frecuencia contenido; sin embargo interesa conocer variables internas de estos registros tales como, por ejemplo, el número de veces que es sobrepasado un cierto valor o el número de cruces por cero o, más importante aún los valores máximos que se pueden presentar. Esto es útil para análisis de fatiga de elementos o para el diseño de las estructuras civiles que le competen a la ingeniería sísmica moderna.

El desarrollo de la teoría para manejar los problemas expuestos anteriormente inicia con los trabajos de S.O. Rice (1954), Cartwright y Longuet-Higgins (1956), A.Powell (1958), S.H Crandall (1963), A.G. Davenport (1964) y muchos otros autores, que para el momento han desarrollado una ciencia al respecto consolidada. El siguiente tratamiento de variables sigue el planteamiento original de los autores mencionados.

Tasas de ocurrencia de un valor umbral

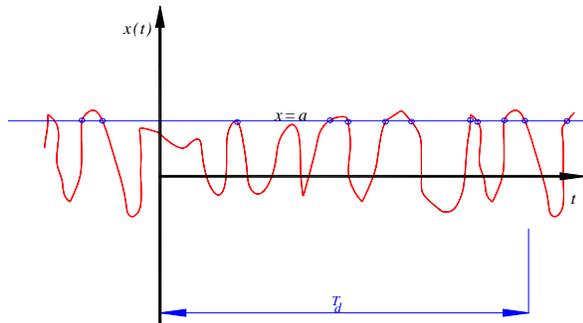


Figura 14 cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico.

Considérese una función $x(t)$ con espectro de amplitudes $x(\omega)$ y densidad espectral $G(\omega)$ que sigue un proceso estacionario tal y como se muestra en la Figura 14. El comportamiento de la función cerca de sus valores extremos puede ser descrito de forma simple como medida útil para estimar el número de cruces que existe de una cantidad umbral denotada por a en una duración de evento descrita por T_d . Ahora si nombramos $N_a^+(T)$ como la variable aleatoria que denota el número de veces que se supera el valor positivo umbral de a en la duración T_d del proceso estocástico; entonces el valor medio de dicha variable puede ser denotado por $n_a^+(T)$;

de esta forma siguiendo teoría de procesos aleatorios llegamos a que:

$$n_a^+(T_d) = E(N_a^+(T_d)) \quad (59)$$

denotando una tasa de ocurrencia por unidad de tiempo de los cruces por el umbral positivo a como v_a^+ entonces la ecuación 59 se reescribe como:

$$n_a^+(T_d) = v_a^+ T_d \quad (60)$$

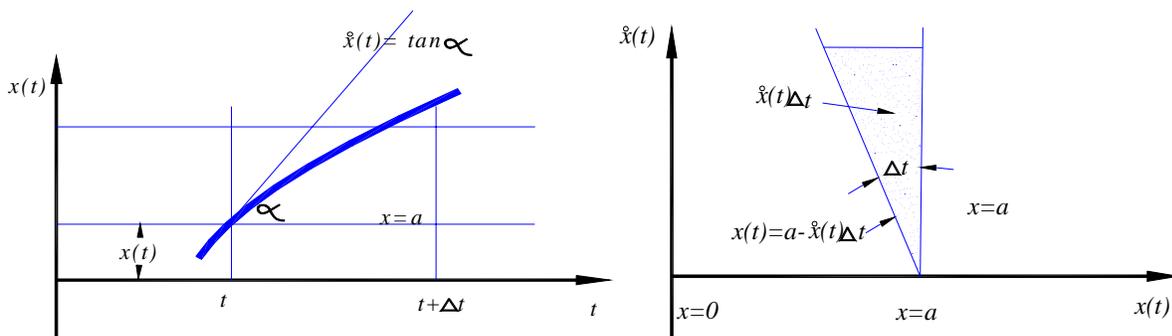


Figura 15 cruces de un nivel de intensidad umbral para un proceso estocástico. Derecha: región favorable para los cruces de $x=a$.

Proponiendo la derivada de $x(t)$ con respecto al tiempo como:

$$\frac{\partial x(t)}{\partial t} = \dot{x}(t) \quad (61)$$

entonces es posible proponer la densidad de probabilidades entre la amplitud $x(t)$ y el cambio de la amplitud con respecto al tiempo $\dot{x}(t)$ como $p_{x\dot{x}} = (x, \dot{x})$ en el intervalo $t+\Delta t$, tal y como se muestra en la figura 15 izquierda. Esta condición hace que usando la región favorable para los cruces de $x=a$ mostrada en la figura 15 derecha sobre la cual la densidad conjunta de probabilidades pueda ser integrada es posible encontrar la probabilidad de cruce de un valor

determinado en el intervalo del tiempo. Todos los puntos que se encuentran dentro de la cuña del espacio $x(t)$ $\dot{x}(t)$ de la figura 15 derecha cumplen con la condición que $x(t) < a$; por consiguiente la probabilidad de que se alcance el valor prescrito umbral en el tiempo t esta dada mediante:

$$P_{v_a^+ \Delta t} = v_a^+ \Delta t = \int_0^{\infty} \int_{a-\dot{x}\Delta t}^a p_{x\dot{x}}(x, \dot{x}) dx d\dot{x} \quad (62)$$

si Δt se vuelve infinitesimal y además teniendo en cuenta de que la probabilidad toma el valor medio esperado de la tasa de cruces, la anterior ecuación puede ser simplificada con las siguientes consideraciones :

$$\int_{a-\dot{x}\Delta t}^a p_{x\dot{x}}(x, \dot{x}) dx d\dot{x} = p_{x\dot{x}}(x = a, \dot{x}) \dot{x} \Delta t \quad (63)$$

y la doble integral se evalúa mediante:

$$\Delta t = \int_0^{\infty} p_{x\dot{x}}(a, x) \dot{x} d\dot{x} \quad (64)$$

La tasa de ocurrencias por unidad de tiempo de valores que sobrepasan el valor umbral positivo prescrito esta dada por:

$$v_a^+ = \int_0^{\infty} p_{x\dot{x}}(a, \dot{x}) \dot{x} d\dot{x} \quad (65)$$

si la ley de probabilidad usada se aplica a un proceso estacionario estocástico Gaussiano o Normal y, las desviaciones estándar de la amplitud y la velocidad de cambio de amplitud son descritas mediante los valores esperados de los momentos estadísticos a una potencia cuadrática de la densidad espectral del proceso, la ecuación anterior toma la forma:

$$p(x, \dot{x}) = \frac{1}{2\pi m_0 m_2} e^{-\frac{1}{2} \left(\frac{x^2}{m_0^2} + \frac{\dot{x}^2}{m_2^2} \right)} \quad (66)$$

donde m_0 y m_2 son los momentos estadísticos de la densidad espectral $G(\omega)$; de esta forma reemplazando la ecuación 66 en la 65 obtenemos que:

$$v_a^+ = \frac{e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}}}{\sqrt{2\pi m_0} \sqrt{2\pi m_2}} m_2^2 \quad (67)$$

la cual después de varias simplificaciones llega a una más sencilla expresión como:

$$v_a^+ = \frac{1}{2\pi} \frac{m_2}{m_0} e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \quad (68)$$

de esta forma teniendo la densidad espectral de un acelerograma es posible, reemplazando en la ecuación 68 encontrar el número de veces por unidad de tiempo que se sobrepasa un cierto valor de intensidad a ; mediante la ecuación 59 y con la duración es posible estimar el número esperado de ocasiones que se sobrepasa el mismo parámetro. Por ejemplo si se deseara conocer el número de cruces por cero de un proceso estocástico con densidad espectral conocida, el valor umbral en la ecuación 68 sería cero y el resultado sería simplemente:

$$n_o = \frac{1}{2\pi} \frac{m_2}{m_0} T_d \quad (69)$$

En Ingeniería sísmica T_d es la duración de la fase intensa del evento, que de acuerdo con Herrman y para el modelo omega cuadrada estudiado (1985) para terrenos firmes estaría dada por:

$$T_d = \frac{1}{f_c} + 0.05R \quad (r_0 \text{ en el caso de fuente finita, km}) \quad (70)$$

Aproximaciones de Herrman y de Atkinson y Boore, (1995) permitieron estimar la duración de la fase intensa correspondiente al 90% del contenido de energía como:

$$\log T_d = 0.207M_s + 0.264 \log R - 0.65 \pm 0.19 \quad (71)$$

Nótese que en la literatura internacional existe una forma bastante amplia de estimar este parámetro de vital importancia. La duración de la fase intensa de los movimientos tiene fuerte influencia en los daños, debido a que muchos procesos físicos como la degradación de rigidez y resistencia necesitan varios ciclos para poder generar mecanismos de daño en las estructuras o incrementar la presión de poros hasta un punto tal que genere licuación, en ocasiones sismos cortos con altas aceleraciones no han generado daños considerables, mientras que sismos largos con aceleraciones moderadas sí lo han hecho.

La duración está asociada al tiempo necesario para liberar la energía en una fuente, por lo que su relación con la magnitud es directa; más exactamente con la raíz cúbica del momento sísmico; si la longitud, el área o el volumen de ruptura crece, la duración también lo hará; en cambio, si la velocidad de propagación de la ruptura aumenta, la duración disminuirá y cuando la ruptura es bilateral, es decir que la falla rompe en 2 sitios diferentes y viaja en direcciones opuestas como fue el caso del sismo de Loma Prieta en 1989 la duración también se reduce.

Para propósitos de ingeniería solo la porción de la fase intensa es útil y esta ha sido motivo de debate desde Bolt, (1969) que propuso la duración de la fase intensa como el tiempo transcurrido entre la primera y última excedencia de un valor mínimo umbral, normalmente de 0.05g; otra definición de duración está basada (Trifunac y Brady, 1975) es basada en el intervalo de tiempo necesario para llevar la energía del sismo de 5 al 95%; otra medida común es mediante la suma de los tiempos t_{is} en que cierta aceleración umbral es superada; sin embargo, en los últimos años se ha venido aceptando de forma generalizada la estimación de duración de la fase intensa mediante el intervalo de tiempo necesario para llevar la intensidad

de Arias del 5 al 95%. Una recopilación de las diferentes formas de estimar esta variable esta detallada en Bommer y Martinez-Pereira (1999)

En este trabajo se usa la duración de fase intensa basada en el criterio de la frecuencia de esquina ya que este parámetro tiene en cuenta la fractura y las variables que hacen parte del proceso de ruptura como longitud, área y velocidad de dislocación.

Distribución de probabilidad de los máximos

Una vez más considerando una muestra de la función $x(t)$ que puede tener muchos picos tanto positivo como negativos como si muestra en la Figura 16 para un proceso estacionario y estocástico. Para fines de ingeniería dichos picos pueden ser de interés en el diseño de las estructuras

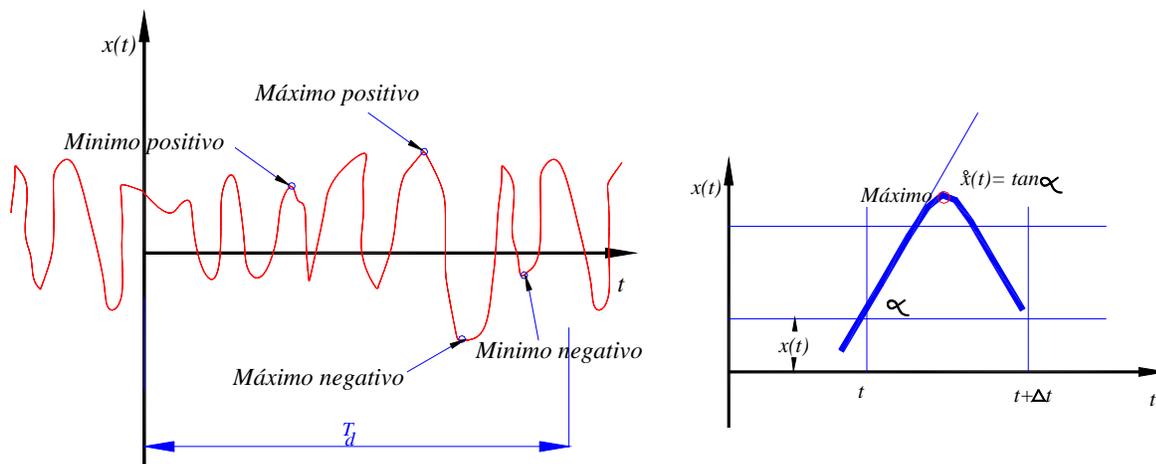


Figura 16 valores máximos y mínimos para un proceso estacionario.

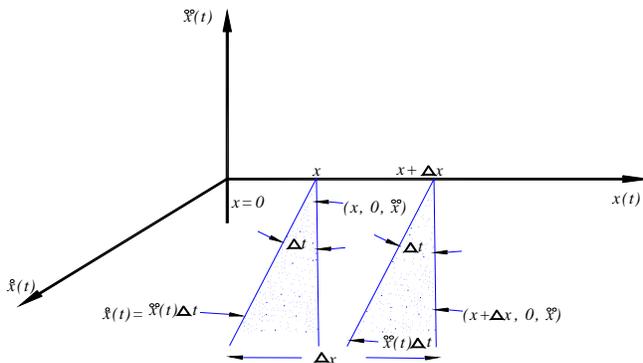


Figura 17 Volumen favorable para un máximo positivo en el intervalo de tiempo $t+\Delta t$

Para la estimación de un máximo o un mínimo como vemos en la figura 16 derecha la velocidad de cambio de la amplitud se vuelve cero y existe un cambio de pendiente; por ello conviene, además, buscar la aceleración de cambio de amplitud y siguiendo la metodología del numeral anterior la densidad de probabilidades conjunta de la amplitud $x(t)$, la velocidad de cambio, $\dot{x}(t)$ de la amplitud y la aceleración de cambio de la amplitud, $\ddot{x}(t)$ esta dada mediante $p_{xxx}(x, \dot{x}, \ddot{x})$.

La probabilidad acumulada conjunta se obtiene de la integral triple de la densidad de probabilidad conjunta con los límites de integración que se observan en la figura 17 que muestra el espacio de las variables de interés, de esta forma:

$$P_m = \int_x^{x+\Delta x} \int_{\dot{x}=-\infty}^0 \int_{\ddot{x}=0}^{\ddot{x}\Delta t} p(x, \dot{x}, \ddot{x}) d\dot{x} d\ddot{x} dx \quad (72)$$

para intervalos de tiempo infinitesimales Δt tiende a ser cero por lo que la primera integral se puede simplificar; además para que exista un máximo de la amplitud es necesario un cambio de pendiente por lo que debe existir un punto de velocidad de cambio de la amplitud cero; de esta manera la expresión anterior se transforma en:

$$P_m = \left[\int_{\dot{x}=-\infty}^0 p(x, \dot{x} = 0, \ddot{x}) |\ddot{x}| \Delta t d\ddot{x} \right] (x + \Delta x - x) \quad (73)$$

$$P_m = \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] \Delta x \Delta t$$

donde $P_m/\Delta t$ puede ser interpretado como la frecuencia de los valores máximos en el intervalo $(x, x+\Delta x)$. La frecuencia de los valores extremos en todo el dominio puede ser evaluada a partir de:

$$\nu_{\max} = \int_{-\infty}^{\infty} \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx \quad (74)$$

finalmente la densidad de probabilidades de valores extremos se obtiene a partir de la relación entre los máximos en el segmento $x+\Delta x$ y la frecuencia de máximos en todo el dominio de la forma:

$$P_m(x) = \frac{\left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right]}{\int_{-\infty}^{\infty} \left[- \int_{-\infty}^0 p(x, 0, \ddot{x}) \ddot{x} d\ddot{x} \right] dx} \quad (75)$$

Los procesos estacionarios estocásticos son Gaussianos, esto es, que el proceso es gobernado por distribuciones normales. Por ello para la ecuación anterior es necesario encontrar función de densidad de probabilidad conjunta que relacione la amplitud, el cambio de la amplitud con el tiempo y su aceleración de cambio, esta además también seguirá un proceso Gaussiano, por lo que la función conjunta normal propuesta toma la forma:

$$p(x, \dot{x}, \ddot{x}) = \frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} (x - \nu)^T D^{-1} (x - \nu) \right] \quad (76)$$

donde $(x - \nu)^T = (x, \dot{x}, \ddot{x})$ con media cero y

$$D = \begin{bmatrix} m_0 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \quad (77)$$

para este caso la matriz invertida esta dada mediante:

$$D^{-1} = \frac{1}{m_2(m_0m_4 - m_2^2)} \begin{bmatrix} m_2m_4 & 0 & -m_2 \\ 0 & m_2 & 0 \\ -m_2 & 0 & m_4 \end{bmatrix} \quad (78)$$

donde m_n son los momentos estadísticos de orden n de la densidad espectral $G(\omega)$ definidos anteriormente. De esta manera la densidad conjunta de probabilidades queda descrita mediante:

$$p(x, \dot{x}, \ddot{x}) = \frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{m_2m_4x^2 + m_0m_4\dot{x}^2 + m_2m_0\ddot{x}^2 + 2m_2^2}{m_2(m_0m_4 - m_2^2)} \right] \quad (79)$$

y para el caso de velocidad de cambio de amplitud la expresión anterior se vuelve tan solo:

$$p(x, 0, \ddot{x}) = \frac{1}{2\pi^{\frac{3}{2}} \det D^{\frac{1}{2}}} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{\frac{x^2}{m_0} + \frac{2m_2x\ddot{x}}{m_0m_4} + \frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{m_2(m_0m_4 - m_2^2)} \right] \quad (80)$$

proponiéndose hipótesis simplificatorias en términos del denominador $m_0m_4 - m_2^2$ como un valor siempre positivo e insertando en la ecuación 80 de la tasa por unidad de tiempo de valores máximos esperados:

$$v_{\max} = \frac{-1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \sqrt{m_2(m_0m_4 - m_2^2)}} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \exp \left[-\frac{1}{2} \frac{\frac{x^2}{m_0} + \frac{2m_2x\ddot{x}}{m_0m_4} + \frac{\ddot{x}^2}{m_4}}{(m_0m_4 - m_2^2)} \right] \ddot{x} d\ddot{x} dx \quad (81)$$

realizando las integrales llegamos a que la tasa queda descrita en términos de:

$$v_{\max} = \frac{1}{(2\pi)^{\frac{3}{2}} \sqrt{m_2(m_0m_4 - m_2^2)}} \sqrt{2\pi} \sqrt{\frac{m_0m_4 - m_2^2}{m_4}} m_4 \quad (82)$$

y finalmente simplificando obtenemos que:

$$v_{\max} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{m_4}{m_2}} \quad (83)$$

De esta manera para obtener el número de valores extremos en un lapso de tiempo es necesario multiplicar la tasa de extremos por unidad de tiempo por la duración del evento de la forma:

$$n_{\max} = v_{\max} T_d \quad (84)$$

La densidad de probabilidad de los máximos se obtiene reemplazando las expresiones 83 y 84 en la expresión original 80 y toma la forma (siguiendo la notación de Cartwright y Longuet-Higgins-1956):

$$P_m(\eta_x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \left[\varepsilon \frac{\eta_x^2}{2\varepsilon^2} + \sqrt{1-\varepsilon^2} \eta_x \exp \left[-\frac{\eta_x^2}{2\varepsilon^2} \right] \int_{-\infty}^{\eta_x \sqrt{1-\varepsilon^2}} e^{-\frac{x^2}{2}} dx \right] \quad (85)$$

en la cual

$$\eta_x = \frac{x}{m_0} \quad (86)$$

y

$$\varepsilon^2 = \frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4} \quad (87)$$

que es el parámetro introducido por Cartwright y Longuet-Higgins llamado parámetro de ancho de banda y que toma valores entre cero y uno. El parámetro de ancho de banda está directamente relacionado con el ancho de banda de frecuencias y para valores de cero entonces define que el número medio máximos es igual al número de cruces por cero; es decir existe un máximo por cada cruce por cero. Esto corresponde a un proceso de banda estrecha que puede ser simplificado a una densidad de probabilidades de Rayleigh de la forma:

$$P_m(\eta_x) = \eta_x \exp \left[-\frac{\eta_x^2}{2} \right] \quad (88)$$

por el contrario si el parámetro de ancho de banda es uno, entonces el sistema toma densidad de probabilidad normal o Gaussiana de la forma:

$$P_m(\eta_x) = \frac{1}{2\pi} \exp \left[-\frac{\eta_x^2}{2} \right] \quad (89)$$

Distribución de probabilidad de los valores picos

En muchas aplicaciones de la ingeniería sísmica es necesario encontrar los valores pico dependientes de los máximos que se pueden esperar de un proceso y como se podría esperar estos valores picos están relacionados a la cantidad de máximos anteriormente evaluados. Siguiendo a Powell es fácil hacer uso de la teoría para encontrar el número de máximos proponiendo una vez más una función $x(t)$ observada en un tiempo T_d . La distribución de

probabilidad de los picos escogida como aleatoria para un valor $x=a$ que es excedido tiene la forma:

$$P[\text{pico} > a] = \int_a^{\infty} P_p(x) dx \quad (90)$$

donde $P_p(x)$ es la densidad de probabilidad; teniendo en cuenta que en la duración del evento el proceso puede tener $n_0 T_d$ numero de cruces por cero y $n_a T_d$ cruces sobre una intensidad $x=a$ en promedio. La fracción favorable de volumen en el espacio para picos mayores de los valores extremos de $x=a$ es propuesta simplemente por:

$$\frac{v_a^+ T_d}{v_0^+ T_d} = \frac{v_a^+}{v_0^+} = \int_a^{\infty} P_p(x) dx \quad (91)$$

derivando la ecuación anterior con respecto al valor umbral a para buscar los máximos obtenemos que:

$$-P_p(x) = \frac{1}{v_0^+} \frac{dv_a^+}{da} \quad (92)$$

la cual es la expresión general para la densidad de probabilidades de picos de un proceso de banda estrecha . Para procesos Gaussianos la frecuencias de cruces por un valor umbral a esta descrita como definimos según la ecuación 83, por lo que al reemplazar en la ecuación 92 es posible obtener que:

$$-P_p(a) = -\frac{a}{m_0^2} e^{-\frac{a^2}{2m_0^2}} \quad (93)$$

siguiendo los planteamientos de Davenport la anterior expresión de la distribución de los valores picos con respecto a los valores cuadráticos medios queda como una función de los valores extremos n_{max} como:

$$P_E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \left[P_M\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) \right]^{n_{max}} = \exp\left[-v T_d \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right)^2 \right) \right] \quad (94)$$

donde $v = \frac{V_{max}}{\sqrt{1-\varepsilon^2}}$

para obtener los máximos de la distribución anterior es necesario derivarla con respecto a la relación entre valores medios y picos como:

$$P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right) = \frac{\partial P \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right)^{n_{\max}}}{\partial \frac{a_{pico}}{a_{cm \max}}} \quad (95)$$

que toma la forma aproximada

$$\frac{dP_M}{d \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right)} = n_{\max} P_M^{n_{\max}-1} P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \quad (96)$$

el desarrollo de esta expresión llega a que:

$$P_M \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) = n_{\max} \left[\phi \left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}}{\varepsilon} \right) - \sqrt{2\pi} k \phi \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \phi \left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k}{\varepsilon} \right)^{n_{\max}-1} \right] * \left[\frac{1}{\varepsilon} \phi \left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}}}{\varepsilon} \right) + \sqrt{2\pi} k \phi \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right) \phi \left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k}{\varepsilon} \right) - \frac{k}{\varepsilon} \phi \left(\frac{\frac{a_{pico}}{a_{cm}} k}{\varepsilon} \right) \right] \quad (97)$$

donde

$$\phi(y) = \frac{1}{\sqrt{2}} e^{-\frac{y^2}{2}} \quad (98)$$

y

$$k^2 = 1 - \varepsilon^2 \quad (99)$$

A partir de esta ecuación es posible calcular los momentos estadísticos de la relación entre picos y medios de forma simple mediante:

$$E \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}} \right)^k = \int_{-\infty}^{\infty} \frac{a_{pico}}{a_{cm}} \left(\frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \right)^k d \frac{a_{pico}}{a_{cm \max}} \quad (100)$$

De esta última expresión puede demostrarse (Cartwright y Longuett-Higgins, 1956; Davenport, 1964) que si el logaritmo natural de n_{\max} no es demasiado pequeño, son válidas las siguientes aproximaciones asintóticas:

$$E\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm} \max}\right) = \sqrt{2 \ln(v_{\max} T_d)} + \frac{\gamma}{\sqrt{2 \ln(v_{\max} T_d)}} \quad (101)$$

donde γ es la constante de Euler (= 0.577...) y por consiguiente el valor al cuadrado del valor esperado de la relación entre picos y cuadráticos medios es

$$E\left(\frac{a_{pico}^2}{a_{cm}^2}\right) = \sqrt{2 \ln(v_{\max} T_d)} + 2\gamma \frac{1}{2 \ln(v_{\max} T_d)} + \frac{\gamma^2}{\sqrt{2 \ln(v_{\max} T_d)}} \quad (102)$$

por lo que su varianza es:

$$\text{var}\left(\frac{a_{pico}}{a_{cm}}\right) = \frac{\pi^2}{6} \frac{1}{2 \ln(v_{\max} T_d)} \quad (103)$$

Aplicaciones en Ingeniería Sísmica

Ya que los procesos sísmicos están descritos mediante su espectro de amplitudes de Fourier como se describieron en las secciones anteriores y además son considerados procesos estocásticos y estacionarios, entonces toda la teoría de valores extremos anteriormente expuesta puede ser usada con las adaptaciones respectivas. A la relación entre el valor pico y el valor cuadrático medio se le suele denominar “factor pico”:

$$FP = \frac{a_{\max}}{a_{cm}} \quad (104)$$

De esta forma una vez se cuenta con el factor pico es posible encontrar la intensidad pico correspondiente que interese en términos de su valor cuadrático medio como:

$$a_{\max} = FP * a_{cm} \quad (105)$$

reemplazando en las expresiones derivadas y usando el espectro de amplitudes de la intensidad que interese ser evaluada. En este capítulo fueron derivados con anterioridad las expresiones para espectros de amplitudes de Fourier de aceleraciones, $A(f)$ (ecuaciones 53 y 57) por lo que si aplicamos la teoría de vibraciones aleatorias para este caso y reemplazamos en las ecuaciones 101 y 105 llegamos a obtener que la aceleración esperada máxima de los espectros derivados de teoría sismológica es:

$$E[A_{\max}] = \sqrt{2 \ln\left(\frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}}\right)} T_d \sqrt{m_0(A(f))} + \frac{\gamma}{\sqrt{2 \ln\left(\frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{m_4(A(f))}{m_2(A(f))}} T_d\right)}} \sqrt{m_0(A(f))} \quad (106)$$

donde siguiendo la definición de momento estadístico para los EAF de aceleración

$$m_4(A(f)) = \frac{32\pi^4}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} (f)^4 A(f) df \quad (107)$$

$$m_2(A(f)) = \frac{8\pi^2}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} (f)^2 A(f) df \quad (108)$$

y

$$m_0(A(f)) = \frac{2}{T_d} \int_{-\infty}^{\infty} A(f) df = A_{cm}^2 \quad (109)$$

En vista de las ecuaciones 53, 57, 70, 106, 107, 108 y 109, es posible estimar A_{max} si se conocen el EAF y la duración de fase intensa de un sismo. A_{max} resulta ser entonces una función del momento sísmico, de la distancia focal, y de los parámetros libres $\Delta\sigma$, Q_0 , ε , k_1 , Q_1 , ρ , β y $R_{\theta\phi}$. Por otra parte, entre el momento sísmico y la magnitud existe la siguiente relación propuesta por Hanks y Kanamori (1979):

$$\text{Log}_{10}(M_0) = 1.5M_w + 16.1 \quad (110)$$

donde M_w es la magnitud de momento. En estas condiciones, puede estimarse A_{max} como función de magnitud y distancia si se conocen los parámetros libres $\Delta\sigma$, Q_0 , ε , k_1 , Q_1 , ρ , β y $R_{\theta\phi}$.

Contando con el EAF de cualquier tipo de variable complementaria como velocidad, desplazamiento o energía y la duración de la fase intensa del evento, el proceso es igualmente posible de realizar

Valores extremos para Colombia

El procedimiento de análisis utilizado consiste en generar leyes de atenuación mediante el ajuste de los parámetros libres, de suerte que se minimice la dispersión con respecto a aceleraciones observadas en territorio colombiano. Obsérvese que el efecto de los parámetros libres ρ , β y $R_{\theta\phi}$ es el mismo (los tres son constantes de proporcionalidad). Por esta razón, se fijan los dos primeros y se deja libre el tercero.

La solución óptima en el sentido de mínimos cuadrados no puede ser obtenida directamente o con soluciones cerradas, por tratarse de un problema fuertemente no lineal. Por otra parte, mientras que en las soluciones lineales de mínimos cuadrados se obtienen simultáneamente error cuadrático mínimo y error medio nulo, en los problemas no lineales no necesariamente ocurre así. En el presente trabajo se procedió iterativamente hasta encontrar soluciones con error medio tendiente a cero (para no subestimar o sobrestimar sistemáticamente) y error cuadrático medio mínimo.

En el análisis se separaron los sismos de Colombia en dos tipos representativos de la tectónica del territorio: 1) las aceleraciones registradas durante la ocurrencia de sismos en la zonas de subducción y de Benioff bajo la placa continental ("Subducción"); y 2) las registradas durante

sismos de fallas activas en el territorio nacional (“Activa”). Se tienen en total más de 200 eventos registrados en la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), de los cuales fueron descontados algunos que presentaban efectos de sitio visibles, patrones anómalos de radiación o posibles errores en las mediciones de los aparatos.

En un trabajo realizado con anterioridad al presente estudio se generó una ley de atenuación para cada uno de estos dos casos y una ley general (“Nacional”), que incluye todos los registros. Para nuestro análisis R se tomó como la distancia hipocentral, y la variable que se intenta predecir es la aceleración neta registrada, definida como la raíz de la suma de las componentes horizontales al cuadrado dividida entre dos:

$$A_n = \sqrt{\frac{A_{ns}^2 + A_{eo}^2}{2}} \quad (111)$$

Los datos de aceleraciones registradas en Colombia se muestran en catálogos separados por tipos de fuentes en las siguientes tablas 2.6 y 2.7:

Datos y procedimiento de análisis.

Al realizar el análisis de minimización se procedió a construir los espectros de fuente finita y fuente puntual para cada combinación de magnitud y distancia. La figura 18 izquierda las formas típicas de este tipo de espectros. Ya que el espectro de fuente finita genera amplitud constante para las bajas frecuencias, en ese rango se usa el valor mínimo correspondiente al espectro de fuente puntual.

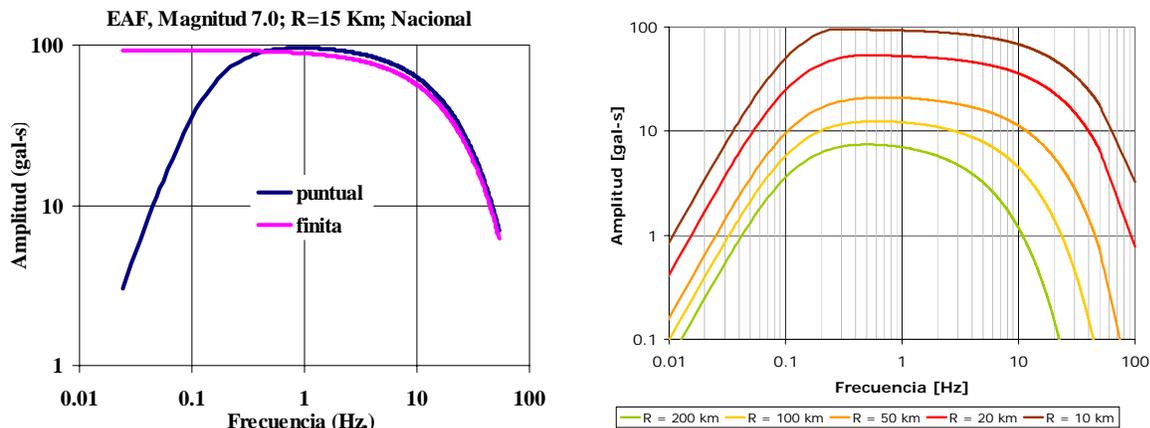


Figura 18 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Al realizar el mismo análisis para diferentes distancias es posible construir leyes de atenuación de espectros de amplitudes de Fourier para diferentes magnitudes como se observa en la Figura 18 derecha. Cada uno de estos espectros tiene un valor pico esperado que se puede evaluar con la teoría anteriormente expuesta.

Al comparar los registros calculados y registrados y minimizar la desviación fue posible identificar los parámetros del modelo sismológico adoptado para describir el EAF; estos se muestran en la tabla 2 (Tomado de Gallego & Ordaz, 1999)

Tabla 2 Resultado de la calibración de parámetros para cada caso analizado.

ZONA	Q1	ε	Qo	$R_{\theta\phi}$	K_1	σ	$\Delta\sigma$	e_m
Activa	3600	1.0	750	0.6	0.008	0.56	125	0.007
Subducción	3800	1.5	750	0.6	0.010	0.65	250	-0.002
Promedio nacional	3800	1.5	750	0.6	0.012	0.65	185	-0.007

e_m es el error medio, que se define como el promedio de los logaritmos de los cocientes entre aceleraciones observadas y calculadas; e_m es una medida del sesgo de la estimación. σ es la desviación estándar de los logaritmos naturales

Para los sismos de fallas activas la desviación estándar es de 0.56, mientras que para subducción es de 0.65. Si se incluyen todos los sismos (“nacional”) se obtiene un valor de $\sigma=0.65$. En términos generales, los errores medios son aceptablemente bajos. Resulta bastante relevante mencionar que el realizar los análisis con bases de datos propias es bastante importante y útil; sin embargo, el análisis de los datos disponibles ha permitido evaluar los parámetros relevantes de un modelo sísmológico y no han generado por si mismos mediante regresiones clásicas aproximaciones estadísticas que para el caso de bases de datos pobres como es nuestro caso no funcionan bien.

El desempeño de estas nuevas leyes de atenuación fue comparado para fines académicos y desde el punto de vista estadístico (Gallego & Ordaz, 1999), con el de las usadas en estudios anteriores realizados en el país, utilizando la misma base de datos de aceleraciones que se ha utilizado en el presente trabajo. Los resultados de dicha comparación y sus conclusiones estadísticas más importantes por tipo de zona se presentan en la Tabla 3

Tabla 3 Comparación estadística de las diferentes leyes usadas. Se analiza el desempeño de diversas leyes de atenuación (filas de la tabla) cuando se utilizan diversas bases de datos (columnas de la tabla)

Ley	ACTIVA		SUBDUCCION		NACIONAL	
	σ	e_m	σ	e_m	σ	e_m
Donovan I*	1.14	0.91	0.78	-0.42	0.97	-0.66
DonovanII*	1.47	-1.28	1.06	-0.83	1.26	-1.05
McGuire ⁺	1.47	-1.31	1.18	-0.97	1.35	-1.14
Promedio ⁺	1.44	-1.25	1.06	-0.83	1.24	-1.04
Activa*	0.56	0.007	-	-	-	-
Subducción	-	-	0.65	-0.002	-	-
Nacional*	-	-	-	-	0.65	0.007

*Leyes consideradas en el Estudio de Amenaza Sísmica de Colombia

*Leyes obtenidas por Gallego & Ordaz, 1999

Las conclusiones de dicha tabla son bastante relevantes porque muestran que la desviación de relaciones antiguas es bastante mayor cuando se usan con sismos colombianos, el uso del método semiempírico mostrado en el capítulo genera leyes de atenuación con desviaciones y sesgos bastante aceptables, teniendo en cuenta la amplia dispersión con que trabaja este tipo de problemas. e_m fue además graficado para cada tipo de fuente con respecto a la distancia, para poder visualizar su comportamiento a medida que se alejan del epicentro los diferentes eventos; el resultado en las leyes “activa” y “subducción”, presenta un grado aceptable de simetría para todas las distancias comprobando así el bajo error medio o sesgo, como se puede observar en la Figura 19:

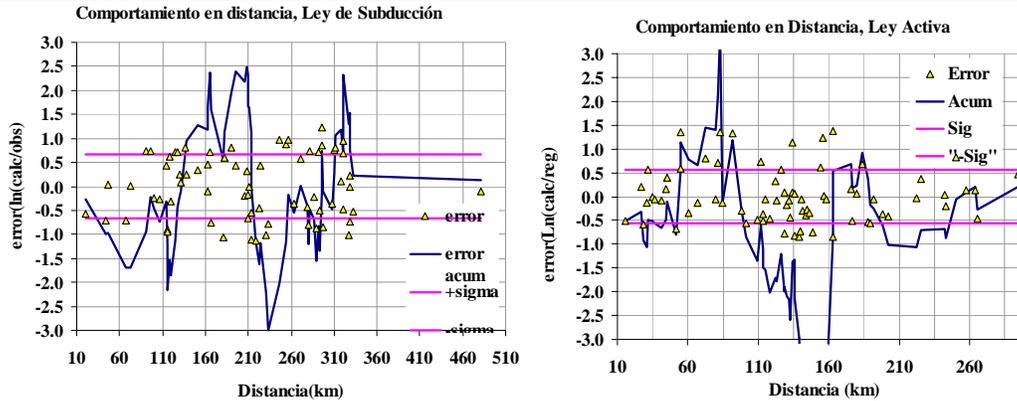


Figura 19 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

Se observa en general que las leyes usadas en estudios anteriores para el país tienen desviaciones estándar mayores que las utilizadas en el presente estudio y, además, sobrestiman sistemáticamente las aceleraciones observadas. También se nota que, para igual magnitud y distancia, la ley para sismos de subducción predice aceleraciones más altas que para los temblores continentales; esto se refleja, principalmente, en un mayor valor de la caída de esfuerzos (ver Tabla 2). En todas las leyes se observa la saturación de A_{max} en altas magnitudes y cortas distancias. Al comprobar con sismos pasados de los cuales se conoce su magnitud y distancia epicentral, es posible corroborar el favorable comportamiento de las leyes de EAF encontradas a partir del análisis con sismos colombianos. El contar con buenas aproximaciones para los espectros de EAF garantiza que los valores pico generados a partir de teoría de vibraciones aleatorias de los mismos sean correctos.

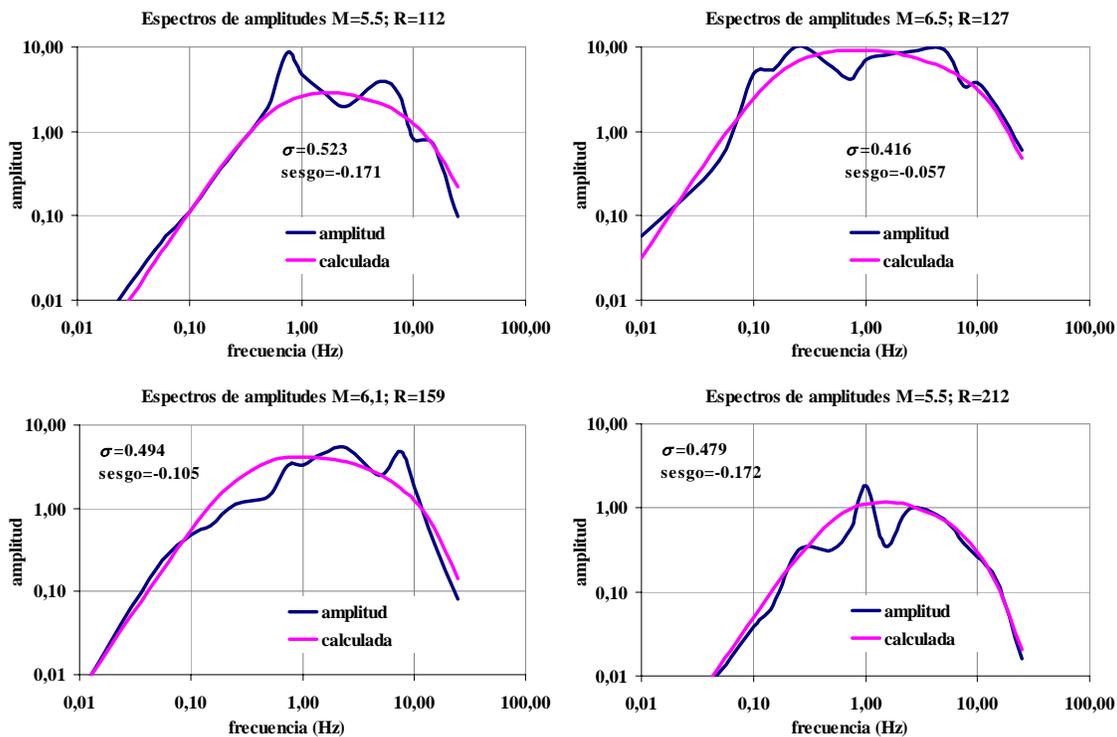


Figura 20 Izquierda: Modelos de fuente puntual y fuente finita para una combinación de magnitud y distancia; derecha: Leyes de atenuación para diferentes distancias en una misma magnitud.

En la Figura 20 es posible ver la buena aproximación de los EAF calculados contra los registrado en algunos sismos intermedios en Colombia. Al repetir el proceso para todas las distancias y magnitudes es posible generar leyes de atenuación de la intensidad asociada; en este primer caso los EAF reflejan la variable de aceleración máxima del suelo por lo que pueden obtenerse los valores picos de cada combinación de magnitud y distancia y para cada tipo de mecanismo focal como es posible observar en la Figura 21.

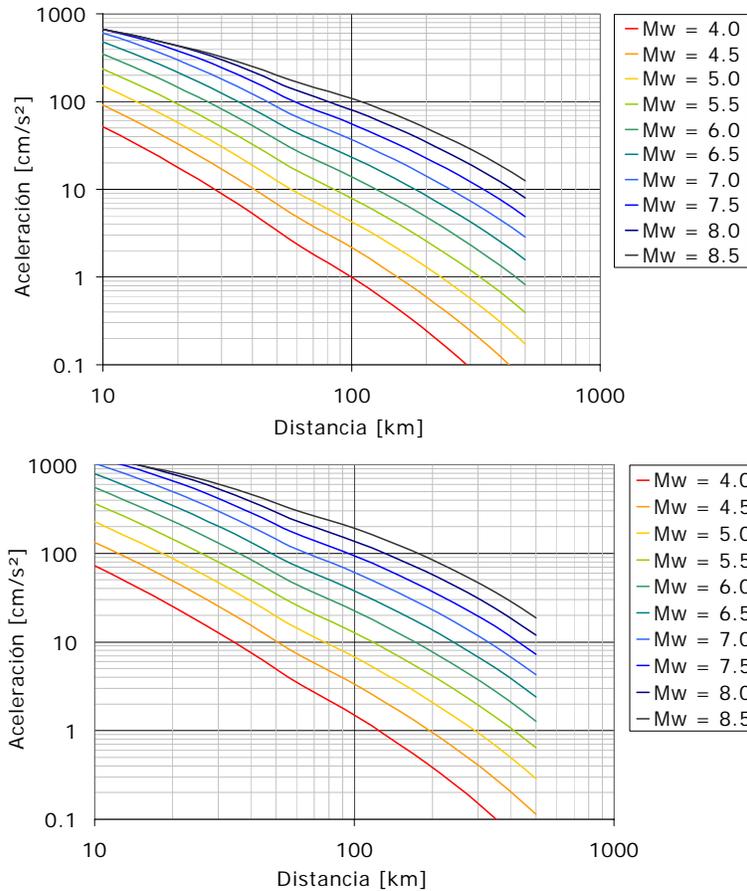


Figura 21 Leyes de atenuación de A_{max} para las zonas tectónicas del territorio Colombiano. Arriba: Ley Fuente Activa, Abajo: Ley Fuente Subducción.

Cálculo de amenaza sísmico en suelo firme.

Una vez conocidas la sismicidad de las fuentes y los patrones de atenuación de las ondas generadas en cada una de ellas, el amenaza sísmico puede calcularse considerando la suma de los efectos de la totalidad de las fuentes sísmicas y la distancia entre cada fuente y el sitio donde se encuentra la estructura. El amenaza, expresado en términos de las tasas de excedencia de intensidades a , se calcula mediante la siguiente expresión (Esteva, 1970):

$$v(a | Ro, p) = \sum_{n=1}^{n=N} \int_{Mo}^{Mu} - \frac{\partial \lambda}{\partial M} \Pr(A > a | M, Ro) dM \quad (112)$$

donde la sumatoria abarca la totalidad de las fuentes sísmicas, N , y $Pr(A > a | M, R)$ es la probabilidad de que la intensidad exceda un cierto valor, dadas la magnitud del sismo, M , y la distancia entre la i -ésima fuente y el sitio, R . Las funciones $\lambda(M)$ son las tasas de actividad de las fuentes sísmicas, mismas que se describieron anteriormente en la ecuación 1. La integral se realiza desde M_0 hasta M_u , lo que indica que se toma en cuenta, para cada fuente sísmica, la contribución de todas las magnitudes.

Conviene hacer notar que la ecuación anterior sería exacta si las fuentes sísmicas fueran puntos. En realidad son volúmenes, por lo que los epicentros no sólo pueden ocurrir en los centros de las fuentes sino, con igual probabilidad, en cualquier punto dentro del volumen correspondiente. Al calcular se debe tomar en cuenta esta situación subdividiendo las fuentes sísmicas en diversas formas geométricas, en cuyo centro de gravedad se considera concentrada la sismicidad de la fuente. En vista de que se supone que, dadas la magnitud y la distancia, la intensidad tiene distribución lognormal, la probabilidad $Pr(A > a | M, R_i)$ se calcula de la siguiente manera:

$$Pr(A > a | M, R_i) = \Phi \left(\frac{1}{\sigma_{Lna}} \ln \frac{med(A | M, R_i)}{a} \right) \quad (113)$$

siendo $\Phi(\cdot)$ la distribución normal estándar, $Med(A | M, R_i)$ la mediana de la intensidad (dado por la ley de atenuación correspondiente) y σ_{Lna} la desviación estándar del logaritmo natural de a .

En la ecuación 113 se incluyen tanto la ley de atenuación, como la incertidumbre en ella. Sin embargo, para la zona sismogénica, los parámetros p que definen la curva de tasas de excedencia de la magnitud, no son deterministas. Por tanto, para calcular la tasa de excedencia no condicionada, $v(a)$ procede calcular el valor esperado con respecto a las variables inciertas, por lo que la expresión de cálculo de la tasa de excedencia de la aceleración es:

$$v(a) = \int_{R(p)} v(a | p) P_p(P) dp \quad (114)$$

donde $P_p(p)$ es la densidad conjunta de probabilidades de los parámetros que definen a $\lambda(M)$. La ecuación proporciona la contribución de una fuente, y cuando se consideran varias fuentes basta sumar las contribuciones de todas las fuentes sísmicas, para obtener la tasa de excedencia total. La amenaza sísmica se expresa, entonces, en términos de la tasa de excedencia de valores dados de intensidad sísmica. Como se ha indicado, en este estudio la intensidad sísmica, a , se puede medir con las ordenadas del espectro de respuesta de diversas intensidades. El cálculo de amenaza sísmica implica la solución de integrales múltiples. Para ello se usó el programa CRISIS2003 desarrollado por Ordaz *et al.* (1999) que emplea métodos numéricos conocidos. Para la evaluación de la amenaza en Colombia se construyó un modelo con las 34 fuentes descritas anteriormente, con su geometría y buzamiento según estudio AIS (1996). A cada una de las fuentes se le asignó su correspondiente ley de atenuación. Así, las zonas de subducción y Benioff quedaron con la ley de subducción y las restantes llevaron la ley activa, todas deducidas en este estudio anteriormente.

Ampliación a ordenadas espectrales

De la misma manera, si los EAF de las ecuaciones 54 y 58 se multiplican por la función de transferencia de un oscilador de un grado de libertad con período y amortiguamiento conocidos, la aplicación del procedimiento de vibraciones aleatorias permite estimar el valor de la respuesta máxima que tendría este oscilador ante el sismo caracterizado por el EAF correspondiente. Si esto se repite para varios periodos, se habrá calculado el espectro de respuesta y, consecuentemente, leyes de atenuación para las ordenadas espectrales deseadas. Conviene hacer notar que en este caso, la duración de fase intensa, T_d , no debe ser la duración de la excitación sino la duración de la respuesta del oscilador, T_r . Esta puede obtenerse con la siguiente expresión, debida a Joyner y Boore (1983):

$$T_r = T_d + \frac{u^3}{2\xi f_0 \pi \left(u^3 + \frac{1}{3} \right)} \quad (115)$$

donde $u = T_d/T_o$, siendo T_o , el periodo natural del oscilador. Nótese que la función de transferencia del oscilador de un grado de libertad debe ser la que corresponda a la respuesta espectral deseada. Así, por ejemplo, si se desean leyes de atenuación para la pseudoaceleración, habrá de usarse la función de transferencia de aceleración del suelo a pseudoaceleración espectral.

La Figura 22 muestra leyes de atenuación espectrales de los diferentes mecanismos focales usados en el estudio para diferentes condiciones de magnitud y distancia. En estas es posible encontrar las respuestas máximas de osciladores para combinaciones de amenaza conocida; la extensión del procedimiento a la teoría de amenaza o amenaza sísmica es válida. Una vez más los datos aquí mostrados deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

Una análisis clásico de Amenaza sobre las leyes de atenuación espectrales de aceleración permite encontrar las tasas de excedencia, tal y como se mostró en el Capítulo de Cálculo de Amenaza.

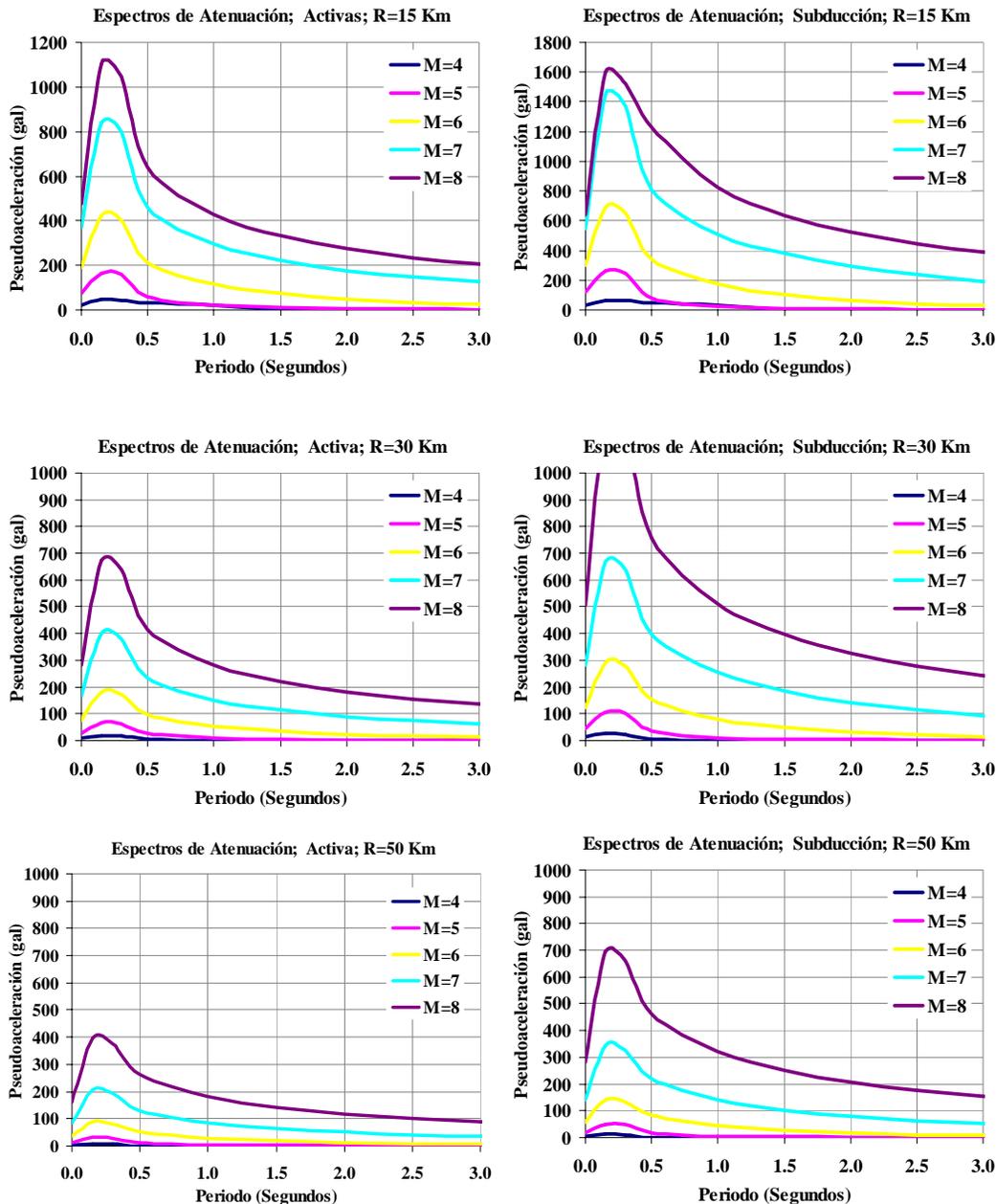


Figura 22 Leyes de atenuación de ordenadas espectrales para diferentes mecanismos focales.

Registros sintéticos generados a partir de funciones empíricas de Green

La manera más exacta de calcular la respuesta de una estructura a un movimiento determinado es analizándola paso a paso, es decir, calculando todas las variables en cada momento de la historia de carga dinámica. La gran dispersión de respuestas a una familia de sismos apropiados para un sitio dado obliga a analizar las numerosas perturbaciones y procesar los resultados de forma estadística. El número disponible de registros sísmicos fuertes asociados con foco y magnitudes dados siguen siendo escasos y de ahí la necesidad de simular sismos de forma adecuada con las características tectónicas y de amenaza presentes.

Los modelos de simulación son muchos; sin embargo, se debe usar el criterio para seleccionar un modelo teniendo en cuenta un conjunto determinado de circunstancias en cada análisis. El modelo más simple de simulación es mediante un segmento de ruido blanco (ruido blanco es un proceso estocástico con distribución igual de energía en todas las frecuencias, es decir, $G(\omega)$ constante esto es adecuado para sistemas lineales de un grado de libertad, si las ordenadas espectrales varían suavemente en la cercanía del periodo natural es muy corto, no menores que $v_{max}/2\pi a_{max}$; es también adecuado para estructuras de un grado de libertad ligeramente no lineales si, además, el espectro esperado de aceleraciones es casi plano, considerablemente más allá del periodo natural de la estructura. En complejidad siguen los procesos gaussianos estacionarios (Un proceso estocástico es gaussiano cuando la distribución de probabilidad de la variable estocástica es gaussiana en todo instante). Con este tipo de análisis se pueden generar familias de movimientos simulados cuyas ordenadas espectrales siguen un comportamiento específico; tales movimientos son adecuados para sistemas de varios grados de libertad lineales; sin embargo tiene como limitación que si el proceso es gaussiano en la roca no se mantiene así después de ser transmitido a través del filtro del suelo (Rosenblueth, 1981).

Un perfeccionamiento del anterior proceso consiste en usar una función moduladora determinística del tiempo, esta reproduce las fases de crecimiento de energía, aproximadamente estacionaria y de decaimiento de los sismos reales, este modelo se puede usar en modelos no lineales siempre que su absorción de energía histerética sea suficientemente alta para que la dependencia del contenido de frecuencia con respecto al tiempo no tenga efectos significativos (Rosenblueth, 1971). La respuesta de un oscilador armónico amortiguado a un ruido blanco o gaussiano, cambia en su contenido de frecuencia con el tiempo de manera similar a la de los sismos reales; su modulación de la amplitud se parece también a la de los sismos reales; sin embargo, como este efecto no se controla en la simulación este tipo de modelos conducen generalmente a resultados menos exactos; por ello sobreponiendo tres segmentos con amplitud modulada de procesos gaussianos estacionarios, cada uno comenzando en un instante diferente y cada uno con diferente función de densidad espectral de potencia, se simulan las tres fases típicas que contienen ondas P, S y superficiales y se pueden aproximar las variaciones en la amplitud y en la frecuencia. La acción simultánea de los componentes traslacionales puede abordarse generando procesos no correlacionados a lo largo de tres direcciones principales; la consideración de la acción simultánea es importante en sistemas no lineales para los cuales no tiene validez el principio de superposición (Rosenblueth, 1981).

Más confiable que los anteriores modelos es la generación de movimientos según un modelo físico; se supone una generación de ondas P, S y superficiales en una serie de focos muy cercanos sobre una línea recta, simulando así la propagación de la falla; cada onda generada se repite varias veces con cambio de amplitud y fase aleatorios simulando así el proceso natural. Se han desarrollado técnicas para generar sismos simulados, cuyas ordenadas espectrales se ajustan a una forma especificada. En esencia, la función de densidad espectral de potencia se calcula a partir de la forma espectral especificada, esto determina cuanta energía debe asignarse a cada una de un gran número de frecuencias. Las fases entonces son aleatorias. No obstante, de todos los avances los métodos disponibles no son capaces aún de incorporar la amplia dispersión de las ordenadas espectrales respecto a la media, lo que es característico de los sismos reales. A continuación se muestran en detalle varios modelos de simulación a partir de las funciones de densidad espectral de potencia del movimiento; teniendo en cuenta que las bases sismológicas permiten calcular esta variable de forma confiable.

Los desarrollos de la sismología moderna han sido incorporados de manera formal a la simulación sísmica; así como se describió anteriormente los movimientos sísmicos que se

perciben en la superficie son una consecuencia de las características de la fuente, la trayectoria de las ondas y las condiciones del suelo presente; desde hace varias décadas se han formulado numerosos modelos matemáticos para simular acelerogramas que tienen en cuenta parámetros físicos de la fuente y del medio tales como magnitud, distancia, dimensiones de la falla, forma y velocidad de dislocación, caída de esfuerzos, momento sísmico, atenuación, etc.

Todos los modelos buscan las simulaciones a partir del *EAF* que se extrae directamente de la teoría sismológica del espectro radiado clásica de Aki y Brune; La duración de la fase intensa de los eventos es extraída como una función de la frecuencia de esquina tal y como lo describió Herrman y de esta manera es posible obtener la densidad de potencia espectral $G(\omega)$. Formalmente muchas de estas variables son extraídas de análisis de amenaza sísmica como los mostrados en Gallego y Yamin (2002). Los modelos pueden ser estacionarios o no y son los que mejor representan la forma de sismos reales con propiedades tales como llegada de onda P, onda S, superficiales, coda, duración efectiva del movimiento y distribución adecuada de la energía. De esta manera usando una función de densidad de potencia espectral generada por la sismología es posible generar sismos con cualquiera de los métodos presentados en esta sección.

No obstante; el uso de temblores pequeños como funciones empíricas de Green ha ido ganando terreno en los últimos años usando el método con el modelo de fuente (dislocación) propuesto por Haskell (1964) y descrito en el capítulo II y en las leyes de similitud de terremotos derivadas por Kanamori y Anderson (1975), y Geller (1976). Los parámetros para la generación de movimientos sísmicos deben ser consistentes con las relaciones de escala entre los momentos sísmicos y los parámetros de la falla, tales como longitud y ancho de la falla y el tiempo de ascenso, este último es el que transcurre desde que se inicia la dislocación hasta que se presenta el desplazamiento final de la falla

Para simular grandes sismos a partir de funciones empíricas de Green, se han desarrollado diferentes aproximaciones (Irikura, 1983; Joyner y Boore, 1986; Boartwright, 1988; Wennerberg, 1990; Kanamori *et al.*, 1993; Zeng *et al.*, 1994; Tumarkin *et al.*, 1994), todos estas técnicas funcionan cumpliendo modelos de fuentes aceptados de forma implícita. Muchos de estos casos requieren que el proceso de ruptura sea descrito, y esto hace necesario incluir muchos parámetros que frecuentemente desconocemos. Para ello Joyner y Boore (1986), asumen el modelo omega cuadrada, en el cual es posible representar sismos que tienen distribución uniforme de probabilidad en el tiempo sobre la duración de la ruptura del evento a modelar escogido, esto último no conduce a sismogramas muy realistas, por lo que Wennerberg (1990) modifica este esquema y escoge una distribución de probabilidad que varía en el tiempo y elimina las fallas del anterior método, llegando a un proceso que resulta muy sencillo en el dominio del tiempo.

El procedimiento de Wennerberg (1990) sin embargo, sobrestima el nivel de alta frecuencia del espectro del evento escogido, especialmente si el momento sísmico es mucho mayor que el evento a modelar ($\gg 200$ veces), esto último representa un inconveniente para algunas aplicaciones prácticas. Un método propuesto por Ordaz *et al* (1995), sigue un proceso similar al de Wennerberg, derivando una distribución de probabilidad variable en el tiempo, siguiendo un proceso de sumatoria similar al originalmente propuesto por Joyner y Boore.

Sea $a_s(t)$, el registro de un pequeño evento escogido en el sitio de interés, además M_{0s} y ω_{cs} el momento sísmico y la frecuencia de esquina del mismo; como el modelo asume el mismo modelo de ruptura para el sismo pequeño como para el grande, bastará conocer el momento sísmico del sismo esperado M_{0e} y la frecuencia de esquina ω_{cs} del mismo para que el proceso

pueda ser realizado. Además se asume que el espectro fuente de ambos sismos obedecen al modelo omega cuadrada propuesto por Brune.

Se comienza adoptando el esquema de sumatoria de Joyner y Boore, considerando que el evento escogido tiene N celdas o tiempos; el esquema generará j eventos que no serán iguales a los N de la señal pequeña escogida, de esta forma adoptando como base el espectro de Fourier del sismo pequeño, podemos hallar el mismo espectro del sismo grande que deseamos modelar de la siguiente forma:

$$A_e(\omega) = \xi A_s(\omega) \sum_{j=1}^N e^{-i\omega t_j} \quad (116)$$

Se puede observar que los valores t_j son aleatorios, independientes e igualmente distribuidos, con función de densidad de probabilidad $p(t)$; el valor esperado del espectro mencionado en la ecuación (116) elevado al cuadrado puede darse mediante:

$$E[|A_e(\omega)|^2] = \xi^2 |A_s(\omega)|^2 [N + (N^2 - N) |P(\omega)|^2] \quad (117)$$

Donde $P(\omega)$ es la transformada de Fourier de la función de densidad de probabilidad $p(t)$. La relación espectral entre la señal resultante y la original, $R(\omega)$ puede ser estimada mediante:

$$R(\omega) = \sqrt{\frac{E[|A_e(\omega)|^2]}{|A_s(\omega)|^2}} \approx \xi \sqrt{N + (N^2 - N) |P(\omega)|^2} \quad (118)$$

esta última aproximación es comprobada en Ordaz et al (1995). Por definición $P(0)=1$, de aquí se deduce que $R(0)=\xi N$, por otro lado si $\omega \rightarrow \infty$, entonces $R(\infty)=\xi N^{1/2}$. La suposición del modelo de fuente omega cuadrada, implica que la relación espectral del evento escogido como evento pequeño, $H(\omega)$, debe ser:

$$H(\omega) = \frac{M_{oe}}{M_{os}} \left[\frac{1 + (\omega / \omega_{cs})^2}{1 + (\omega / \omega_{ce})^2} \right] \quad (119)$$

los valores de N y ξ pueden darse mediante:

$$N = \left(\frac{M_{oe}}{M_{os}} \right)^{4/3} \left(\frac{\Delta\sigma_e}{\Delta\sigma_s} \right)^{-4/3} \quad (120)$$

$$\xi = \left(\frac{M_{oe}}{M_{os}} \right)^{-1/3} \left(\frac{\Delta\sigma_e}{\Delta\sigma_s} \right)^{4/3} \quad (121)$$

donde $\Delta\sigma$ es el parámetro de caída de esfuerzos, relacionado con la frecuencia ω_c , por medio de Brune (1970):

$$\omega_c = 2\pi 4.9 * 10^6 \beta (\Delta\sigma / M_o)^{1/3} \quad (122)$$

finalmente el momento sísmico se relaciona con la magnitud según Hanks y Kanamori, (1979) de la siguiente forma:

$$M_0 = 10^{1.5M_w + 16.1} \quad (123)$$

Donde β es la velocidad de onda cortante en km/seg $\cong 3.5$, M_0 el momento sísmico en dinas-cm y $\Delta\sigma$ en bares, con este esquema el proceso alcanza un correcto escalamiento tanto para bajas como altas frecuencias. Sin embargo, para frecuencias intermedias $R(\omega)$ depende de $P(\omega)$ y de la distribución de probabilidad de los tiempos de retraso, $P(t)$, por ello si se requiere que el escalamiento sea el correcto en todas las frecuencias, entonces $H(\omega)$ debe ser igual a $R(\omega)$ para todas las frecuencias; por ello partiendo de las ecuaciones 118 y 119 es posible derivar $P(\omega)$ de la siguiente forma:

$$|P(\omega)| = \frac{\sqrt{1+a(\omega/\omega_{ce})^2}}{1+(\omega/\omega_{ce})^2} \quad (124)$$

el valor de a tiene la siguiente expresión:

$$a = \frac{2\omega_{ce}^2}{\omega_{ce}^2 + \omega_{cs}^2} \quad (125)$$

Siguiendo el criterio de Wennerberg (1990), se impone una restricción adicional para que $P(\omega)$ sea real. En este caso la función de densidad de probabilidad deseada esta dada por la transformada inversa de la forma:

$$P(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\sqrt{1+a(\omega/\omega_{ce})^2}}{1+(\omega/\omega_{ce})^2} e^{i\omega t} d\omega \quad (126)$$

La aplicación del método arriba descrito requiere de la generación de números aleatorios con función de densidad de probabilidad, como la descrita en la ecuación 126, para llegar a ello, se hace necesario hacerlo mediante el método inverso, en el cual un numero aleatorio con distribución de probabilidad $P(t)$ puede ser obtenido mediante la siguiente relación:

$$t_i = P^{-1}(u_i) \quad (127)$$

donde t_i es un numero aleatorio con la distribución de probabilidad deseada, u_i es un numero aleatorio con distribución uniforme entre 0 y 1, $P^{-1}(\cdot)$ es la inversa de la distribución de probabilidad. La aplicación del método inverso requiere que $P(\cdot)$ pueda ser invertida; Ordaz et al (1995) encontraron que $P(\cdot)$ puede ser hallada numéricamente, con una convergencia muy rápida de la siguiente forma:

$$P(t) = 1/2 + 1/2(1 - e^{-\omega_{ce}t})\sqrt{1-a} + 1/\pi\sqrt{a} \int_{1/\sqrt{a}}^{\infty} \frac{\sqrt{y^2-1/a}}{y(y^2-1)} (1 - e^{-\omega_{ce}ty}) dy \rightarrow t > 0 \quad (128)$$

nótese que la función de densidad de probabilidad es simétrica con respecto a $t=0$, una vez que $P(t)$ es evaluado es posible realizar la inversa numéricamente por medio de la solución de la ecuación $u=P(t)$, de forma iterativa para valores dados de u entre 0 y 1. Si la tabla $(u-t)$ es construida para valores de u que son igualmente espaciados y lo suficientemente cercanos, entonces la función inversa puede ser hallada y de este modo los valores de t_i pueden ser calculados por interpolación para valores aleatorios arbitrarios de u . Finalmente los valores de t_i se reemplazan en la ecuación 116 para la generación del evento esperado.

Una última incógnita la constituye el valor de la caída de esfuerzos de la señal pequeña; pero esta puede ser resuelta mediante la generación del espectro de amplitudes y la posterior ubicación de la frecuencia de esquina del mismo; finalmente mediante la ecuación (122) y conociendo el momento derivado de la magnitud es posible derivar el valor de la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$.

Amenaza sísmica con efectos locales de suelo

El resultado de los estudios de amenaza sísmica tradicionales es la aceleración máxima en terreno firme ó la aceleración pico efectiva para un punto ubicado en roca. Sin embargo, en la mayoría de casos el punto de análisis se encuentra sobre un estrato de suelo blando cuyas características mecánicas son muy diferentes a las propiedades de los materiales considerados como rocas. Para incluir los efectos de sitio, es decir los cambios en las características de la onda sísmicas en su viaje en el interior del depósito se debe realizar un estudio de propagación de onda. A continuación se presenta la metodología empleada para tener en cuenta los efectos de sitio dentro del análisis realizado. En la Figura 23 se presentan de manera esquemática el efecto del depósito blando en las características de la señal en superficie.

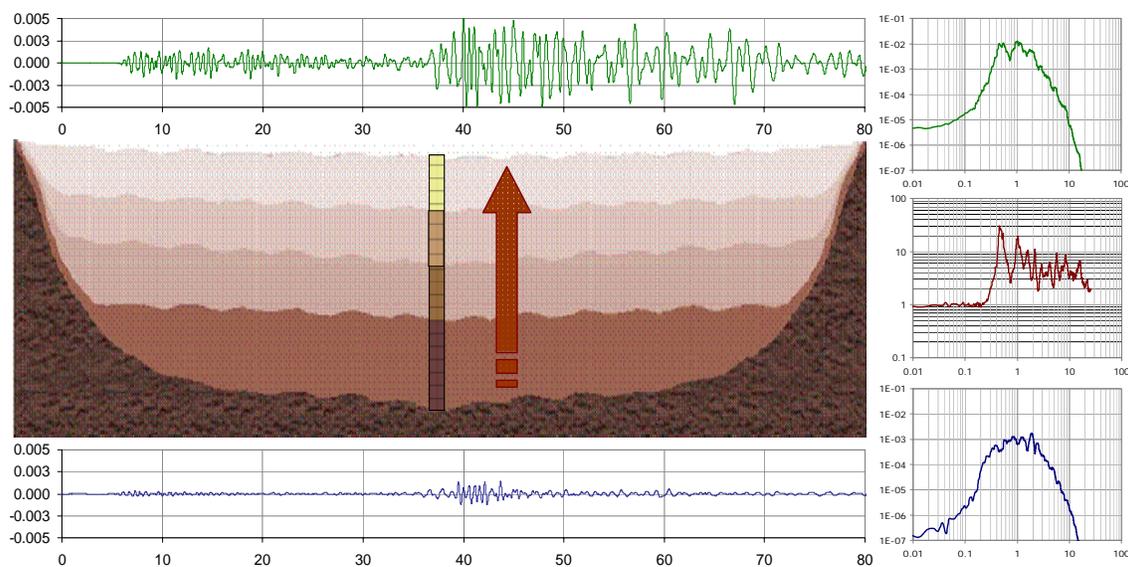


Figura 23 Esquema efectos de sitio

Aproximación Lineal

Para cuantificar los efectos locales por condiciones geotécnicas especiales, el procedimiento que aquí se plantea consiste en evaluar funciones de transferencia de los depósitos de suelos mediante diversas técnicas, con el fin de multiplicar aquellas por los espectros fuentes hallados previamente para el caso de suelo firme y así obtener el (EAF) en el caso que nos ocupa con efectos locales. La Figura 23 ilustra el esquema planteado para el sismo de Armenia registrado con efectos locales de suelo en la Universidad del Quindío; el EAF (Figura 23 izquierda) en un sitio determinado son hallados mediante la magnitud del evento ($M=6.2$) y la distancia hipocentral ($R=15$ Km); esto permiten evaluar mediante la teoría sismológica descrita en la

primera parte del informe el espectro de amplitudes de Fourier para la magnitud, distancia y mecanismo focal del sismo de ejemplo como se puede observar en la Figura 23 izquierda.

En el marco de la microzonificación de Armenia La Universidad de los Andes realizó la exploración del suelo en el sitio de Uniquindio y conformó un modelo con un perfil de suelo de propiedades dinámicas obtenidas con técnicas geofísicas y de laboratorio. Dicho modelo permitió evaluar la función de transferencia lineal de los suelos en el sitio sobre el cual se localiza la Universidad del Quindío; el resultado es una función de transferencia lineal de los suelos presentes mostrada en la Figura 24 centro donde se muestra el filtro que establecen los suelos a una señal definida mediante un EAF y su duración de fase intensa; para este caso de análisis de suelos fue usado el método de Thomson Haskell que corresponde a la primera aproximación de cálculos de FTs desarrollado en los años 50.

Al multiplicar punto a punto en el dominio de la frecuencia el EAF de Magnitud, distancia y mecanismo focal asociado al sismo de Armenia con la FT del sitio de la Universidad del Quindío, obtenemos el *EAF* del sismo considerado teniendo en cuenta los efectos locales del sitio como se observa en la figura 24 derecha

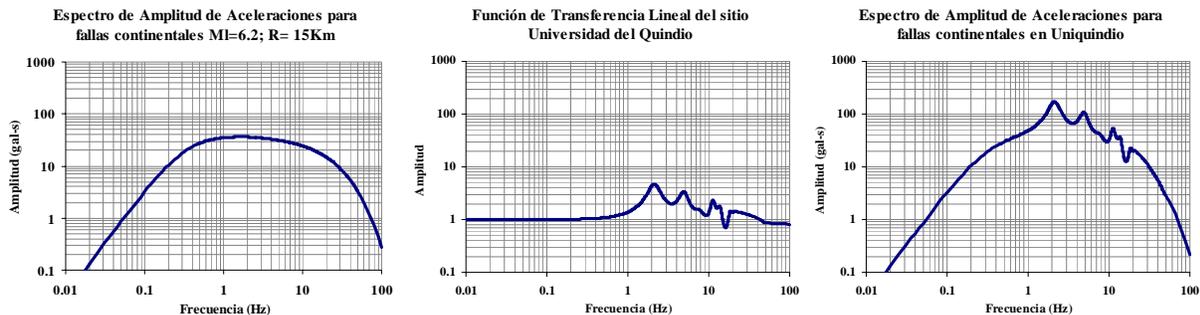


Figura 24 Izquierda: Espectro de amplitudes de Fourier Teórico del sismo de Armenia $M_l=6.2$, $R=15$ Km; Centro: Función de Transferencia del sitio Uniquindio; Derecha: EAF del sismo de Armenia sobre Uniquindio Teórico.

El resultado de este EAF es comparado en la Figura 25 Izquierda con el EAF de la señal completa registrado por un aparato acelerografico de la red nacional (es decir el EAF de la suma vectorial de las componentes norte sur y Este-oeste) donde se observa la correcta convergencia en fases y buen grado de aproximación en amplitudes. Debido a la analogía entre el dominio de la frecuencia y el dominio del tiempo establecida por el teorema de Parseval es posible concluir que si se tiene una buena estimación de los parámetros en el dominio de la frecuencia, la teoría de vibraciones aleatorias permitirá obtener de forma confiable una correcta estimación de los valores máximos esperados en el dominio del tiempo. Los valores obtenidos deben ser usados con la cautela y el criterio profesional que el caso amerita.

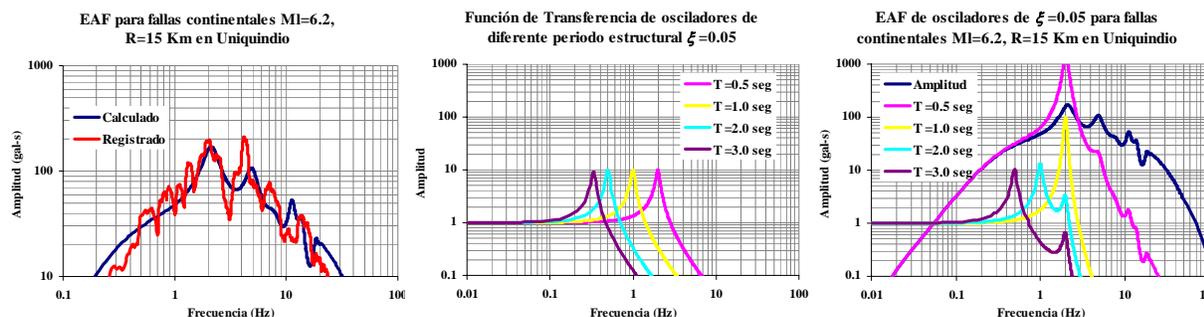


Figura 25 Izquierda: Comparación entre resultados teóricos y registrados de EAF del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Centro: Funciones de Transferencia de osciladores con $\zeta=5\%$; Derecha: EAF de osciladores de 5% de amortiguamiento con respecto al crítico del sismo de Armenia sobre Uniquindio Teórico.

El EAF calculado hasta ahora representa las intensidades máximas registradas en suelo; sin embargo, es necesario para fines de diseño las intensidades que se puedan llegar a registrar sobre las edificaciones, ya que, este es el objetivo final de un estudio de este tipo. Se hace necesario usar funciones de transferencia de osciladores de periodo y relación de amortiguamiento con respecto al crítico conocida. Las funciones de transferencia de los diferentes osciladores son mostradas en la Figura 25 Centro para $\zeta=5\%$.

El EAF del suelo es entonces multiplicado nuevamente en el dominio de la frecuencia por cada una de las FT de osciladores y entonces, es posible construir los EAF de cada oscilador de periodo y amortiguamiento conocido sobre los suelos del sitio Uniquindio y para la magnitud y distancia hipocentral de sismos de fuentes continentales como se muestran en la Figura 25 derecha.

Al realizar a cada EAF de oscilador el proceso de teoría de vibraciones aleatorias mediante los momentos estadísticos espectrales y la duración de la fase intensa es posible, como se mencionó, encontrar el valor de la aceleración cuadrática media, que es la variable típica que establece la analogía entre el dominio de la frecuencia y el dominio del tiempo. En la Figura 26 Izquierda se muestra el espectro de respuesta de aceleración cuadrática media para el caso que nos ocupa; siguiendo la TVA es posible, además, encontrar el espectro de factor pico para este caso particular como se muestra en la Figura 26 Centro donde se muestran valores típicos de este tipo de análisis (ver Clough y Penzien, 1973; Davenport, 1964, Rice, 1973; Cartwright y Longuett-Higgins, 1957).

Los valores extremos esperados se generan a partir del producto de la aceleración cuadrática media y el factor pico; este resultado teórico se observa en la figura 39 Derecha. Donde se observa el espectro de respuesta de aceleraciones para la magnitud, distancia epicentral, suelos y mecanismo focal especificados para el sismo de Armenia registrado en la Universidad del Quindío

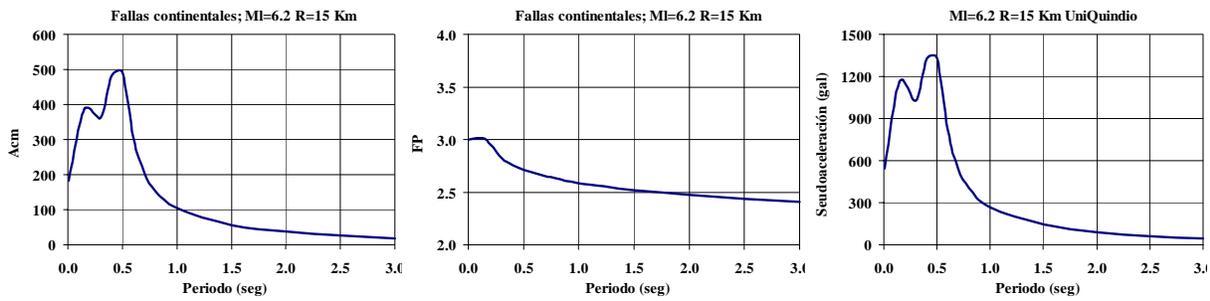


Figura 26 Izquierda: Espectro de Aceleración cuadrática media para $\xi=5\%$ del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Centro: Espectro de Factor pico extraído de la Teoría de vibraciones aleatorias; Derecha: Espectro de Respuesta teórico de 5% de amortiguamiento con respecto al crítico del sismo de Armenia sobre Uniquindio.

El resultado, como en todo en el desarrollo de este trabajo es comparado con los registros del sismo en la estación acelerográfica y son comparados los espectros de respuesta total (es decir los estimados a partir de la componente total del registro obtenida vectorialmente a partir de las componentes ortogonales). En la Figura 27 Izquierda se observa la comparación del espectro de respuesta de aceleración para relación de amortiguamiento de 5% contra lo calculado en este estudio; se observa buena aproximación y esto es gracias a que el modelo ha ido siendo calibrado en cada una de las variables que hacen parte del problema sismológico.

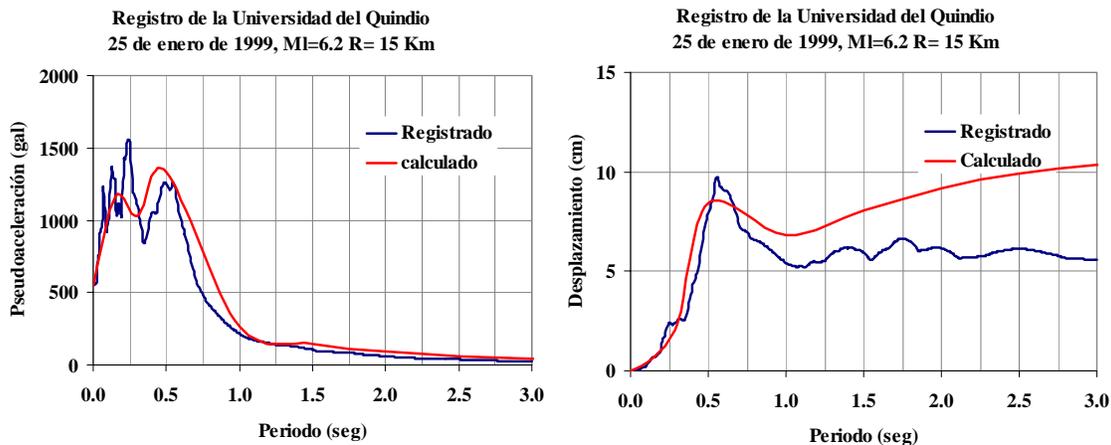


Figura 27 Izquierda: Comparación entre valores registrados y calculados de Espectros de respuesta de aceleración para $\xi=5\%$ del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Comparación entre valores registrados y calculados de Espectros de respuesta de aceleración para $\xi=5\%$ del sismo de Armenia registrado en Uniquindio.

Este resultado no es fortuito porque se fundamenta en la observación exhaustiva de los patrones de comportamiento de los sismos en el territorio de Colombia y años de desarrollo e investigación que lleva este proceso. Nótese que a lo largo de este estudio siempre se ha comparado con los registros instrumentales; porque a pesar de que existe un esfuerzo numérico importante para estos cálculos la corroboración de estos con la realidad brinda una “línea base” para corregir con respecto a lo observado. Nada más amenazoso que no comparar con registros de una zona similar porque los modelos numéricos puros no brindan la sensibilidad y el buen criterio que debe por encima de todo mantenerse en este tipo de procesos. Los resultados de este tipo de análisis deben usarse con la cautela y el buen criterio que este tipo de problemas merece.

La Figura 27 Derecha muestra la comparación de lo registrado y lo calculado para el caso del espectro de desplazamiento del registro del sismo de Armenia; en este caso se sigue el mismo proceso que para la aceleración, solo que en este caso el EAF de la fuente corresponde al desplazamiento. Como se ha mencionado el desplazamiento debido a su dependencia del contenido de las bajas frecuencias siempre ha sido una variable difícil de evaluar consistentemente. Los resultados aquí mostrados muestran la confiabilidad del método con registros de una zona.

El proceso se puede generalizar y entonces establecer los EAFs para combinaciones de Magnitud, distancia y mecanismo focal de tal suerte que puedan obtenerse leyes de atenuación de máximos valores esperados de cualquier variable de interés, así como leyes de atenuación de los diferentes osciladores que componen un espectro de respuesta. En la Figura 28 se presentan las leyes de atenuación de diferentes osciladores para los mecanismos focales usados en este estudio.

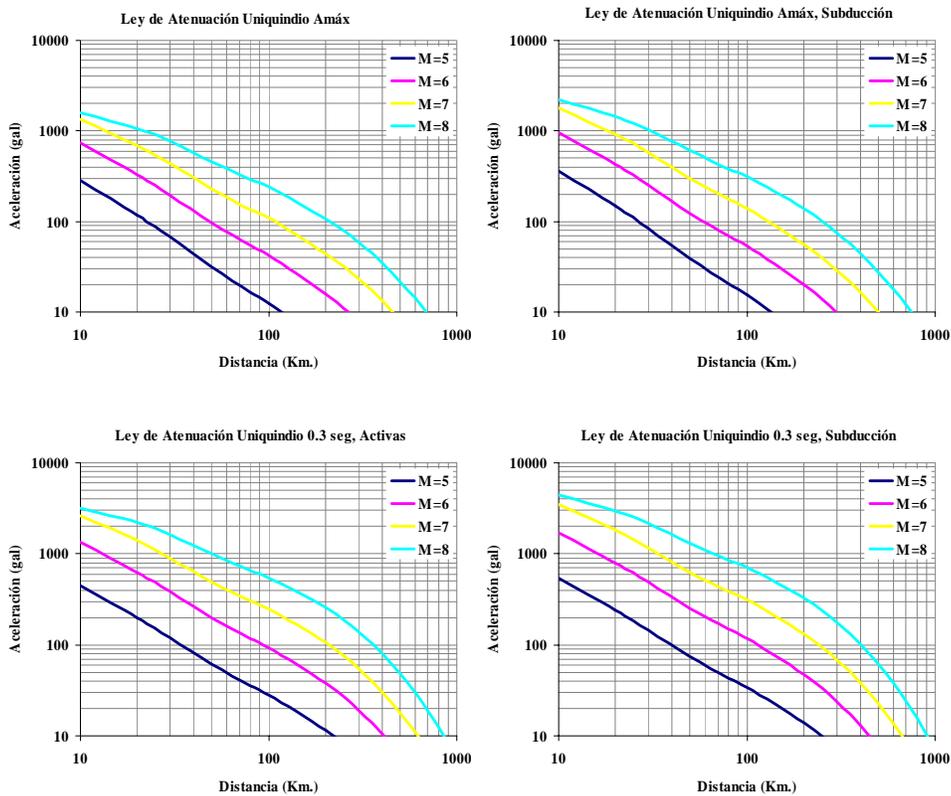


Figura 28 Continúa en la siguiente página

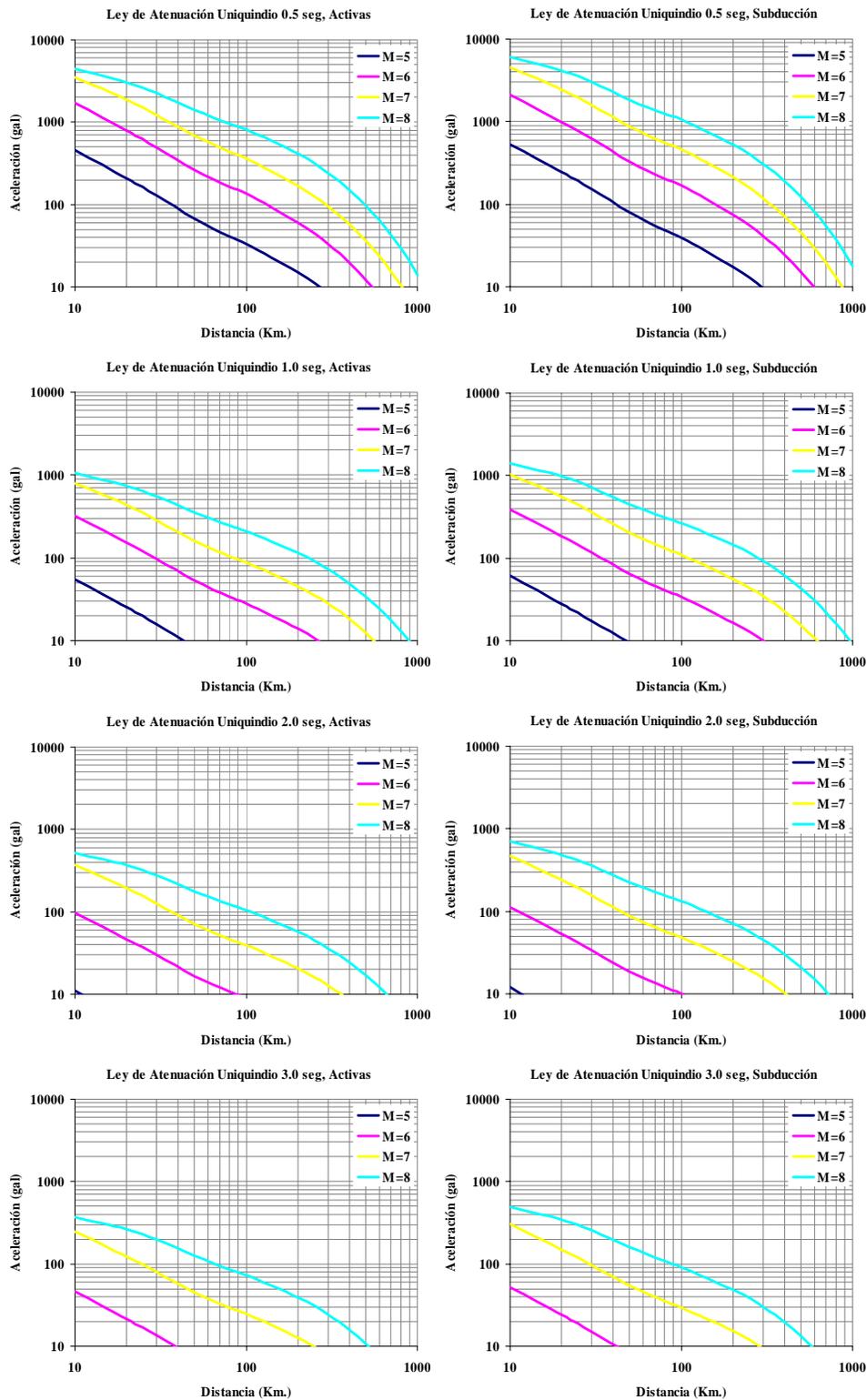


Figura 28 Izquierda: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio

Al contar con leyes de atenuación de cada oscilador de periodo y amortiguamiento conocido en el sitio Uniquindio es posible mediante la teoría clásica de amenaza sísmica de Cornell y Esteva

(1969) que permite la evaluación de las tasas de excedencia de cada uno de los periodos espectrales encontrar la amenaza.

En la Figura 29 se presentan las tasas de excedencias de los diferentes mecanismos focales considerados en este estudio. Si se trazan líneas horizontales de periodo de retorno constante, es posible interceptando cada curva de periodo estructural encontrar la intensidad de aceleración que muestre para cada tipo de evento los espectros de amenaza uniforme en el sitio Uniquindio.

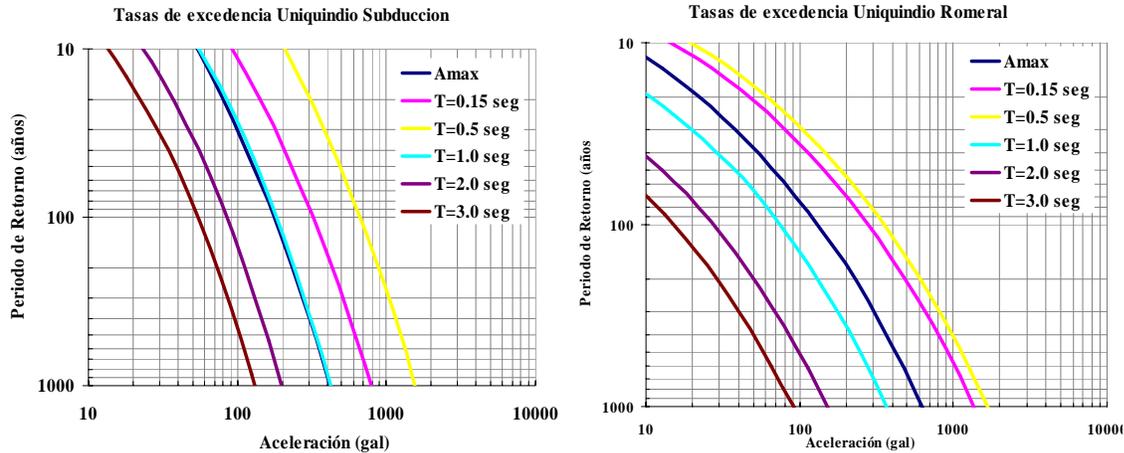


Figura 29 Izquierda: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Leyes de Atenuación espectrales de sismos continentales para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio del sismo de Armenia registrado en Uniquindio

En la Figura 30 se pueden ver los espectros de amenaza uniforme de cada tipo de fuente representativa (Romeral y Subducción) para diferentes periodos de retorno. La aproximación de las fuentes por separado comparada con el sismo registrado el 25 de enero de 1999 muestra los periodos de retorno asociados en cada uno de los fenómenos.

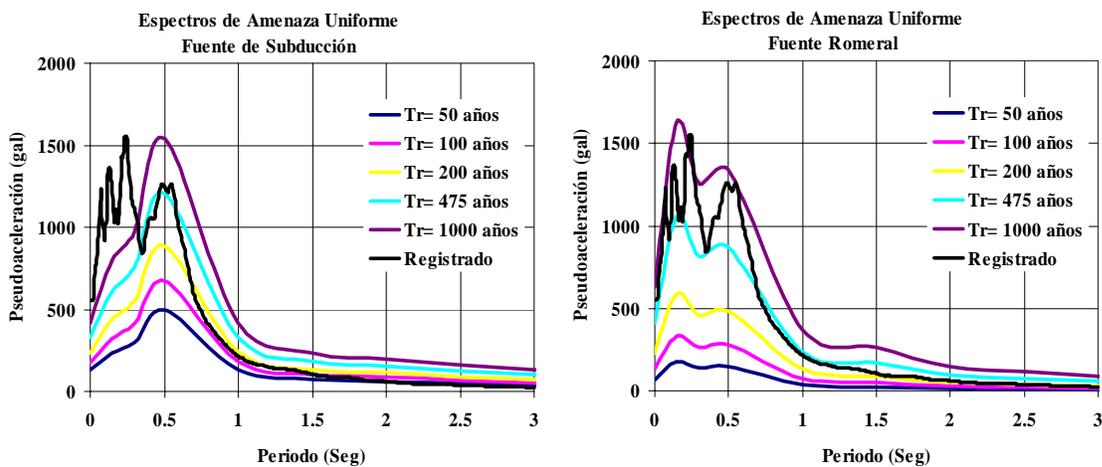


Figura 30 Izquierda: Espectros de amenaza uniforme para fuentes de subducción para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio; Derecha: Espectros de amenaza uniforme para fuentes de Romeral para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio.

La Figura 30 izquierda muestra buena aproximación del sismo registrado en el sitio Uniquindio en los periodos intermedios para periodo de retorno de 475 años y la Figura 30 derecha

muestra buena aproximación de los periodos estructurales bajos para periodos de retorno de 1000 años. Esto es una evidencia de que los análisis de amenaza no se pueden hacer coherentemente por separado y exigen la inclusión de todas las fuentes presentes. En la Figura 31 izquierda se muestran los espectros de amenaza uniforme para los sismos de subducción y de Romeral para el periodo de Retorno de 475 años que exige la Ley, en esta es posible visualizar el efecto de la influencia de cada tipo de fuente en la conformación de la amenaza total. La Figura 30 derecha muestra los espectros de amenaza uniforme del sitio Uniquindio para diferentes periodos de retorno; dicha figura que en este caso el periodo de retorno de 475 años constituye la mejor aproximación a lo registrado el día 25 de enero de 1999

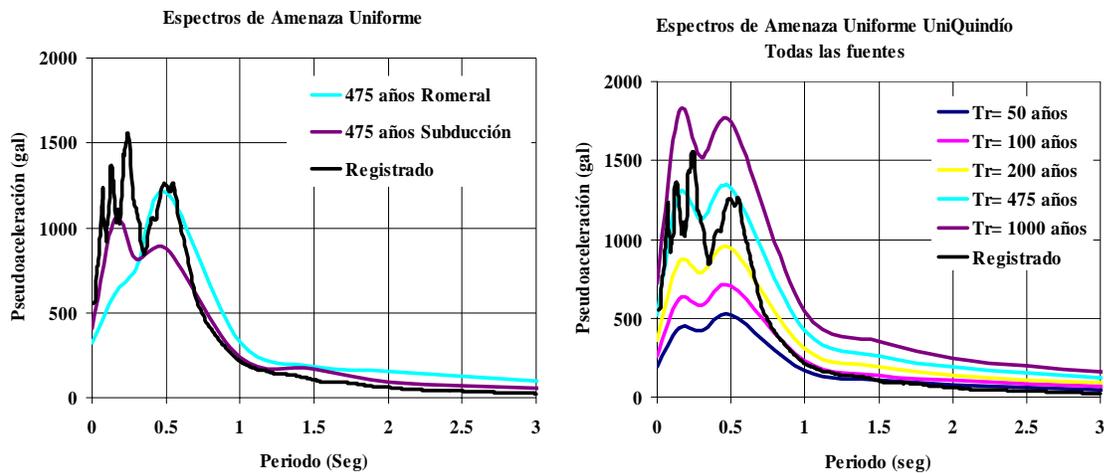


Figura 31 Izquierda: Espectros de Amenaza para $\xi=5\%$ en el sitio Uniquindio de los diferentes mecanismos focales para 475 años comparado con el sismo de Armenia registrado en Uniquindio; Derecha: Espectros de amenaza uniforme tomando en cuenta todas las fuentes para el sitio Uniquindio comparado con el registro de la estación

El anterior análisis de amenaza sobre un sitio particular como Uniquindio muestra que este tipo de eventos puede estar asociados a los periodos de retorno que se manejan comúnmente y más aún que este tipo de eventos se puede volver a presentar en la región donde además se encuentra Manizales.

Aproximación no-lineal

La función de transferencia de los suelos (*F.T.*) de un sitio determinado puede también calcularse mediante el procedimiento lineal equivalente (Romo y Barcena. 1993), de propagación vertical de ondas *SH*; y puesto que se toma en cuenta el comportamiento no-lineal de los suelos, las *FT* dependen tanto de la amplitud del movimiento como de su contenido de frecuencias; por lo cual, las *F.T.* se evalúan para cada magnitud y distancia en consideración. Nótese que el procedimiento lineal equivalente es realizado en el dominio de la frecuencia con la densidad espectral de cada EAF y la duración de la fase intensa derivada a partir del criterio de frecuencia de esquina deducida con anterioridad. Con rigor la densidad espectral muestra todos los posibles sismos del tipo de falla propuesto para la magnitud y distancia especificada.

El proceso en cada sondeo de estudio se repite para cada magnitud, distancia, periodo y mecanismo focal de interés, para obtener las leyes de atenuación espectral de un sitio particular teniendo en cuenta los efectos locales por condiciones geotécnicas. De esta manera cada ley de atenuación tiene la evaluación para 10 magnitudes y 50 distancias epicentrales de los EAFs y por consiguiente de las densidades espectrales. Posteriormente es usado el método lineal equivalente para evaluar las funciones de transferencia, *FT* correspondiente a cada EAF, cada

ley de atenuación tiene 500 evaluaciones y existen 16 leyes de atenuación por sondeo (Amax, Vmax, Dmax, 0.15 seg, 0.3 seg, 0.5 seg, 1.0 seg, 1.5 seg, 2.0 seg, 2.5 seg, 3.0 seg, 3.5 seg, 4.0 seg, 4.5 seg, 5.0 seg); además el proceso se realiza tanto para las fallas cercanas como para fallas de subducción por lo que cada sondeo tiene aproximadamente 16000 evaluaciones de EAF y FT, lo cual garantiza la no-linealidad del proceso en el caso que esta particular forma de respuesta se presentara. Nótese que nunca son usados los espectros de respuesta sino las funciones de transferencia de los depósitos que muestran el filtro no-lineal que se establece a la totalidad de la señal de entrada, de esta forma no se pierde información valiosa del fenómeno de transmisión de ondas en el contenido de frecuencias.

Funciones de transferencia no-lineales

Es bien reconocido el comportamiento no lineal de las principales propiedades de los suelos, tales como rigidez y amortiguamiento, dependiendo de los niveles de deformación.

La variación que se encuentra en el comportamiento de los suelos en función de la amplitud provoca que las funciones de transferencia varíen con las intensidades; así, existe comportamiento lineal para bajos niveles de deformación (es decir la función de transferencia es constante); pero, conforme estos aumentan, la no linealidad de los materiales comienza a actuar, de tal suerte, que para las mayores intensidades posibles en un sitio se presentaran los más fuertes efectos no lineales.

Las *F.T.* para cada nivel de intensidad (en este caso aceleración) se generan usando los perfiles de suelo con sus respectivas propiedades dinámicas y los *EAF* generados a partir de la teoría sísmológica del espectro radiado para suelo firme deducidos anteriormente, suponiendo que estos son los movimientos incidentes en la roca base en el modelo de propagación unidimensional de ondas *SH* el cual funciona perfectamente en el dominio de la frecuencia con ahorro de tiempo de computo.

Una vez realizado el proceso para cada *EAF* en cada sitio de estudio, es posible construir las funciones de transferencia en cada nivel de intensidad y para cada tipo de mecanismo focal. El comportamiento de las *FT* en suelo blando se puede determinar de una forma completamente teórica siguiendo los conceptos definidos; sin embargo, también fue identificado de forma experimental por Lermo (2000) para la estación de Central de Abastos en México D.F. (tal vez el pozo instrumentado con más registros en todo el mundo) en condiciones de suelo, donde pudo registrar eventos de diferente magnitud y comprobar el efecto de la no linealidad en el comportamiento de la forma de las funciones de transferencia.

En la Figura 32 se presentan funciones de transferencia no lineales calculadas en un depósito blando con periodo fundamental de 1 seg para diferentes intensidades (en el presente caso aceleración máxima en terreno firme).

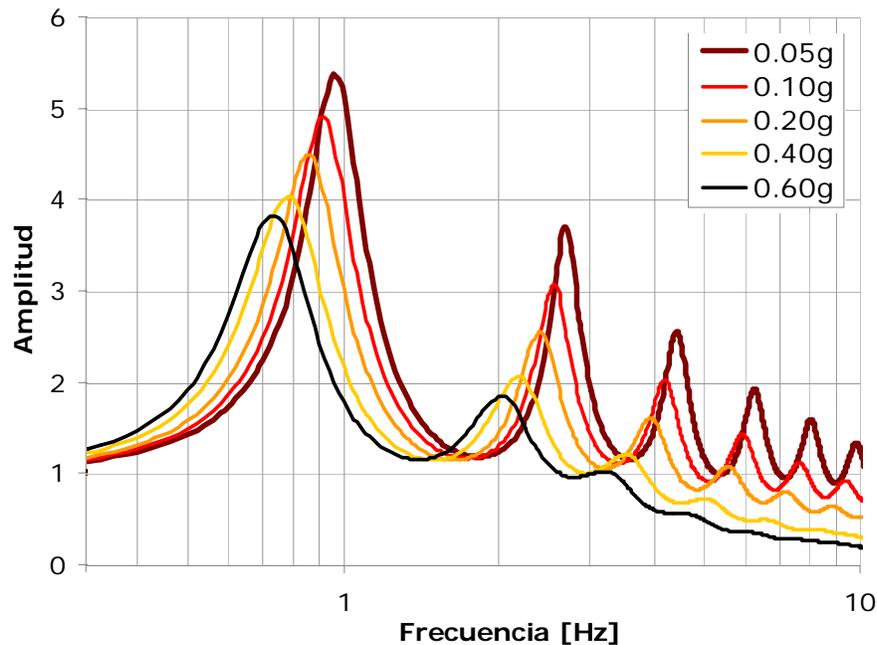


Figura 32 Funciones de transferencia no lineales para un depósito de suelo con periodo fundamental de 1.0 seg

Duración de la fase intensa de movimientos en suelos blandos.

No existe estudio alguno en Colombia sobre la estimación de la duración de la fase intensa de los movimientos, fundamentalmente por la escasa red instalada y también por la falta de un número de eventos considerables; Además debido a la poca profundidad de los suelos y condiciones de linealidad la duración de los depósitos puede hacerse similar a la de los sismos incidentes en la base.

Incertidumbre en las leyes de atenuación con efectos locales

Una vez obtenidas leyes de atenuación y contando con la sismicidad de las fuentes en la región, es posible encontrar el amenaza sísmico en el sitio, incluyendo los efectos locales, sin embargo, la incertidumbre en la estimación de las leyes de atenuación con efectos locales no sigue siendo la misma que las leyes en terreno firme, ya que se establecen incertidumbres adicionales en la forma de evaluación de las funciones de transferencia; también existe incertidumbre en la calidad de sondeos, inalteración de las muestras y en la determinación de las propiedades dinámicas. Además debe ser tomada en cuenta la incertidumbre en la estimación de los valores extremos hecha por la teoría de vibraciones aleatorias descrita mediante la ecuación 133.

Puede inferirse que entre la incertidumbre asociada al cálculo de los *EAF* en terreno firme y la incertidumbre relacionada a los fenómenos anteriormente descritos no existe una relación directa, por lo que hay independencia estadística entre ellas; esto hace posible encontrar la incertidumbre total por medio del criterio de la raíz de la suma de los cuadrados. Las incertidumbres de las leyes de atenuación de *EAF* en terreno firme, σ_{Ina1} , fueron calculadas y se encuentran en la tabla 3 y la incertidumbre por las condiciones geotécnicas, σ_{Ina2} , según

información experta, puede tomar valores de hasta $\frac{1}{4}$ teniendo en cuenta que muchas de las propiedades dinámicas fueron evaluadas in-situ; finalmente el uso de la TVA introduce un error que se puede estimar según la expresión 103; esto hace posible evaluar el nuevo valor de σ_{lna} de las leyes de atenuación asociado a los efectos locales mediante:

$$\sigma_{lna} = \sqrt{\sigma_{lna1}^2 + \sigma_{lna2}^2 + \sigma_{TVA}^2} \quad (129)$$

Construcción de leyes de atenuación espectral.

Contando con los *EAF* de cada sitio de sondeo y con la estimación de la duración de la fase intensa de los movimientos, es posible, como se ha mencionado mediante teoría de vibraciones aleatorias, (TVA, Udwadia y Trifunac, 1974) obtener los valores máximos esperados de cada *EAF*; al repetir el proceso para cada magnitud, distancia epicentral, periodo estructural y mecanismo focal es posible derivar leyes de atenuación espectral en condiciones no lineales de suelo.

En este caso el proceso es similar al llevado a cabo para el sitio Uniquindio, solo que las FTs varían para cada combinación de magnitud, distancia y mecanismo focal. El proceso se repite para 10 magnitudes, 50 distancias, 15 ordenadas espectrales y 2 mecanismos focales en cada sondeo para construir leyes de atenuación puntuales que puedan ser analizadas con la teoría clásica de amenaza sísmica

El uso de funciones de transferencia de osciladores permite encontrar el *EAF* representativo de estructuras con diferente periodo y amortiguamiento, lo que automáticamente admite el cálculo de relaciones de atenuación de ordenadas espectrales y la construcción de espectros para cualquier magnitud y distancia deseada; además el método presenta compatibilidad espectral; por lo cual al calcular, por ejemplo, el espectro de respuesta de pseudoaceleraciones es posible evaluar los de pseudovelocidad y desplazamiento espectral, mediante las simples relaciones espectrales conocidas.

Esta compatibilidad resulta útil y permite el uso de los *EAF* para el cálculo de las diversas intensidades que se han mencionado; por el contrario esta compatibilidad no existe en leyes de atenuación empíricas deducidas mediante modelos de regresión comunes en los cuales no se impone la compatibilidad como restricción y se hace necesario realizar el análisis de regresión por separado para cada intensidad.

En las Figuras 33 y 34 se presenta un resumen de la metodología de cálculo de espectros de amenaza uniforme empleada por la Universidad de los Andes en el presente trabajo de investigación, teniendo en cuenta la respuesta dinámica del depósito blando.

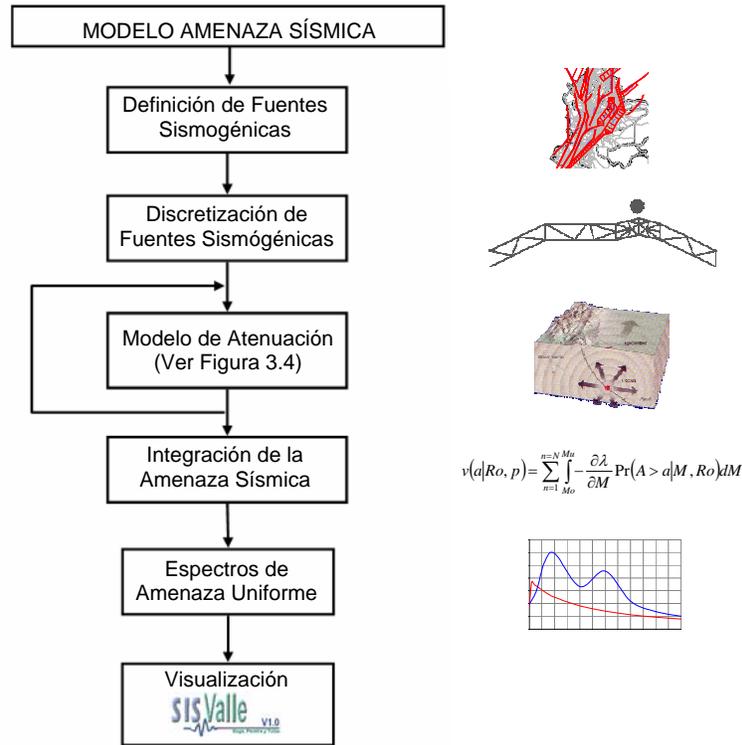


Figura 33 Resumen metodología de cálculo amenaza Universidad de los Andes

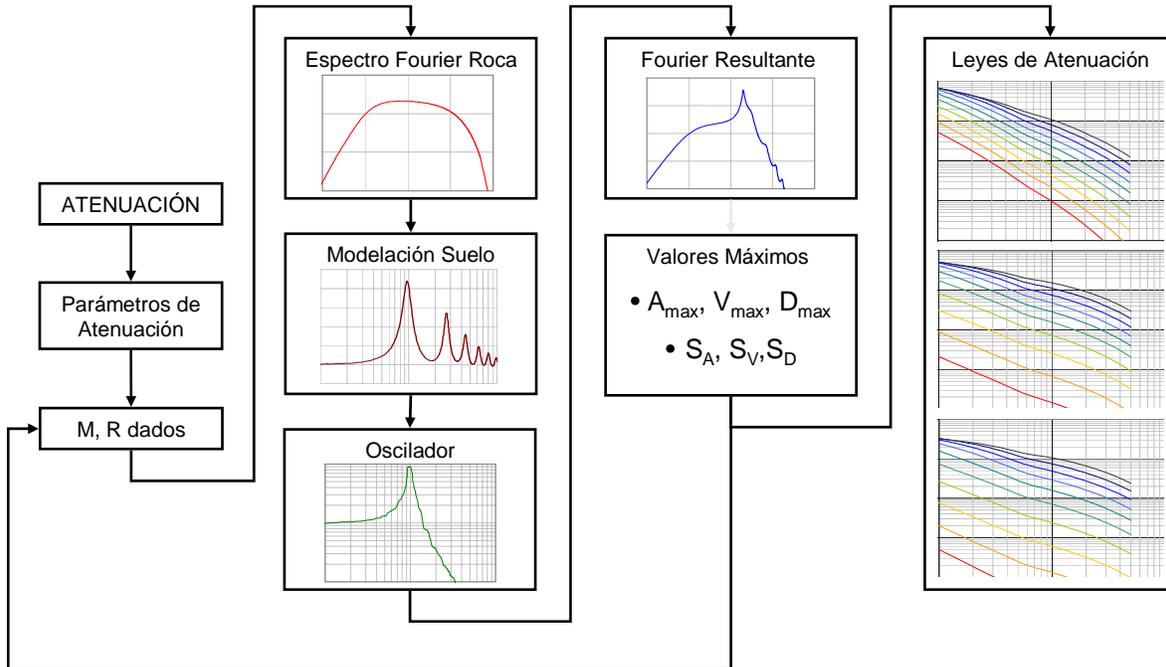


Figura 34 Resumen metodología de cálculo amenaza Universidad de los Andes (Atenuación)