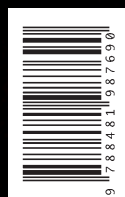


Esta edición presenta un completo estudio de amenaza sísmica en América Central, realizado en el marco del proyecto RESIS II, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPRENAC). Los autores son expertos sismólogos de Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Honduras, Costa Rica, Panamá, Noruega y España, que han trabajado conjuntamente durante un taller celebrado en la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) en abril de 2008, en el transcurso del cual se realizó gran parte de la evaluación. Éste es el primer estudio de amenaza desarrollado para toda la región centroamericana en la primera década de 2000, con participación de especialistas de todos los países del área y con información local actualizada de los bancos de datos sismológicos y de movimiento fuerte. Los mapas resultantes tienen carácter regional, sin discontinuidades en las fronteras. La edición incluye también resultados a escala nacional para los seis países de América Central que han participado en el estudio.

La presente edición ha sido cofinanciada por la Universidad Politécnica de Madrid, a través del Vicerrectorado de Relaciones Internacionales, el Gobierno de Noruega y la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID).



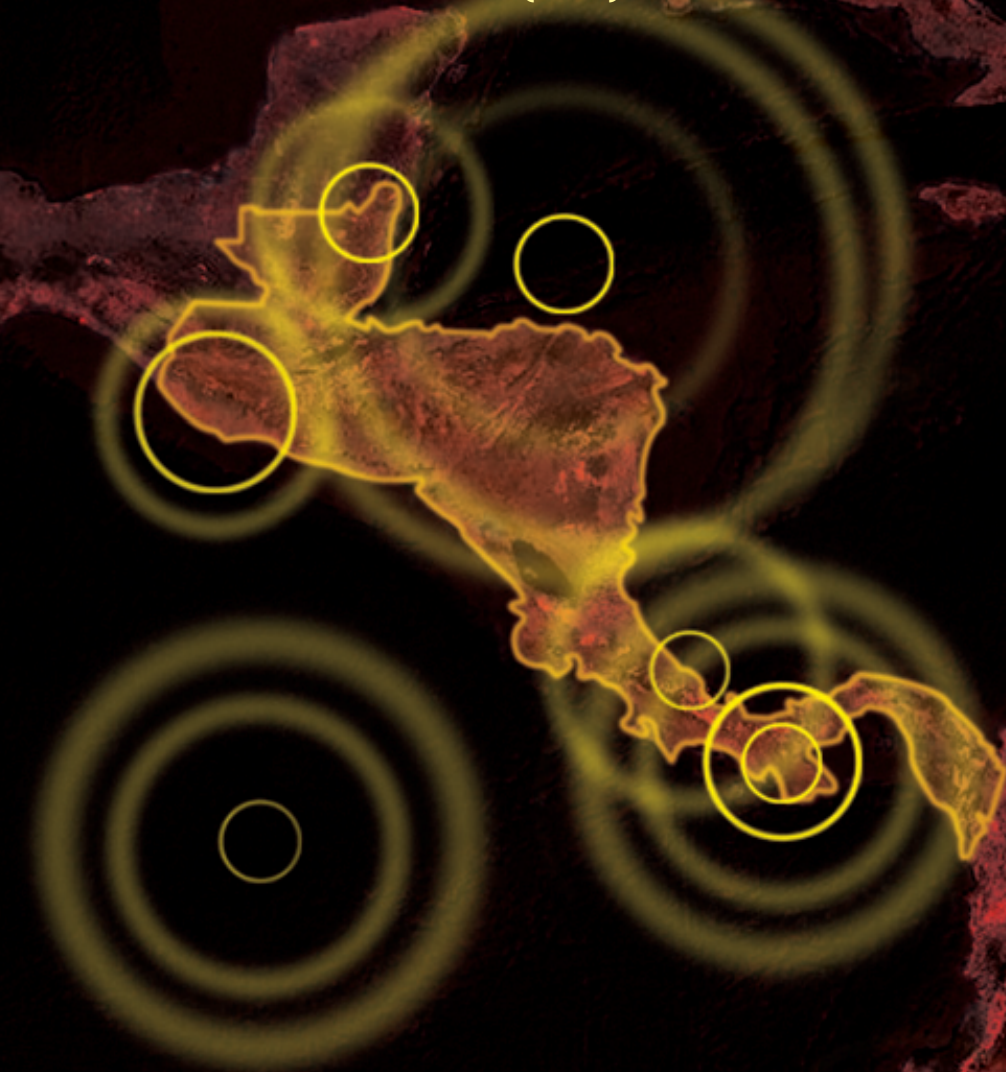
Amenaza sísmica en América Central • VV.AA. M^a Belén Benito Oterino y Yolanda Torres Fernández (eds.)

Amenaza sísmica en América Central

VV.AA.

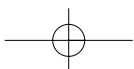
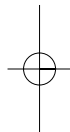
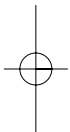
M^a Belén Benito Oterino

Yolanda Torres Fernández (eds.)



Entinema

▲ Entinema



Amenaza sísmica en América Central

**M^a Belén Benito Oterino
y Yolanda Torres Fernández (eds.)**

© De la obra: XXX

© Del texto:

Las editoras: M^a Belén Benito Oterino y Yolanda Torres Fernández

Los autores:

De los primeros 5 capítulos: M^a Belén Benito, Conrad Lindholm, Eduardo Camacho, Álvaro Climent, Griselda Marroquín, Enrique Molina, Wilfredo Rojas, Emilio Talavera, José Jorge Escobar, Guillermo Alvarado y Mercedes Pérez Escalante

Del capítulo 6: Enrique Molina y M^a Belén Benito

Del capítulo 7: José Jorge Escobar, Eduardo Camacho y Belén Benito

Del capítulo 8: Griselda Marroquín y M^a Belén Benito

Del capítulo 9: Emilio Talavera y M^a Belén Benito

Del capítulo 10: Álvaro Climent, Wilfredo Rojas, Guillermo Alvarado y M^a Belén Benito

Del capítulo 11: Eduardo Camacho y Belén Benito

De la cartografía: Yolanda Torres Fernández

© Entimema, 2009

Fuencarral, 70

28004 Madrid

Tel. 91 532 05 04

Fax 91 532 43 34

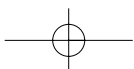
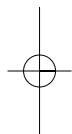
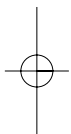
www.entimema.com

Amenaza sísmica en América Central

ISBN: 978-84-8319-474-4

Depósito legal:

*A los profesores Agustín Udías,
que fue maestro en Sismología,
y John Cortina, in memoriam, que enseñó y dio
su vida en Centroamérica.*





PRESENTACIÓN

El Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC) es la instancia especializada del Sistema de Integración Centroamericana (SICA), cuyo objetivo general es contribuir a la reducción de la vulnerabilidad y el impacto de desastres, como parte integral del proceso de transformación y desarrollo sostenible de la región (en el marco del SICA), a través de la promoción, apoyo y desarrollo de políticas y medidas de prevención, mitigación, preparación y gestión de emergencias.

La promoción y desarrollo de una cultura centroamericana de prevención y mitigación de desastres, a través de la educación, la preparación y la organización de los diferentes factores sociales y económicos de la región, es uno de los objetivos institucionales que acompañan al presente libro titulado *Amenaza sísmica en América Central*.

En ese orden y cumplimiento de objetivos, es que se contribuye al diseño y promoción de la información técnica y científica para la Gestión Integral del Riesgo a Desastres, por medio del Proyecto Reducción del Riesgo Sísmico en Guatemala, El Salvador y Nicaragua, con Cooperación Regional para Honduras, Costa Rica y Panamá (RESIS II) con el apoyo técnico y financiero del Ministerio Noruego de Asuntos Exteriores (NORAD).

La vulnerabilidad física, social y ambiental en América Central lleva un marcado incremento, aunado al alto riesgo de terremotos, por lo que las herramientas e instrumentos que apunten a disminuir las pérdidas humanas y materiales son de vital importancia.

Esta evaluación espera constituirse en una herramienta de consulta y referencia para las instituciones nacionales, regionales, de cooperación de inversión pública y privada, y para los actores en general de la sociedad interesados en la utilización de la información, en el marco sismotectónico regional y metodología de cálculo, en los parámetros y modelos de entrada para el cálculo de la amenaza, la zonificación sísmica, para contribuir desde los procesos de planificación y dotando de los insumos científicos y técnicos para la creación e implementación de las acciones y medidas que garanticen el desarrollo integral de las sociedades, con seguridad y sostenibilidad.

Presentación

Esta evaluación, además, cuenta con el soporte y apoyo de expertos e instituciones académicas y científicas de reconocida trayectoria y calidad a nivel internacional y se pone con ese rigor, a la disposición de la región y de sus países.



Ing. Alejandro Maldonado
Secretario
CONRED
Presidente CEPREDENAC



Lic. Iván Morales
Secretario Ejecutivo
CEPREDENAC

AGRADECIMIENTOS

El trabajo que se presenta en esta edición se ha desarrollado dentro del proyecto regional RESIS II, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del Centro de Coordinación para la Prevención de los Desastres Naturales en América Central (CEPREDENAC). Los expertos sismólogos han trabajado conjuntamente en el marco de un taller celebrado en la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) en abril de 2008, durante el cual se realizó gran parte de la evaluación de amenaza sísmica en América Central. Los autores agradecemos el soporte prestado por esta universidad, así como la ayuda inestimable de Jorge M. Gaspar Escribano, Raquel M. Gómez Hernández, Alicia Rivas Medina y M. José García Rodríguez del grupo de Ingeniería Sísmica de la UPM, dirigido por María Belén Benito. También agradecemos a Mario Ordaz, del Instituto de Ingeniería de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), quien facilitó generosamente el programa de cálculo empleado en el estudio. Al Instituto Colombiano de Geología y Minería por facilitar el catálogo de la región fronteriza con Panamá, al Centro Sismológico de América Central (CASC), con sede en la Universidad de Costa Rica, que facilitó el banco de datos sísmológico para complementar el catálogo sísmico de cada país, y a Alberto Vargas por su ayuda con el manejo del Sistema de Información Geográfica que ha dado soporte a parte del trabajo realizado. Agradecemos igualmente la financiación adicional de Risk Management Solutions (RMS), California, Estados Unidos, que permitió la participación de los seis países de América Central en el estudio.



Agradecimientos

La presente publicación ha sido cofinanciada por la Universidad Politécnica de Madrid, a través del Vicerrectorado de Relaciones Internacionales, el Gobierno de Noruega y la Agencia Española de Cooperación Internacional para el Desarrollo (AECID). Agradecemos particularmente al Vicerrector de Relaciones Internacionales de la UPM, José Manuel Páez y a la Adjunta al Vicerrector de Relaciones Internacionales con Latinoamérica, M^a Teresa Arredondo, por la gran ayuda y apoyo facilitados siempre en relación con nuestras investigaciones de amenaza sísmica en América Central.

ÍNDICE

Prólogo de Conrad Lindholm	17
Introducción	21
PARTE I. ESTUDIO REGIONAL	23
por M ^a Belén Benito, Conrad Lindholm, Eduardo Camacho, Álvaro Climent, Griselda Marroquín, Enrique Molina, Wilfredo Rojas, Emilio Talavera, José Jorge Escobar, Guillermo Alvarado y Mercedes Pérez Escalante. Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	
CAPÍTULO 1. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en América Central	25
CAPÍTULO 2. Marco sismotectónico	27
2.1. Introducción	27
2.2. Zona de subducción (Fosa Mesoamericana)	30
2.3. Arco Volcánico	31
2.4. Límite de placas Norteamérica-Caribe	33
2.5. Otras estructuras de deformación interna de la Placa Caribe (Norte)	33
2.5.1. Provincia de grabenes de Guatemala y Honduras	34
2.5.2. Sistema de Falla del Guayape	34
2.5.3. Depresión de Nicaragua	35
2.5.4. Escarpe de Hess	35
2.6. Zona de Fractura de Panamá	36
2.7. Cinturón Deformado del Sur de Panamá	36
2.8. Zona de Sutura Atrato-Murindo	36
2.9. Cinturón Deformado del Norte de Panamá	37

2.10. Otras estructuras de deformación interna de la Placa Caribe (Sur)	37
2.10.1. Zona de deformación interna del Bloque de Panamá	37
2.10.2. Zona de Talamanca	38
2.10.3. Extremo norte de la Fosa del Pacífico colombiano	38
CAPÍTULO 3. Metodología de cálculo (aspectos teóricos)	40
3.1. Introducción	41
3.2. Definición de la amenaza sísmica	42
3.3. Métodos de cálculo. Perspectiva histórica	42
3.4. Análisis probabilista de amenaza sísmica (PSHA)	44
3.4.1. Introducción. Fases del PSHA	44
3.4.2. Determinación de la amenaza representativa de un emplazamiento	46
3.4.2.1. Fase I: modelos de sismicidad y recurrencia	46
3.4.2.2. Fase II: modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo . .	51
3.4.2.3. Fase III: resolución de la integral de peligrosidad	53
3.4.2.4. Fase IV: representación de resultados: curva de amenaza	58
3.4.3. Análisis de incertidumbres	60
3.4.4. Árbol lógico	61
3.4.4.1. Presentación de los resultados: mapas de peligrosidad e incertidumbre	63
3.4.5. Desagregación de la peligrosidad	64
3.4.6. Juicio de expertos y análisis de sensibilidad en los resultados	65
CAPÍTULO 4. Evaluación de la amenaza sísmica	69
4.1. Parámetros y modelos de entrada para el cálculo de la amenaza	69
4.1.1. Catálogo sísmico regional	69
4.1.2. Zonificación sismogénica	74
4.1.2.1. Zonas corticales o superficiales (profundidad hasta 25 km)	81
4.1.2.2. Zonas sísmicas de la región de subducción interplaca	93
4.1.2.3. Zonas sísmicas de la región de subducción intraplaca	96
4.1.3. Atenuación	98
4.1.3.1. Metodología	99
4.1.3.2. Base de datos para calibración de modelos	99
4.1.3.3. Modelos de atenuación incluidos en el análisis	102
4.1.3.4. Análisis y selección de los modelos	103
4.2. Cálculo de la amenaza	107
4.2.1. Generalidades	107
4.2.2. Cálculo de los parámetros sísmicos de las zonas	108
4.2.3. Configuración del árbol lógico	120

CAPÍTULO 5. Resultados. Discusión e interpretación	123
5.1. Mapas de amenaza sísmica	123
5.2. Discusión de resultados	134
5.3. Resumen y conclusiones generales	136

PARTE II. ESTUDIOS NACIONALES 141

CAPÍTULO 6. Guatemala, por Enrique Molina y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	145
6.1. Introducción	145
6.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Guatemala	146
6.3. Actividad sísmica	148
6.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	148
6.3.2. <i>Principales terremotos históricos de Guatemala</i>	148
6.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	158
6.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	158
6.4.2. <i>Resultados específicos para Ciudad de Guatemala</i>	162
6.4.2.1. Curvas de amenaza	162
6.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	163
6.4.2.3. Resultados de la desagregación	164
6.5. Conclusiones generales	166

CAPÍTULO 7. Honduras, por José Jorge Escobar, Eduardo Camacho y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández y Alberto Vargas	171
7.1. Introducción	171
7.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Honduras	172
7.3. Actividad sísmica	172
7.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	172
7.3.2. <i>Principales terremotos históricos de Honduras</i>	173
7.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	177
7.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	177
7.4.2. <i>Resultados específicos para Tegucigalpa</i>	181
7.4.2.1. Curvas de amenaza	181
7.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	182
7.4.2.3. Resultados de la desagregación	183
7.5. Conclusiones generales	185

CAPÍTULO 8. El Salvador, por Griselda Marroquín y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	189
8.1. Introducción	189
8.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en El Salvador	190
8.3. Actividad sísmica	192
8.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	192
8.3.2. <i>Principales terremotos históricos de El Salvador</i>	193
8.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	202
8.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	202
8.4.2. <i>Resultados específicos para San Salvador</i>	206
8.4.2.1. Curvas de amenaza	206
8.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	207
8.4.2.3. Resultados de la desagregación	208
8.5. Conclusiones generales	210

CAPÍTULO 9. Nicaragua, por Emilio Talavera y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	213
9.1. Introducción	213
9.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Nicaragua	214
9.3. Actividad sísmica	215
9.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	215
9.3.2. <i>Principales terremotos históricos de Nicaragua</i>	216
9.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	220
9.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	220
9.4.2. <i>Resultados específicos para Managua</i>	224
9.4.2.1. Curvas de amenaza	224
9.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	225
9.4.2.3. Resultados de la desagregación	226
9.5. Conclusiones generales	228

CAPÍTULO 10. Costa Rica, por Álvaro Climent, Wilfredo Rojas, Guillermo Alvarado y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	231
10.1. Introducción	231
10.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Costa Rica	232
10.3. Actividad sísmica	233
10.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	233
10.3.2. <i>Principales terremotos históricos de Costa Rica</i>	234
10.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	241
10.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	241
10.4.2. <i>Resultados específicos para San José</i>	245
10.4.2.1. Curvas de amenaza	245

10.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	246
10.4.2.3. Resultados de la desagregación	247
10.5. Conclusiones generales	249

CAPÍTULO 11. Panamá, por Eduardo Camacho y M^a Belén Benito.

Edición cartográfica: Yolanda Torres Fernández	255
11.1. Introducción	255
11.2. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica en Panamá	256
11.3. Actividad sísmica	257
11.3.1. <i>Catálogo sísmico</i>	257
11.3.1. <i>Principales terremotos históricos de Panamá</i>	258
11.4. Resultados del nuevo estudio de amenaza	263
11.4.1. <i>Mapas de amenaza</i>	263
11.4.2. <i>Resultados específicos para Ciudad de Panamá</i>	258
11.4.2.1. Curvas de amenaza	258
11.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme	268
11.4.2.3. Resultados de la desagregación	269
11.5. Conclusiones generales	271

PARTE III. REFERENCIAS, ANEXOS, GLOSARIO DE TÉRMINOS, LISTADO DE ACRÓNIMOS E ÍNDICES DE FIGURAS Y TABLAS 273

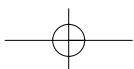
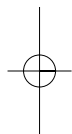
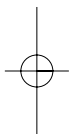
REFERENCIAS	277
--------------------------	------------

ANEXOS	297
Anexo A (Capítulo 3)	299
Anexo B (Capítulo 4)	305
Anexo C (Capítulo 4)	341

GLOSARIO DE TÉRMINOS	351
-----------------------------------	------------

LISTADO DE ACRÓNIMOS	357
-----------------------------------	------------

ÍNDICES	361
Índice de figuras	363
Índice de tablas	369



PRÓLOGO

Este libro presenta los últimos desarrollos referentes a la estimación de la amenaza sísmica en América Central. No obstante, como la amenaza por su propia naturaleza incorpora y cuantifica el conocimiento de los terremotos pasados y su distribución en tiempo y espacio, el tema requiere empezar revisando el estado del conocimiento y cómo éste ha ido completándose a través de un continuo monitoreo de la sismicidad.

Ha sido un privilegio seguir los desarrollos de la sismología en América Central durante prácticamente dos décadas. A finales de los años ochenta y aun en los noventa muchos países estuvieron luchando con un régimen político y económico inestable que dificultó los desarrollos de la ciencia en general y de la sismología en particular. Ni siquiera las duras experiencias de graves catástrofes sísmicas pudieron aportar argumentos suficientes como para recabar la necesaria financiación que permitiera mantener las redes de monitoreo sísmico. Desde comienzos de los años noventa esta situación empezó a cambiar ligeramente. Aún era necesario luchar por cada dólar de fondos nacionales para mantener operativas las redes, sin embargo fueron donados otros fondos procedentes de organizaciones internacionales, contribuyendo así al fortalecimiento de las redes locales existentes.

La sismología es, por naturaleza, una ciencia internacional. En cada país es típicamente abordada por un pequeño grupo de científicos entusiastas e idealistas que deben interactuar para permitir el intercambio de datos relevantes entre los países limítrofes. La colección de datos a través de redes sísmicas es habitualmente costosa y también es crítica, si se quiere comprender la sismicidad regional y local, llegando al conocimiento detallado de la magnitud, localización, profundidad y dependencia temporal de los terremotos en cuestión. Si un sismo no es registrado, una valiosa información se pierde para siempre. Y precisamente por esta razón es tan importante mantener las redes nacionales operativas: esas redes pueden recolectar datos para generaciones futuras de la misma forma que ahora dependemos de los datos registrados por los predecesores de nuestro trabajo. Y podemos observar con gran entusiasmo cómo las redes nacionales en América Central se han expandido y sofisticado durante los últimos 20 años.

Prólogo

Sin embargo, no todos los países han participado de esos avances y es todo un reto para la comunidad sismológica saber explicar a las agencias proveedoras de fondos que el monitoreo de los pequeños terremotos a lo largo del tiempo genera un conocimiento que también contribuye a combatir los efectos de los grandes terremotos menos frecuentes.

Con gran satisfacción podemos introducir este libro, en el que por primera vez se presentan resultados, tanto nacionales como regionales, de un estudio de amenaza sísmica desarrollado de forma homogénea para todos los países de la región.

En el fondo de este estudio subyace la combinación de una base de financiación y de un compromiso científico: la base de financiación fue establecida a través de proyectos de colaboración auspiciados por los Gobiernos de Noruega y de España. Las bases y el compromiso científico tienen un origen mucho más amplio: los múltiples proyectos de cooperación financiados a través de Naciones Unidas, el Banco Mundial, SICA, Noruega, España, Estados Unidos y otros países que han contribuido al necesario conocimiento y a la competencia básica que se requieren en un estudio de amenaza sísmica del carácter y dimensiones del que aquí se presenta.

Por ello, aún mayor que el orgullo de presentar el trabajo de este libro es nuestro agradecimiento por el hecho de estar “cosechando de una tierra que ha sido cultivada” por muchos colegas contemporáneos y predecesores.

Un mapa de amenaza sísmica es un mapa que predice el movimiento o sacudida sísmica. Esas predicciones son típicamente dadas para bajas probabilidades anuales de excedencia (por ejemplo, 10^{-3}), pero están basadas en cortos periodos de registro histórico, a menudo incompletos e imprecisos. Para tener en cuenta las incertidumbres inherentes a *cuándo, dónde y qué tamaño* tendrá el próximo terremoto, una rama científica de la sismología ha desarrollado técnicas de computación. La estimación probabilista de la amenaza sísmica hace uso de métodos estadísticos para elaborar los mapas predictivos del movimiento en un cierto rango de frecuencias y de probabilidades anuales de excedencia. Un aspecto fundamental de la estimación concierne a la propagación de incertidumbres (que necesariamente es inherente a cualquier modelo de actividad sísmica) en los resultados finales.

Los resultados presentados en este libro pudieron ser alcanzados con éxito únicamente porque un número de sismólogos de cada país de América Central habían adquirido el nivel necesario de experiencia y comprensión de los principios de computación de la amenaza sísmica. Más aún, fue necesario disponer de un espacio común para realizar el trabajo. Ese espacio (físico, pero fundamentalmente mental) fue facilitado a través de una sesión de trabajo de un mes de duración celebrada en Madrid, en abril de 2008. Dentro de las instalaciones de la Universidad Politécnica de Madrid y bajo la guía de la profesora M^a Belén Benito, siete sismólogos de los seis países de América Central trabajaron colectivamente de forma exhaustiva: Enrique Molina, Griselda Marroquín, José Jorge Escobar, Emilio Talavera, Álvaro Climent, Wilfredo Rojas y Eduardo Camacho. Durante este mes los catálogos sísmicos fueron reexaminados y los grandes sismos históricos fueron discutidos en detalle, en lo referente a su tamaño y localización.

Prólogo

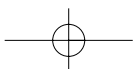
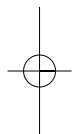
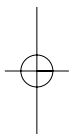
Las magnitudes fueron homogeneizadas a una escala de magnitud momento M_W , por medio de regresiones entre las escalas usadas por las diferentes agencias nacionales. Se intercambiaron los datos, se discutieron las zonas de actividad frente a las zonas de calma y se prestó una atención especial al tema de las relaciones de movimiento fuerte, que fueron revisadas y evaluadas a la luz de los datos acelerométricos registrados en los últimos años correspondientes a los fuertes terremotos ocurridos en la región. Como resultado, por primera vez en la historia de América Central, un modelo unificado de actividad cubriendo toda la región fue propuesto y establecido por científicos nacionales, como base para el cálculo de la amenaza. Los resultados contenidos en este libro son fruto directo de este trabajo.

Estos resultados de amenaza no son un mero ejercicio académico: en cada país la construcción de edificios es regulada por medio de un número de códigos o normativas que tienen en cuenta los resultados de amenaza, de modo que éstos influyen de forma directa, a través de los códigos, en el diseño y calidad de nuevas estructuras y consecuentemente en la resistencia sísmica ante futuros terremotos.

Los estudios nacionales que siguieron al regional de amenaza han sido llevados a cabo por expertos nacionales. Estos estudios, incluidos también en este libro, son pioneros para algunos países, mientras que para otros son “la última rama de un viejo árbol”. Sabemos ya que para alguno de estos países los resultados de este libro se incluirán en las futuras revisiones de los códigos sismorresistentes, y creemos y esperamos que así sea también para los demás países. De hecho, éste es el último objetivo con el que fueron concebidos los estudios incluidos en este libro: que sus resultados fueran usados como base para los códigos de construcción.

Al tiempo que está justificado tomar un descanso y disfrutar de los logros que este libro representa, no podemos olvidar que, al igual que las demás ciencias, la amenaza sísmica está en continuo desarrollo y evolución. Así pues, cabe esperar que nos encontremos con nuevos desafíos en el desempeño de investigaciones futuras y, desde una perspectiva histórica, lo mejor que podemos imaginar es que, al mirar atrás, este libro haya dejado una importante huella en la materia.

Dr. Conrad Lindholm



INTRODUCCIÓN

La presente edición incluye un estudio completo de amenaza sísmica en América Central, realizado con carácter regional, con participación de sismólogos de seis países centroamericanos: Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua, Costa Rica y Panamá. Una nueva generación de mapas de amenaza se ha desarrollado para toda la región, para varios periodos de retorno y expresados en función de diferentes parámetros de movimiento fuerte, siendo éste el primer estudio en América Central en el que se generan mapas en términos de aceleraciones espectrales. El estudio se ha realizado en el marco del proyecto RESIS II, y supone una continuidad del proyecto RESIS I llevado a cabo en la década de los noventa.

Por su conformación sismotectónica y proximidad a límites convergentes de placas, América Central se caracteriza por poseer una alta sismicidad evidenciada por los numerosos sismos destructivos ocurridos a lo largo de su historia. En 1972 un sismo superficial de magnitud momento M_w 6,2 devastó el centro de la Ciudad de Managua, Nicaragua, muriendo alrededor de 10.000 personas. Sin embargo, el sismo más destructivo en la historia de América Central ocurrió en Guatemala en 1976, cuando la Falla Motagua-Polochic causó un sismo con una magnitud de niveles superficiales M_s 7,5, dejando un saldo de más de 22.700 personas fallecidas y cerca de 76.000 heridos y generando pérdidas de alrededor de 1,1 billones de dólares, que representaron un 18% del PNB de esa época (Davis, 1978; Espinoza, 1976). En abril de 1991 un sismo de M_w 7,7 devastó la región Caribe de Costa Rica y Panamá y en septiembre de 1992 un sismo en las costas de Nicaragua causó el peor *tsunami* en la región. Más recientemente, El Salvador fue afectado por dos sismos ocurridos el 13 de enero y el 13 de febrero de 2001, en los cuales perdieron la vida más de 1.000 personas (Rose *et al.*, 2004).

Y ya en la etapa de la edición y revisión de este libro ocurrió el terremoto de Cinchona en Costa Rica (M_w 6,2) el 8 de enero de 2009, afectando seriamente a poblaciones rurales y a obras hidroeléctricas (Barquero, 2009).

La mayoría de los sismos en América Central ocurren, principalmente, a lo largo de la zona de subducción y del Arco Volcánico. Otras zonas con actividad sísmica importante

Introducción

incluyen el sistema de Fallas de Motagua-Polochic, en Guatemala, el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la Zona de Fractura de Panamá. El potencial de daños de los sismos de la cadena volcánica es mayor que el de sismos de la zona de subducción, debido a su foco somero y proximidad a centros poblados importantes.

La base para la reducción de la vulnerabilidad física o estructural a los terremotos radica en las buenas prácticas de diseño y construcción y en el cumplimiento de las normas de diseño sismorresistente. A su vez, el fundamento de todo código o reglamento estructural sismorresistente reside en evaluaciones confiables de la amenaza sísmica. En América Central se cuenta con códigos y normas de construcción sismorresistente desde hace varias décadas: El Salvador fue el primero en establecer sus normas en 1966, y éstas han sido revisadas en 1989 y 1994; Costa Rica tiene su código desde 1974, con revisiones en 1986 y 2002; Nicaragua desde 1983 y Panamá desde 1984, con revisiones en 1994 y 2004. En Guatemala, la Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica (AGIES), propuso en 1996 la Norma Recomendada para la Construcción.

Los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica regional deducidos en el presente estudio podrán ser utilizados para la mejora de las normas y los códigos sísmicos existentes en los países de América Central, serán de gran utilidad para las instituciones financieras y de seguros, y permitirán que las autoridades nacionales y locales cuenten con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.

Esta edición se estructura en dos partes, destinadas a presentar el estudio regional (Parte I) y los resultados específicos obtenidos para cada uno de los países (Parte II).

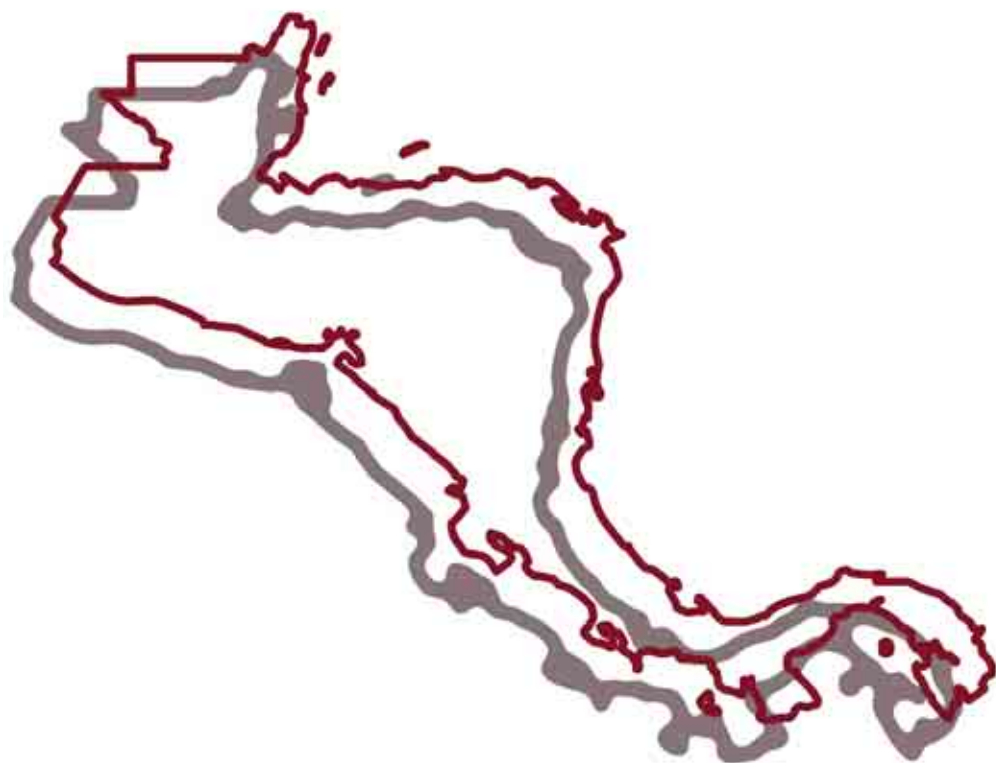
La Parte I se estructura a su vez en cinco capítulos, donde se presentan los antecedentes o estudios previos de amenaza sísmica en la región, el marco sismotectónico, los aspectos teóricos de la metodología empleada en la evaluación, los aspectos prácticos del cálculo propiamente dicho y los resultados y conclusiones del estudio a nivel regional. Estos resultados son esencialmente mapas de amenaza para toda el área centroamericana expresados en términos de aceleración pico PGA y aceleraciones espectrales de corto y largo periodo, SA (0,1 s) y SA (1 s) para tres periodos de retorno.

La Parte II se estructura en seis capítulos que contienen cada uno los resultados del cálculo de la amenaza para cada país de la región. Éstos son esencialmente mapas de amenaza a escala nacional en términos de PGA para tres periodos de retorno y resultados específicos para las capitales. En éstas se representan las curvas de amenaza, los espectros de amenaza uniforme UHS (del inglés, *Uniform Hazard Spectra*) y los resultados de la desagregación que permiten establecer cuáles son los sismos que más contribuyen a la amenaza caracterizados por los pares magnitud-distancia (sismos de control) para cada periodo de retorno en que se ha hecho la evaluación.

Parte I

ESTUDIO

REGIONAL





CAPÍTULO I.

ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN CENTROAMÉRICA

Los primeros estudios de Amenaza Sísmica en Centroamérica fueron realizados a escala nacional en los laboratorios del John Blume Earthquake Engineering Center, de la Universidad de Stanford (California) a mediados de la década de los años setenta, motivados por los terremotos de Managua de 1972 y Guatemala de 1976. Sin embargo, pocos son los estudios realizados a nivel regional. Entre ellos podemos citar los de Gráses (1975) y Hattori (1979), quienes publicaron una serie de mapas de amenaza sísmica a nivel global que incluían Centroamérica. Posteriormente, Rojas *et al.* (1993) desarrollaron un mapa de amenaza específico para Centroamérica. El Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH) patrocinó en 1997 un estudio de amenaza sísmica que incluía México, el Caribe, Centro y Suramérica, y que fue publicado siete años después (Tanner y Shedlock, 2004). En 1999, el *Global Seismic Hazard Assessment Program* (GSHAP) publicó un mapa del mundo en el cual se muestran los niveles de amenaza en Centroamérica. Shedlock (1999) fue más específica al escribir un artículo científico sobre la amenaza sísmica en Centroamérica y el Caribe. Igualmente, Chen *et al.* (2002) desarrollaron para Centroamérica mapas probabilistas de amenaza sísmica en términos de intensidad macrosísmica y aceleración pico (PGA) con un 10% de probabilidad de excedencia en cincuenta años.

Los estudios realizados entre 1990 y 2000 fueron motivados por “La Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales”, declarada por las Naciones Unidas. Ésta dio origen al Centro de Coordinación para la Reducción de Desastres en América Central (en adelante CEPREDENAC), a través del cual la Agencia Noruega para el Desarrollo (NORAD), financió el proyecto RESIS I. Entre los principales resultados de este proyecto cabe citar: una base de datos regional de registros de movimiento fuerte (Taylor *et al.*, 1994), varias leyes espectrales de atenuación (Climent *et al.*, 1994; Dahle *et al.*, 1995; Schmidt *et al.*, 1997), un catálogo regional de eventos sísmicos con información macrosísmica e instrumental (Rojas *et al.*, 1993), algunas relaciones empíricas para homogeneizar la magnitud a M_w (Rojas *et al.*, 1993b), la creación del Centro Sismológico de América Central (CASC) y las estimaciones de la



amenaza sísmica para todos los países de Centroamérica y para varias capitales de la región. En todas las evaluaciones de amenaza se usó el programa NPRISK (Dahle, 1994) basado en la metodología planteada por Cornell (1968) y Esteva (1967, 1968), que incorpora además el algoritmo de árbol lógico para considerar las incertidumbres en los parámetros del modelo.



CAPÍTULO 2. MARCO SISMOTECTÓNICO

2.1. INTRODUCCIÓN

Se describen en este capítulo las principales unidades tectónicas de la región centroamericana, que son responsables de la sismicidad observada.

Los países de América Central están ubicados en un área de contacto entre límites de las placas Caribe, Norteamérica, Coco y Nazca, una región donde los movimientos relativos de dichas placas varían de 2 a 9 cm/año y están acompañados por vulcanismo activo y alta sismicidad superficial e intermedia. Durante los últimos 500 años se han registrado numerosos sismos destructivos con magnitudes moderadas y grandes ($5,5 \leq M \leq 8,0$), que están asociados tanto a fuentes interplaca como intraplaca. La tectónica regional, caracterizada por la interacción de los grandes bloques que conforman Centroamérica, permite explicar la intensa actividad que se registra en la región.

Un mapa tectónico de Centroamérica se muestra en la Figura 2.1

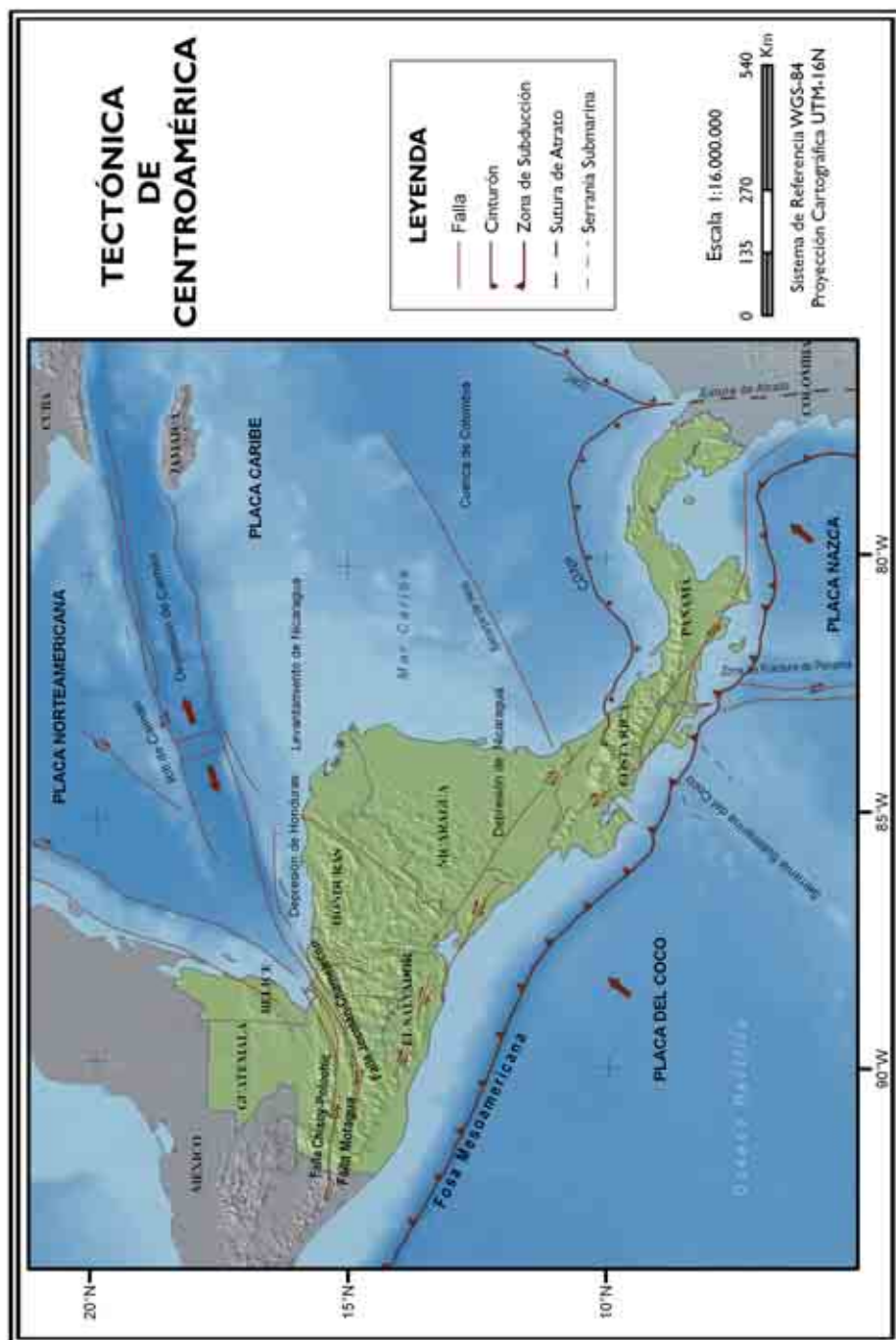
Como se puede observar en la Figura 2.1, Centroamérica está localizada en el extremo oeste de la placa Caribe. Esta placa está rodeada por las placas de Norteamérica y del Coco al Suroeste, la de Nazca al Sur y la de Sudamérica al Este. El contacto Coco-Caribe es un margen de convergencia o subducción. Las placas de Nazca y Caribe están limitadas por el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (CDSP). Las fallas de rumbo de Polochic-Motagua-Chamelecón (ZFPMCH), Zona de Fractura de Panamá (ZFP) y la Zona de Sutura del Atrato (ZSA) forman respectivamente los límites de placas Norteamérica-Caribe, Coco-Nazca y Caribe-Sudamérica.

Las estructuras intraplaca de interés sismotectónico son el Escarpe de Hess, la Depresión de Nicaragua y la Zona de Falla del Sur de Panamá. Recientemente se postula que la mitad sur de Costa Rica, Panamá y el Noroccidente de Colombia forman parte de una microplaca a la cual se ha denominado microplaca de Panamá.

En la Figura 2.2 se muestra un mapa con los mecanismos focales de los eventos con magnitudes mayores a M_w 6,0 ocurridos en América Central Septentrional desde 1976 (Global CMT, 2008). En la Figura 2.3 aparecen los mecanismos focales para sismos en



Figura 2.1. Mapa tectónico de Centroamérica





América Central Meridional. En ellas se pueden apreciar los mecanismos de generación de sismos en las principales estructuras tectónicas de la región.

Figura 2.2. Mecanismos focales de eventos con $M_w > 6,0$ ocurridos en América Central Septentrional durante el período 1976-2007 (Global CMT, 2008). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas. Los mecanismos son normales en la Depresión de Honduras y transcurrentes sinestrales en la fallas del Cisne y de Motagua

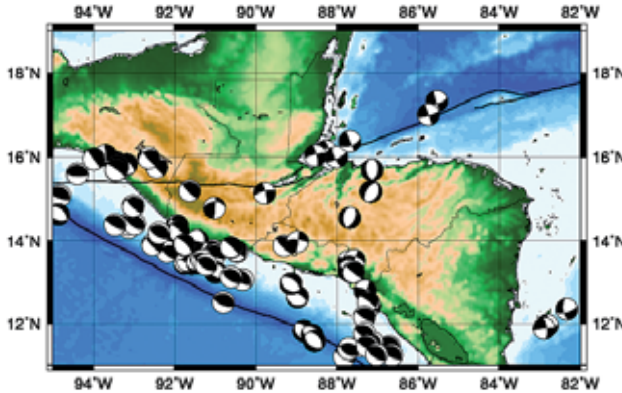
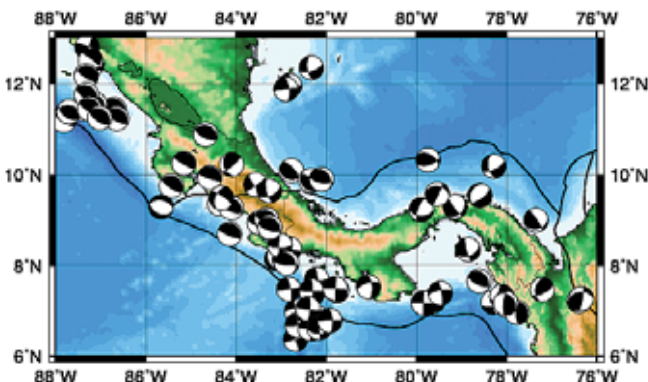


Figura 2.3. Mecanismos focales de eventos con $M_w > 6,0$ ocurridos en América Central Septentrional durante el período 1976-2007. (Global CMT, 2008). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas. En el caso de Panamá se utilizaron los sismos con $M_w > 5,5$, para delimitar mejor los límites de la microplaca de Panamá





Los principales elementos estructurales y sismotectónicos de la región de América Central se describen en las siguientes secciones. Estas estructuras se han definido de acuerdo a su entorno tectónico o extensión geográfica dentro de la región y considerando su geomorfología, sismicidad histórica y sismicidad instrumental. Proporcionan así la base para la selección de zonas sismotectónicas y posterior definición de zonas sismogénicas que se incluirán en la evaluación de la amenaza o peligrosidad sísmica a nivel regional.

2.2. LA ZONA DE SUBDUCCIÓN (FOSA MESOAMERICANA)

Esta zona de subducción se extiende a lo largo de la costa pacífica de América Central y está sísmicamente bien definida. La zona de Wadati-Benioff bajo el arco volcánico de América Central buza hacia el NE, con ángulos en el rango 60°-80° y con sismos hasta una profundidad de 200 km.

En el extremo sur de la Fosa Mesoamericana, la placa del Coco subduce con un ángulo más bajo y la zona de Wadati-Benioff se hace más superficial y con una morfología difusa a partir de las serranías y montes oceánicos conformados por los montes Fisher y la Cresta del Coco. Estas estructuras forman zonas de asperezas que se subducen con la placa oceánica del Coco, produciendo cambios en el plano de subducción (Fisher *et al.*, 2003; Husen *et al.*, 2003). Así, entre Costa Rica y Panamá, la sismicidad registrada tiene lugar a profundidades menores de 70 km (Sallarès *et al.*, 1999). Tierra adentro, en esta misma región, la placa del Coco buza con un ángulo de 60° hasta alcanzar dicha profundidad (Arroyo, 2000).

Al este de la Cresta del Coco, la Zona de Fractura de Panamá separa la placas del Coco y Nazca. Esta última subduce en la Fosa o Trinchera de Panamá de forma oblicua y con un ángulo pequeño, bajo el Bloque de Panamá (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; Silver *et al.*, 1990).

La fosa Mesoamericana, donde subduce la placa del Coco, comprende segmentos de 100-300 km de largo que están definidos por diferencias en el rumbo y buzamiento de la subducción (Burbach *et al.*, 1984). Los mecanismos focales indican fallamiento normal en los 10 primeros kilómetros de la zona de subducción —desde la fosa, en dirección a la costa— y fallamiento inverso a profundidades entre los 15 y 50 km (Dean y Drake, 1978; Quintero y Guendell, 2000; De Shon *et al.*, 2003; Norabuena *et al.*, 2004). A profundidades entre 60 y 280 km suceden los sismos intraplaca (Gundel y Protti, 1998), que generalmente son de fallamiento normal con planos subverticales y que dependen, además de las características tectónicas, de las altas presiones y temperaturas generadas al introducirse la placa oceánica dentro del manto superior (Warren *et al.*, 2008). Los resultados de varios estudios proponen un acoplamiento débil entre las placas del Coco y Caribe (Pacheco *et al.*, 1992; McNally y Minster, 1981; Guzmán-Speziale y Gómez-González, 2006; Lyon-Caen *et al.*, 2006; Álvarez-Gómez *et al.*, 2008).



A partir de la fosa, hasta la proximidad de la costa centroamericana y directamente sobre la placa cabalgante (Placa Caribe), se presenta una importante sismicidad distribuida entre los 5 y 25 km de profundidad, capaz de producir daños, como en el caso del terremoto de 2004 en Damas, Costa Rica, con M_w 6,4 (Pacheco *et al.*, 2004).

La ocurrencia de sismos en la zona de subducción de América Central en tiempos históricos ha sido bien documentada por Peraldo y Montero (1999) y White *et al.* (2004). Los sismos de subducción más grandes han ocurrido en los segmentos de la trinchera frente a las costas de Guatemala, El Salvador y Nicaragua. El segmento de la trinchera frente a las costas de Costa Rica no genera tanta actividad y los sismos no son tan grandes debido a una subducción a menor ángulo, un acoplamiento débil y una corteza continental más frágil. El sismo de El Salvador de 2001 es el más reciente ocurrido en esta zona, pero presenta la particularidad de tener un mecanismo focal de falla normal y una profundidad de 60 km, por lo que se trata más bien de un sismo intra-placa.

A partir del análisis de la sismicidad histórica es sabido que en Centroamérica, y en especial en la zona de subducción, pueden ocurrir sismos con magnitudes de hasta M_w 8,0. Sólo en el siglo XX se originaron 51 sismos grandes en esa zona (Ambraseys y Adams, 1996). Adicionalmente, Pacheco y Sykes (1992) han encontrado que los sismos de subducción superficiales contribuyeron con un 90% al momento sísmico liberado a nivel mundial en el periodo comprendido entre 1900 y 1989.

2.3. EL ARCO VOLCÁNICO

El arco volcánico se extiende desde Guatemala, a partir del volcán Tacaná, hasta el volcán La Yeguada, en el oeste de Panamá, y es interrumpido por la cadena de Intrusivos de la Cordillera de Talamanca, ubicada entre los volcanes Turrialba, en Costa Rica, y Barú, en Panamá. Desde el año 1900 han ocurrido en esta fuente 32 sismos destructivos con magnitudes que van desde M_w 5,7 hasta M_w 6,9, a distancias de hasta 10 km del eje del arco volcánico. En esta zona han tenido lugar sismos superficiales con magnitudes tan pequeñas como M_w 5,7, que han causado intensidades de hasta I_{MM} VII a pocos kilómetros del epicentro, mientras que sismos de subducción del orden de M_w 7,0 no produjeron intensidades mayores a I_{MM} VI. Alrededor del volcán Barú, provincia de Chiriquí, se han registrado desde 1930 episodios de enjambres sísmicos, con intervalos de aproximadamente 30 años, que duran de 4 a 6 semanas, con magnitudes menores a 4,5 y mecanismos focales transcurrentes. El último episodio de este tipo ocurrió en mayo de 2006.

El intervalo de recurrencia para sismos superficiales desde 1700 d.C., cerca de San Salvador, tiene un promedio de 30 años y el sismo más grande en el registro local (M_s 6,6) ocurrió en 1854 (Harlow *et al.*, 1993). Según estos mismos autores, esta magnitud podía representar el límite máximo para sismos superficiales, porque la estructura geológica es compleja y heterogénea, sin fallas capaces de romper en largas extensiones.



Los sismos destructivos más recientes ocurridos en esta región son el sismo de San Salvador de 1986 (M_s 5,4, M_w 5,7) y el sismo de San Vicente del 13 de febrero de 2001 (M_w 6,6). Éste tuvo lugar en el segmento Ilopango-San Vicente, de la Zona de Falla de El Salvador (Martínez-Díaz *et al.*, 2004), en una falla de desgarre de dirección E-W con movimiento lateral derecho. La longitud de rotura máxima obtenida a partir de la nube de réplicas se estima en unos 40 km, rompiendo toda la corteza sismogénica, unos 12 km (Martínez-Díaz *et al.*, 2004). La magnitud de este sismo alcanzó el límite máximo apuntado por Harlow *et al.*, 1993.

En Panamá, el arco volcánico se extiende desde el complejo volcánico Colorado-Tisingal, en la provincia de Chiriquí hasta el Cerro Trinidad, en la provincia de Panamá, y a unos pocos kilómetros al este del volcán El Valle, en la provincia de Coclé.

En Guatemala, el evento más grande con este origen ocurrió en 1930 en el Sureste con M 6,9-6,8 (White y Harlow, 1993; Ambraseys, 1995). Sólo durante el siglo XX ocurrieron al menos cinco eventos que generaron intensidad $I_{MM} \geq VII$. Los que más daños causaron fueron los de la serie de cinco sismos con $5,1 \leq M_s \leq 6,2$, entre diciembre de 1917 y enero de 1918, que destruyeron Ciudad de Guatemala.

En Nicaragua, el estilo de fallamiento asociado a los sismos históricos es similar al de El Salvador. Sismos destructivos bajo Managua ocurrieron en 1931, dos en 1951 (M_s 6,0) y uno en 1972, en una zona de falla de rumbo NE que tiene un ancho de entre 5 y 10 km (Brown *et al.*, 1973). Este sismo fue de magnitud M 6,5 y sus réplicas definieron una zona de ruptura de rumbo NE, de 15 km de longitud por 7 km de profundidad.

En Costa Rica, las ciudades de San José y Cartago han sufrido daños repetidos causados por sismos locales de magnitud moderada, una vez en 1841 y dos veces en 1910. Otras localidades han experimentado sismos similares en 1852, 1988, 1911, 1912, 1952 y 1955 (Rojas *et al.*, 1993). Las magnitudes muchas veces son inciertas. Sin embargo, el sismo de 1952 fue registrado telesísmicamente, lo que sugiere una magnitud probable alrededor de M_w 6,0 (Montero y Dewey, 1982). En el noroeste de Costa Rica ocurrió en 1973 un sismo de magnitud M_s 6,5, pero el catálogo de sismos históricos indica que desde el año 1660 ha habido una sismicidad baja en el norte del país.

Estudios de mecanismos focales de microsismos en las tierras altas del Occidente de Panamá (Cowan *et al.*, 1996; Camacho *et al.*, 2008) indican la existencia de fallamiento transcurrente con planos nodales muy pronunciados, con rumbo ENE-WSW y corrimiento lateral izquierdo o rumbo NW-SE y corrimiento lateral derecho, similares a los de las fallas de la cadena volcánica de El Salvador y el centro de Costa Rica.

2.4. LÍMITE DE PLACAS NORTEAMÉRICA-CARIBE

Este límite, en su parte continental, está formado por tres sistemas de fallas con rumbos aproximadamente en dirección EW, que de Norte a Sur son: Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotán-Chamelecón. La falla del Motagua se considera la continuación de



la falla de Swan en el Caribe (Mann *et al.*, 1990; Plafker, 1976), configura la cuenca del río Motagua y su traza se pierde en el Occidente de Guatemala.

La falla del Polochic tiene una traza continua y clara en la mayor parte de su recorrido, pero en su extensión hacia el Oeste, en el estado de Chiapas (México), parece dividirse en dos ramales y en su extremo este forma la cuenca del lago de Izabal; su continuación en esta dirección y la posible conexión con la falla de Motagua no están claras (Burkart, 1978).

La falla Jocotán se extiende hacia el Sur y es paralela a la falla del Motagua. Su traza es visible desde el Oriente de Guatemala hasta el Noroccidente de Honduras. No muestra actividad desde el Neógeno y su traza está segmentada por fallas normales con rumbo casi N-S, por lo cual se considera inactiva (Mann *et al.*, 1990; Plafker, 1976; Burkart, 1978).

Mediciones con GPS a lo largo de tres perfiles transversales a estos tres sistemas de fallas indican que el desplazamiento relativo entre las placas Norteamérica-Caribe (NA-CA) es de 1,7 cm/año en la sección oriente y disminuye gradualmente hacia el Oeste, donde es casi nulo. Modelos de deformación elástica indican que la falla de Motagua es la que absorbe la mayor parte de la deformación, mientras que la falla Polochic parece contribuir con menos del 30% (Lyon-Caen *et al.*, 2006).

Gordon y Muehlberger (1994) consideran que la mayor parte del desplazamiento, de cientos de kilómetros, en la parte continental del límite NA-CA ha sido acomodado, en forma alterna o simultánea, en los sistemas de fallas de rumbo Polochic-Motagua-Jocotán, quedando algunas decenas de kilómetros acomodados en el sistema de grabens inmediatamente al sur y otra parte posiblemente en las fallas en el norte y oriente de Honduras (subparalelas a la falla de Swan o del Cisne y falla Guayape respectivamente).

2.5. FALLAS Y DEFORMACIÓN INTERNA DE LA PLACA CARIBE

Esta fuente sísmica comprende las zonas que están al NE del Arco Volcánico. La parte occidental de la Placa Caribe sufre deformación, tal como lo evidencian las extensiones E-W a través de los grabens y las fallas de rumbo en la franja del Arco Volcánico de América Central.

Varios modelos tectónicos han sido propuestos para explicar estas estructuras en el interior de la Placa Caribe (Plafker, 1976; Burkart, 1983; Mann y Burke, 1984; Burkart y Self, 1985; Gordon y Muehlberger, 1994; DeMets *et al.*, 2007; Álvarez-Gómez *et al.*, 2008). Todos ellos suponen que los campos de esfuerzo locales son producto de desplazamientos diferenciales en esta porción de la Placa Caribe producidos principalmente por la interacción interplacas NA-CA. El modelo más aceptado es el que limita el campo de esfuerzos de tensión a la región con forma de cuña, confinada al norte por la falla de Motagua y al sur por la franja del AVCA, desde el graben de la Ciudad de Guatemala hasta el graben de Honduras. El mismo modelo considera la franja del



AVCA como un límite que separa a la franja costera del Pacífico del resto de la placa del Caribe (Guzmán-Speciale *et al.*, 2005; Cáceres *et al.*, 2005; Lyon-Caen *et al.*, 2006).

Los principales rasgos tectónicos en este ambiente se describen a continuación.

2.5.1. La depresión de Honduras

Existe una serie de horst y graben orientados aproximadamente de Norte a Sur desde las montañas Mayas de Belice hasta el golfo de Fonseca, que se conoce en conjunto como Depresión de Honduras, a pesar de que no se evidencia una continuidad entre ellos, sino que se trata más bien de una zona de cuencas extensionales, bordeadas por fallas normales con rumbo Norte. Gordon y Muehlberger (1994) resumen la trayectoria de la Depresión de Honduras de la forma que se indica a continuación. Comienza en la zona de la fractura del Cisne en el Caribe. En tierra firme, el valle de Sula conforma la cuenca más septentrional de la depresión, la cual reaparece en la cuenca tectónica del lago de Yojoa, que está bordeado por fallas en la rivera occidental (Finch, 1991), apresada en el límite norte por conos volcánicos alcalinos (Mertzman, 1976). Al sureste del lago, la depresión continúa en otra cuenca tectónica bordeada por fallas, el valle de Comayagua. Finalmente, la falla normal de Goascorán representa la expresión más meridional de la Depresión de Honduras, continuando hacia el Sur hasta la depresión volcánica centroamericana. La existencia de esta depresión podría ser una consecuencia directa de la deriva de la placa del Caribe respecto de la norteamericana y de la geometría de las zonas transcurrentes de Motagua-Polochic-Isla de Swan y del Arco Volcánico de Centroamérica (Álvarez-Gómez *et al.*, 2008).

La Depresión de Honduras es una zona sísmicamente activa, como lo demuestran los mapas de sismicidad compilados por la UNAH, CASC, PDE, ISC, etc. Al menos tres eventos importantes están relacionados con la Depresión de Honduras, los ocurridos en 1774, 1851 y 1982.

2.5.2. Sistema de Falla del Guayape

Aproximadamente a 300 km al oeste de la falla de Motagua y paralela a ésta, en su rumbo NE-SW, se extiende la segunda línea tectónica más sobresaliente del bloque Chorotís: la falla de Guayape. Esta falla es la estructura continua más larga dentro del territorio de Honduras. Finch y Ritchie (1991) la definen como “una compleja banda de fallas”, de 2 a 25 km desde la frontera de Honduras y Nicaragua, cerca de El Paraíso, hasta la costa caribeña cerca de la boca del río Sico. También apuntan que la manifestación más obvia de la falla del Guayape es la alineación de grandes segmentos de los ríos Guayambre, Tinto, Paulaya y Sico, y que su gran longitud y rectilineabilidad indican que es una falla transcurrente.

Finch y Ritchie (1991) infieren que el desplazamiento de la falla del Guayape ha tenido una historia de dos fases con al menos 50 km de desplazamiento lateral izquierdo



durante el Terciario en la primera fase, según se infiere de los desalineamientos de los ríos y consideraciones estratigráficas, seguida por una fase dextral más modesta, de unos pocos kilómetros, según se desprende de la fisiografía de las cuencas formadas a lo largo de la falla, de acuerdo también con los análisis de Gordon (1990). Desafortunadamente, todavía no se han encontrado escarpes en sedimentos cuaternarios que permitan establecer una edad para su desplazamiento más reciente (Finch y Ritchie, 1991; Gordon y Muehlberger, 1994).

La actividad en esta falla, hoy en día, está evidenciada únicamente por una pobre sismicidad en los catálogos a pesar de su clara definición topográfica. La presencia de aguas termales en varios puntos (Kozuch, 1991) sugiere que el evento del 27 de julio de 1990 (m_b 5,4), así como previos temblores reportados en el área de Catacamas en 1989, pueden estar asociados a esta falla. También adelanta la idea de que ciertas estructuras oblicuas o perpendiculares a la falla del Guayape sean las causantes de esta sismicidad.

2.5.3. La depresión de Nicaragua

La Depresión de Nicaragua consiste en un graben cuaternario elongado que está en la región trasarco y se extiende subparalelo a la costa pacífica desde El Salvador hasta el norte de Costa Rica. La cuenca se ensancha desde 40 km en El Salvador hasta 75 km en el sureste de Nicaragua. Cerca de Managua la depresión tiene 50 km de ancho y está ocupada por los lagos de Managua y Nicaragua.

Esta región contiene fallas importantes como la falla de Mateare, que se extiende paralela a la depresión y fallas perpendiculares al graben, como la de Tizcapa (Mann *et al.*, 1990). Esta falla, de rumbo NE-SW originó el sismo de Managua de 1972 (M_w 6,5). El límite sureste de la depresión lo constituye el escarpe de 900 m de altura de la falla Mateare. Un desplazamiento de 3 km fue estimado para esta última falla por Weinberg (1992).

2.5.4. El escarpe de Hess

El escarpe de Hess es un alineamiento batimétrico prominente dentro de la Placa Caribe que separa una región con tectónica extensional, al Norte, de otra con tectónica contraccional, al Sur, en la Cuenca de Colombia. Esta estructura se extiende por más de 1.000 km desde la costa Caribe de Nicaragua hasta Cuba Meridional, formando el límite oriental del bloque de Chortís. Hacia el continente, el escarpe termina en los terrenos bajos de la costa del Caribe de Nicaragua, los que se consideran parte de la depresión nicaragüense. Por otra parte, el límite sureste de la Depresión de Nicaragua coincide con la proyección tierra adentro del escarpe de Hess, en la zona limítrofe de Nicaragua y Costa Rica. Un patrón tan contrastante de regímenes tectónicos puede indicar que los sismos aquí son poco frecuentes y con largos periodos de recurrencia y parece conectarse con el paleofallamiento transcurrente de dirección EW que atraviesa la península de Santa Elena en el norte de Costa Rica.



2.6. LA ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ

La Zona de Fractura de Panamá (ZFP) es un sistema de fallas transformantes oceánicas muy activo, de rumbo N-S y corrimiento lateral derecho, que hace de límite entre las placas del Coco, al Oeste, y Nazca, al Este. La ZFP se extiende entre los 82° W y los 83° W, y desde una latitud 0° N hasta la margen continental pacífica de Panamá. Al llegar a los 6° N, se bifurca en una serie de fallas transcurrentes paralelas: la Zona de Fractura de Panamá, la Zona de Fractura de Balboa, y la Zona de Fractura de Mykland. Todas estas fallas son de corrimiento lateral derecho. La sismicidad en esta zona es muy superficial y sus mecanismos focales son del tipo lateral derecho (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988; Camacho, 1991).

Al intersectar la Trincheras de Panamá, alrededor de los 7,3° N, la ZFP subduce con un ángulo menor a 20° y de manera oblicua en dirección NE (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; Silver *et al.*, 1990). El punto triple de Panamá, como se le ha denominado a esta intersección, está migrando hacia el sureste a una tasa de 55 mm/año (Sitchler *et al.*, 2007; Morell *et al.*, 2008).

Las extensiones de la ZFP se introducen con un rumbo NNW-SSE bajo la microplaca de Panamá (Barrit y Berrangé, 1987; Camacho, 1991). En un nivel superior, existen una serie de fallas paralelas de rumbo sinistral que se extienden tanto en tierra como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski y Mann, 1990).

Debido a la subducción de la ZFP, en la placa cabalgante continental se induce la formación de fallas de tipo igualmente dextral, como son las fallas Canoas y Media. La falla Canoas tiene un deslizamiento rápido de unos 10 cm/año, un rumbo cercano al N-S y un movimiento lateral derecho (Cowan *et al.*, 1996). La falla Media, que fue descrita por Corrigan *et al.*, 1990, tiene un movimiento horizontal dextral y pertenece al sistema de fallas N-S. Se ubica del lado oeste de la península de Burica. Al norte de esta península también hay fallas de rumbo E-W de tipo inverso, que buzan hacia el continente con una dirección NE. El último sismo importante ocurrido en una de estas fallas fue el del 26 de mayo de 2008 (M_w 6,0), que causó daños en la zona epicentral y numerosos deslizamientos.

En el extremo septentrional de la ZFP han ocurrido sismos mayores a M_w 7,0 en tiempos históricos, como los de 1927, 1934 y 1962 y todos presentan mecanismos focales laterales derechos. Entre junio de 2002 y enero de 2004, esta zona fue sacudida por una secuencia de cuatro sismos con magnitudes mayores a M_w 6,3.

El sismo del 18 de julio de 1934 se considera el más grande ocurrido en esta zona en tiempos históricos (Camacho, 1991). A partir del análisis de sismogramas históricos, se le determinó un mecanismo focal lateral derecho (Camacho, 1991). Este sismo tuvo seis réplicas mayores a M_w 6,0 en un lapso de tres días y causó grandes daños en las ciudades de David y Puerto Armuelles, en la provincia de Chiriquí.

Estudios recientes sugieren que el evento del 21 de julio de 1934 (M_s 6,8) parece estar asociado a otra falla que no es la ZFP, ya que su mecanismo focal tiene una componente inversa importante. Revisando archivos nacionales y reportes de periódicos de



Costa Rica, Panamá y Estados Unidos (EE UU), Peraldo *et al.* (2007) descubrieron un sismo ocurrido en 1879, en la zona limítrofe entre Panamá y Costa Rica, que causó graves daños en la Ciudad de David y que parece tener características similares a las del terremoto de 1934.

2.7. CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ

Al este de la Cresta del Coco se encuentra la Fosa o Trinchera de Panamá, que se extiende paralela al margen pacífico de Panamá. En ella, la ZFP y la placa de Nazca subducen oblicuamente (N 71° E), con un ángulo menor de 20° bajo el Bloque de Panamá (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; McKay y Moore, 1990; Silver *et al.*, 1990) y a una tasa de 48 mm/año (De Metz, 2001; Bird, 2003; Morel, 2008). Esto ha sido confirmado por algunos estudios con redes sísmicas temporales locales en Panamá (Cowan *et al.*, 1996; Camacho *et al.*, 1997).

Un sismo grande asociado a esta convergencia ocurrió al sur del golfo de Panamá el 20 de enero de 1904 (M_w 7,3), y su mecanismo focal ha sido estimado como de tipo inverso (Selva y Marzocchi, 2004).

Al norte de la Trinchera de Panamá, paralela a las costas de Colombia y Panamá, hay una falla transcurrente lateral izquierda, conocida como la Zona de Falla del Sur de Panamá. Al sureste de la península de Azuero, la misma falla se bifurca y continúa en tierra, atravesando las penínsulas de Azuero y Soná (Zona de Falla de Azuero-Soná), como parte de una amplia zona de deformación sinistral de 40 km de ancho, con rumbo NW-SE (Hardy *et al.*, 1990). Este sistema de fallas siniestras subparalelas, de rumbo NW-SE, también se observa en la isla de Coiba y bajo el piso oceánico de los golfos de Chiriquí y Montijo (Okaya y Ben Avraham, 1987). El 2 de octubre 1913 un sismo con una magnitud M_w 6,9, se originó en la falla de Tonosí, que es un ramal de la Zona de Falla de Azuero-Soná, causando graves destrozos en el valle de Tonosí y la península de Azuero.

En esta zona los mecanismos transcurrentes están asociados a la Falla del Sur de Panamá y a la Zona de Falla de Azuero-Soná y los inversos a la convergencia oblicua de la placa de Nazca con la microplaca de Panamá.

2.8. ZONA DE SUTURA ATRATO-MURINDO

Esta zona también se conoce como la zona de sutura de Panamá y está asociada a la convergencia en dirección este de la microplaca de Panamá con respecto a la placa suramericana (Colmenares y Zoback, 2003), a una tasa de 10-22 mm/año (Trenkamp *et al.*, 2002). Los mecanismos focales de esta zona son del tipo inverso y lateral izquierdo. Aquí se localizan fallas transcurrentes con rumbo NW-SE y corrimiento lateral izquierdo, como las de Uramita, Murri-Mutata o la Bahía Solano o Utría, que corren paralelas a la



costa pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint *et al.*, 1987). La falla más extensa de esta zona es la de Atrato-Murindo, que es una falla transcurrente lateral izquierda con buzamiento oeste y una componente de transgresión. La misma se extiende en Colombia a lo largo del flanco oeste de los Andes Occidentales, desde la bahía de Buenaventura, en el Pacífico, hasta el golfo de Urabá, en el Caribe. Éste sería el límite entre el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino (Duque-Caro, 1990). Esto parece haber sido confirmado por el patrón de réplicas del sismo de Murindo de 1992 (M_s 7,3) y por su mecanismo focal transcurrente lateral derecho con una fuerte componente inversa.

Esta zona ha sido la fuente de sismos mayores a M_w 7,0 en 1883 y 1992, originados en la falla del Atrato-Murindo, que es del tipo lateral izquierdo con una componente inversa.

2.9. EL CINTURÓN DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMÁ

El Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) es una amplia zona de deformación originada por la convergencia entre la Placa Caribe y la microplaca de Panamá, que se extiende en forma de arco paralela al margen Caribe de Panamá, desde la entrada del golfo de Urabá, en Colombia, hasta Puerto Limón, en el Caribe de Costa Rica (Stephan *et al.*, 1988, Silver *et al.*, 1990).

La tasa de convergencia entre la Placa Caribe y la microplaca de Panamá es de (7 ± 2) mm/año (Trenkamp *et al.*, 2002). Esta tasa ha sido sugerida en base a datos de GPS. En el extremo oeste la gran mayoría de los mecanismos focales son inversos, pero en el extremo este, se encuentran inversos y normales, en ambos casos con una componente transcurrente.

Empleando datos telesísmicos, se ha determinado la existencia de una zona de Wadati-Benioff en el extremo este del CDNP, sugiriéndose que frente a la costa Caribe de Panamá la Placa Caribe se introduce bajo la microplaca de Panamá buzando con un ángulo de 50° (Wolters, 1986; Adamek *et al.* 1988). La existencia de esta zona de Wadati-Benioff ha sido también confirmada empleando datos de redes locales (Camacho *et al.*, 2008). Los sismos de 1914 (M_w 7,1), 1930 (M_w 6,1) y 1935 (M_w 6,4) y 2000 (M_w 6,3), por su profundidad y relocalización, están asociados a esta subducción. En esta zona, el sismo más grande en tiempos históricos ocurrió el 7 de septiembre de 1882 ($7,7 < M_s < 8,0$). Este terremoto causó grandes daños a las obras del canal francés y originó un *tsunami* que ahogó a unas 75 personas en el archipiélago de San Blas, al noreste de Panamá. Mendoza y Nishenko (1989) estiman una recurrencia de 250 años o más para sismos similares a éste.

En la parte oeste del CDNP, a lo largo de la costa Caribe de Costa Rica y el noroeste de Panamá, se han registrado sismos grandes el 2 de mayo de 1822 (M_w 7,5), el 24 de abril de 1916 (M_w 7,2), el 26 de abril de 1916 (M_w 6,9) y el 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) (Camacho y Viquez, 1994). Todos estos sismos tienen un mecanismo focal de tipo inverso de bajo ángulo.

El sismo de 1991 fue somero ($h = 20$ km) y de fallamiento inverso, producto de una ruptura de falla inversa de 40×80 km buzando a 30° . Se observaron levanta-



mientos en la costa Caribe de Costa Rica y hundimientos en la costa Caribe de Panamá a lo largo de 70 km desde Puerto Limón, Costa Rica, hasta Bocas del Toro, Panamá. El análisis de terrazas marinas levantadas sugiere un tiempo de recurrencia para sismos similares al de 1991 entre 200-1.100 años (Plafker y Ward, 1992).

2.10. ZONA DE PANAMÁ ESTE

En la zona de Panamá que se extiende desde el Este a una longitud de 79° W, hasta la zona fronteriza con Colombia, están comprendidas las cuencas de Bayano, Tuira y Chucunaque y los macizos de Majé, San Blas-Darién, Sapo, Bagre y Pirre (Coates *et al.*, 2004). Esta región se caracteriza por la presencia de estructuras tectónicas complejas y por una sismicidad difusa. Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del este de Panamá (Case y Holcombe, 1980; Kolarski, 1992) y como Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1986; Restrepo y Toussaint, 1989). Esta zona y la región del Baudó en Colombia constituyen un terreno alóctono que está adherido al Bloque Norandino (Toussaint *et al.*, 1987; Restrepo y Toussaint, 1988).

El fallamiento en esta zona incluye fallas normales como las de Chucunaque (Toussaint, 1987), fallas de rumbo sinistral como las de Sambú, Río Jaqué y Sanson Hills, que se extienden en tierra con rumbo subparalelo a la costa pacífica y otras con igual rumbo ENW-ESE que se extienden mar afuera, en la región sureste del golfo de Panamá (Toussaint *et al.*, 1987; Mann y Corrigan, 1990; Kolarski, 1992).

Otras fallas son inversas, como las fallas Ungía y del Pirre, que se extienden con rumbo NE a lo largo de la región montañosa fronteriza con Colombia (Mann y Corrigan, 1990) y la de Utría, que corre paralela a la costa pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint *et al.*, 1987). Los mecanismos focales de los eventos en esta zona son de lo más variado, existiendo de tipo inverso, normal y lateral izquierdo (Pennington, 1981; Wolters, 1986). En la Figura 2.12 se muestran los mecanismos focales típicos de esta zona.

En esta región, localizada en la zona fronteriza entre Panamá y Colombia, ocurrieron dos sismos destructivos el 13 de julio de 1974 (M_s 7,3), que se originó en la falla de Sambú, y el 11 de julio de 1976 (M_s 7,0), con origen mar afuera en la falla de Jaqué.

La magnitud máxima para eventos en esta zona está alrededor de M_s 7,3. Vergara (1989) estima para esta zona un tiempo medio de recurrencia para eventos con $M_s > 7,0$ de 15,8 años y una magnitud máxima de M_s 7,2, con una probabilidad de excedencia del 90% en 50 años.

2.11. ZONA DE PANAMÁ CENTRAL

Esta zona posee un fallamiento predominantemente transcurrente, siendo las fallas más importantes, por su longitud, la de Pedro Miguel, lateral derecha con rumbo NNW-SSE y la Gatún, lateral izquierda con rumbo WSW-ENE. En esta región también existe una



falla de rumbo sinistral, la falla de Las Perlas o San Miguel, que se extiende con rumbo NNW-SSE desde el archipiélago de las Perlas, atravesando la bahía de Panamá.

Recientemente, en la vertiente atlántica de esta zona se han hecho levantamientos geofísicos que han determinado fallamiento activo de tipo transcurrente en la bahía de Limón, al noreste de la Ciudad de Colón (Pratt *et al.* 2002).

La sismicidad en esta zona es muy baja e históricamente sólo ha dado origen a un evento destructor, el 2 de mayo de 1621, que causó graves daños en la Ciudad de Panamá alcanzó una intensidad I_{MM} VIII (Viquez y Camacho, 1993). Sus réplicas se sintieron, de forma casi diaria, desde mayo hasta agosto.

Otros eventos que se han originado en esta zona causando alarma en la población y daños menores ocurrieron en julio de 1854 cerca de la isla Taboga; el 17 de octubre de 1921 (M_s 5,2), que causó derrumbes en la zona montañosa de Pacora; el 30 de julio de 1930 (M_s 5,4), sentido en la Ciudad de Panamá y Ciudad Colón con intensidad de I_{MM} VI y originado, tal vez, por la falla de Chame; y el 20 de enero de 1971 (M_s 5,6, PDE), originado en la falla Las Perlas y fue sentido en la Ciudad de Panamá con una intensidad de I_{MM} VI. La estación sismológica de Balboa (BHP) registró 30 réplicas en un lapso de 15 días, de las cuales cinco fueron sentidas por la población. Por la longitud de las fallas, se ha estimado que la magnitud máxima para esta zona es M_s 7,2.

2.12. ZONA DE TALAMANCA

Esta zona se extiende a lo largo de la cordillera de Talamanca, en el sureste de Costa Rica, hasta el flanco oeste del complejo volcánico Colorado-Tisingal, en Panamá. Fisher *et al.* (2004) proponen que en la parte frontal de la cordillera existe una falla inversa a lo largo de la cual ha ocurrido el levantamiento de la cordillera. En el sector del límite sur de esta zona se extiende de Noroeste a Sureste la falla Longitudinal, que es activa y llega hasta la frontera con Panamá. A lo largo de la misma han ocurrido buena parte de los movimientos de levantamiento e inclinación de capas que han afectado a la fila costeña durante el Cuaternario (Kolarsky *et al.*, 1995; Fisher *et al.*, 2004).

La última secuencia sísmica importante en esta zona se dio en 2007, muy cerca de la frontera con Panamá, a lo largo de las fallas San Vito y Santa Clara, en Coto Brus, Costa Rica que son fallas transcurrente paralelas que tienen un rumbo N-S y bordean la población de San Vito, Costa Rica.

2.13. EXTREMO NORTE DE LA FOSA DEL PACÍFICO COLOMBIANO

La zona de subducción del Pacífico colombiano corresponde al límite convergente activo entre las placas de Nazca y Suramérica. En esta zona se identifican tres segmentos con características sismotectónicas diferentes: norte, central y sur (Ramos y Prieto,



2004). En su segmento sur, se originaron los terremotos de 1906 (M_w 8,6) y 1979 (M_w 8,1), que son los más grandes ocurridos en Colombia durante el siglo XX.

Su segmento norte corresponde a la subducción de la placa de Nazca bajo el extremo noroeste de Colombia, con una longitud de la fosa de 200 km, y orientado con un azimut de 310° . Al Norte termina contra una pequeña elevación en la zona de Falla de Jordan, a la entrada del golfo de Panamá y su terminación sur se localiza frente al cabo Corrientes, lugar donde converge la falla Hey. La sismicidad más cercana a la fosa es de carácter superficial ($h < 60$ km), con aumento de profundidad hacia el Noreste y concentrada hacia los extremos del segmento. Este segmento ha registrado sismos de magnitud considerable y sus mecanismos focales son predominantemente del tipo inverso y normal.

El último sismo importante en esta zona ocurrió el 28 de septiembre de 1970, cuando el municipio de Bahía Solano, en la costa pacífica de Colombia, fue sacudido por un fuerte sismo (M_s 6,5), el cual causó grandes daños, hundimientos de 0,2 m a 0,3 m, licuefacción masiva de suelos y además fue acompañado por un *tsunami* local (Ramírez, 1971).



CAPÍTULO 3.

METODOLOGÍA DE CÁLCULO (ASPECTOS TEÓRICOS)

3.1. INTRODUCCIÓN

Se presentan en este capítulo los fundamentos teóricos de la metodología seguida en este nuevo estudio de amenaza sísmica de Centroamérica. Dicha metodología es acorde con el estado actual del arte y se enmarca en la línea conocida como PSHA (del inglés, *Probabilistic Seismic Hazard Assessment*), que incorpora elementos como el árbol lógico y el juicio de expertos para contemplar diversas opciones de cálculo y cuantificar las incertidumbres asociadas.

Los distintos aspectos involucrados en el cálculo de la amenaza según la metodología adoptada son tratados y estructurados en sucesivos apartados.

En el apartado 3.2 se define la amenaza sísmica como probabilidad de excedencia de un determinado nivel del movimiento del suelo.

A continuación, en el apartado 3.3, se incluye una perspectiva histórica de los diferentes métodos de cálculo de la amenaza destacando la clasificación y evolución de los mismos hasta el momento presente.

En el apartado 3.4 se explica exhaustivamente la metodología PSHA, comenzando por enunciar las fases en las que se estructura un análisis basado en dicha metodología (punto 3.4.1). Dado que ésta recoge y amplía elementos generales de los estudios de amenaza, se ha optado por incluir en el apartado 3.4.2 todo lo referente a la estimación probabilista de la misma para una opción de cálculo determinada, desglosando las fases que se siguen en la evaluación: determinación del modelo de sismicidad (geometría de fuentes, modelo de recurrencia temporal, modelo de distribución de magnitudes), la adopción del modelo (o modelos) del movimiento fuerte del suelo y la resolución de la ecuación de la amenaza sísmica propiamente dicha. Posteriormente, se desarrollan en profundidad los elementos característicos del análisis PSHA, como el tratamiento de incertidumbres (punto 3.4.3) incluyendo el árbol lógico (punto 3.4.4), los métodos de desagregación de la amenaza sísmica (punto 3.4.5) y el análisis de sensibilidad de los resultados a las diversas opciones de entrada y procedimiento de licitación de expertos (punto 3.4.6).



3.2. DEFINICIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

La amenaza sísmica de un emplazamiento se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia durante un periodo de tiempo especificado (por ejemplo, Schenk, 1989). Según esta definición, la amenaza es un concepto probabilista en el que se debe especificar qué nivel de movimiento del suelo se considera constitutivo de peligro potencial y durante qué periodo de tiempo se espera que ocurra un sismo que produzca tal movimiento. Para caracterizar dicho movimiento se consideran generalmente parámetros cinemáticos como la aceleración, velocidad o desplazamiento, bien sean los valores máximos de las correspondientes historias temporales o los valores espectrales.

Si denominamos genéricamente Y al nivel de movimiento cuya probabilidad de excedencia se quiere determinar en el emplazamiento E y t al tiempo en años durante el cual se evalúa la amenaza H (del inglés *Hazard*), entonces ésta queda definida por la expresión:

$$H = P[y \geq Y; \text{en } t \text{ años, en el emplazamiento } E]$$

Frecuentemente, la amenaza se expresa también como la probabilidad anual de excedencia del valor del parámetro de movimiento $P[y > Y]$, en lugar de probabilidad en un tiempo arbitrario t . Dado que en todo el formalismo del cálculo de la amenaza se utilizan relaciones del movimiento fuerte del suelo expresadas en términos de logaritmo (natural o decimal) de Y , y que las funciones logarítmicas son estrictamente crecientes, es común plantear la probabilidad como la de superación del logaritmo de Y , es decir, $P[\ln y > \ln Y]$.

3.3. MÉTODOS DE CÁLCULO. PERSPECTIVA HISTÓRICA

Existen varios métodos para estimar la amenaza sísmica, que difieren entre ellos fundamentalmente en la manera de considerar la sismicidad del área de influencia.

Los primeros propuestos durante la década de los años sesenta son métodos deterministas que dan cuenta del movimiento esperado en el emplazamiento a causa del escenario sísmico más desfavorable (por ejemplo, ocurrencia del sismo de mayor tamaño en la zona-fuente más cercana) y, por tanto, proporcionan la información sísmica de entrada necesaria en los estudios de zonificación, es decir, el sismo de diseño. Sin embargo, los métodos deterministas no permiten determinar la probabilidad de excedencia de dicho movimiento, lo que supone un problema desde el punto de vista del diseño sismorresistente.

Posteriormente, surgieron los métodos probabilistas (Cornell, 1968; Esteva, 1967 y 1968) que tuvieron una amplia aceptación durante los años setenta por su capacidad



de ofrecer probabilidades anuales de excedencia para el parámetro del movimiento fuerte que se considerara representativo de la amenaza. En este periodo, la caracterización del movimiento fuerte con fines sismorresistentes se realizaba a través de un espectro de diseño basado en una forma espectral estándar de varios tramos (Newmark y Hall, 1973), construida como promedio de una familia de acelerogramas representativa del movimiento y escalada al valor de la aceleración máxima o valor de PGA (del inglés *Peak Ground Acceleration*) correspondiente al periodo de retorno establecido para el diseño de la estructura. La amenaza se evaluaba entonces únicamente en términos de PGA como probabilidad de excedencia de un valor fijado de este parámetro.

Con el desarrollo de leyes de atenuación o modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo para parámetros espectrales (no sólo para valores pico) a lo largo de los años ochenta se hizo posible la construcción de espectros de diseño en los que se considerara la probabilidad de excedencia de todas las ordenadas espectrales para los periodos de interés en ingeniería sísmica y no sólo la probabilidad asociada a los valores pico. De este modo surgen los espectros de amenaza uniforme (UHS, del inglés *Uniform Hazard Spectra*) que se construyen representando “punto a punto” las ordenadas espectrales con una misma probabilidad de excedencia o con un mismo periodo de retorno (por ejemplo, Trifunac *et al.*, 1987). El espectro UHS es una herramienta especialmente útil en Ingeniería Sísmica y, concretamente, en el diseño de estructuras con varios grados de libertad, para las cuales se demanda un nivel de riesgo uniforme (Bernreuter *et al.*, 1989). Uno de sus inconvenientes es el de no proporcionar directamente un sismo de diseño, para lo cual se han propuesto métodos de desagregación de la amenaza (Bernreuter, 1992). Asimismo, la incorporación de procedimientos de cuantificación de incertidumbres en los que se integran los juicios de expertos procedentes de las diferentes disciplinas involucradas en el proceso de evaluación de la amenaza (Budnitz *et al.*, 1997) ha contribuido a ampliar la aceptación de los métodos probabilistas.

Recientemente se han propuesto métodos de evaluación de la amenaza que combinan aspectos probabilistas, como la estimación de probabilidades anuales y las correspondientes incertidumbres, con aspectos deterministas, como el hecho de proporcionar un escenario de diseño. La mayoría de estos métodos buscan conferir mayor robustez a los resultados del análisis de amenaza, especialmente en los estudios dirigidos al diseño sismorresistente de estructuras de importancia en emplazamientos específicos (McGuire, 2001; Kochkin y Crandell, 2003).

En este contexto, se ha impuesto en las dos últimas décadas la metodología conocida como PSHA que se desarrollará con detalle en el siguiente apartado. Dicha metodología surge al considerar que el cálculo de la amenaza requiere asumir ciertas hipótesis para cuantificar la influencia de la fuente y de la propagación de ondas en la evaluación de la amenaza, por lo que el proceso global de cálculo conlleva numerosas incertidumbres que hacen que los resultados se puedan ver afectados de un alto grado de dispersión. La subjetividad en la definición de fuentes sísmicas o de modelos de movimiento del terreno son, por ejemplo, dos de los factores más determinantes en la incertidumbre final de los resultados. Ante el desconocimiento de los modelos reales,



la línea PSHA propone introducir distintas opciones sobre la información básica (catálogos sísmicos, geometría y caracterización de zonas fuente, distribución temporal, espacial y de magnitud dentro de cada zona, leyes de atenuación del movimiento del suelo, etc.) y llevar a cabo un análisis de las incertidumbres asociadas (Bernreuter *et al.*, 1989; Budnitz *et al.*, 1997). La aplicación de la metodología PSHA hace uso de herramientas como el juicio de expertos y el árbol lógico para fijar las opciones de cálculo y para evaluar las incertidumbres inherentes al conjunto de resultados.

3.4. ANÁLISIS PROBABILISTA DE AMENAZA SÍSMICA (PSHA)

Para el cálculo de la amenaza sísmica de Centroamérica se han seguido las pautas de la metodología PSHA cuyas principales líneas se detallan en este apartado. En primer lugar, se introduce dicha metodología desde el punto de vista histórico y se exponen las fases que la componen. A continuación, se explican estas fases con detalle, que esencialmente se desglosan en: *cálculo de la amenaza* en un punto y con un solo conjunto de valores de entrada, *configuración del árbol lógico* ponderado por los pesos asignados por un *comité de expertos*, proceso de cálculo de la amenaza para un *conjunto de opciones*, presentación de los resultados en *curvas* de amenaza, espectros y mapas, *análisis de incertidumbres*, *desagregación de la amenaza* y *análisis de sensibilidad en los resultados*.

3.4.1. Introducción. Fases del PSHA

La metodología PSHA constituye una mejora de los métodos convencionales del cálculo probabilista de la amenaza sísmica porque incorpora nuevos elementos cuya relevancia se ha venido evidenciando durante los últimos años, como el análisis cuantitativo de incertidumbres y la desagregación de la amenaza.

Los primeros métodos probabilistas, desarrollados en la década de los setenta, no contenían un análisis concienzudo de la incertidumbre involucrada en los cálculos y proporcionaban, como único resultado, las curvas de amenaza derivadas de opciones concretas de cálculo sin incluir ningún tipo de medida de error o de incertidumbre. Más adelante, y ante la notoria variabilidad de los parámetros y opciones de entrada, se establecieron procedimientos para la selección consensuada de éstos a través de consultas a comités de expertos.

Uno de los desencadenantes principales del cambio de filosofía en los cálculos de la amenaza sísmica se produjo a finales de los años ochenta, cuando las estimaciones de la amenaza sísmica para un emplazamiento en el este de EE UU (destinado a albergar una estructura crítica) proporcionadas por dos entidades diferentes —i. e., Lawrence Livermore National (LLNL) y Electric Power Research Institute (EPRI)— presentaron discrepancias significativas (Bernreuter *et al.*, 1989; EPRI, 1989). Los resultados obtenidos, tanto por el LLNL como por el EPRI, se basaban en procedimientos igualmente



rigurosos y las diferencias apreciadas eran debidas únicamente a la variabilidad de las opciones o parámetros de entrada, incluyendo la geometría de las zonas sismogénicas y la definición de la actividad de las fallas.

A raíz de estos resultados, se formó en EE UU, bajo encargo de la Comisión Reguladora Nuclear (USNRC), un comité de expertos con el objetivo de establecer un procedimiento de evaluación y tratamiento de incertidumbres en PSHA (Budnitz *et al.*, 1997). Dicho comité redactó un documento, NUREG/CR-6372, donde se describe el procedimiento de *licitación de expertos*, cuya función principal es la de obtener soluciones consensuadas sobre aquellos puntos del análisis de la amenaza sujetos a decisiones subjetivas que reflejen de la mejor manera posible el estado del conocimiento científico. Asimismo, en ese informe se presenta una clasificación de las incertidumbres para su mejor evaluación y se proponen procedimientos para presentar los resultados de la metodología PSHA, incluyendo la desagregación de la amenaza para la definición del sismo de control. Este documento constituye una referencia para la mayor parte de los estudios de amenaza desarrollados posteriormente, así como la guía para el presente estudio de amenaza en Centroamérica.

Las fases de un estudio PSHA se resumen en:

1. Determinación de los parámetros y opciones de entrada para el cálculo de la amenaza sísmica, incluyendo:
 - Definición de fuentes sísmicas, diferenciando entre fallas y áreas de sismicidad homogénea (métodos zonificados) o zonas de sismicidad distribuida (métodos no zonificados).
 - Definición de los modelos de sismicidad (distribución de magnitud o de intensidad) y de recurrencia temporal de terremotos.
 - Asignación de los modelos del movimiento fuerte del suelo asociados a cada falla y a cada zona sismogénica.
2. Configuración del árbol lógico con todas las opciones y parámetros de entrada sujetos a variabilidad.
3. Asignación de un conjunto de pesos (o probabilidades) a las diferentes ramas del árbol lógico (que materializan distintas opciones de entrada) acorde con las opiniones de un comité de expertos.
4. Cálculo de la amenaza para todos los conjuntos de opciones de entrada representadas en el árbol lógico, incluyendo, si ha lugar, simulaciones estocásticas.
5. Presentación de los resultados en curvas, espectros y, si procede, en mapas.
6. Adicionalmente se pueden realizar análisis de sensibilidad de los resultados a los diferentes nodos del árbol lógico.
7. Desagregación de la amenaza y determinación del sismo de control.

Todas estas fases, que serán seguidas en el presente estudio, se describen en los sucesivos apartados.



3.4.2. Determinación de la amenaza representativa de un emplazamiento

En la Figura 3.1 se esquematizan las fases en las que típicamente se estructura el cálculo probabilista de la amenaza en un emplazamiento considerando sólo un conjunto de opciones de entrada. Dichas fases son:

1. Análisis de la sismicidad y tectónica de la zona. Ello conlleva, en primer lugar, la adopción del modelo de sismicidad a utilizar, que puede ser zonificado (incluyendo la determinación de la geometría de las zonas sismogénicas y de las fallas), o bien, no zonificado. En segundo lugar, se debe elegir el modelo de recurrencia temporal por el que se establece la relación entre la frecuencia de ocurrencia de sismos y su magnitud u otros parámetros de sismicidad (magnitudes umbrales y máximas esperadas, intensidad, etc.).
2. Determinación del modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo o ley de atenuación para la zona en cuestión. Dependiendo de la extensión de ésta y de las fuentes consideradas, puede adoptarse más de un modelo.
3. Resolución de la integral de la amenaza.
4. Presentación de los resultados: curvas y mapas de amenaza.

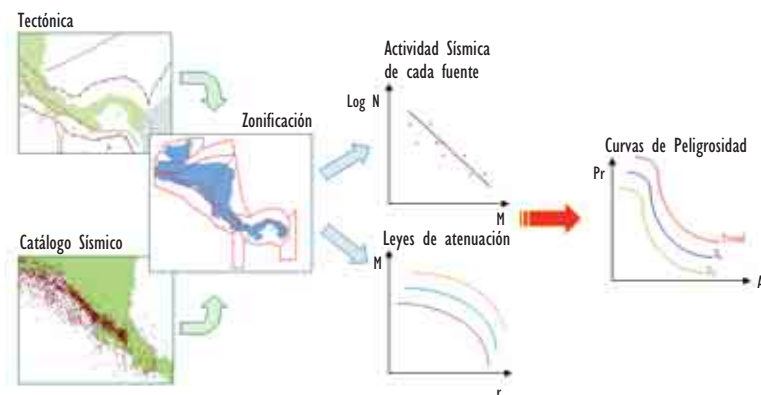
3.4.2.1. Fase I: modelo de sismicidad

Todo estudio de amenaza sísmica en un cierto emplazamiento debe comenzar con un detallado análisis de la sismicidad y tectónica del área de influencia alrededor del mismo a fin de determinar qué fuentes sísmicas pueden suponer peligro potencial. De este análisis se establecerá el marco de referencia para el resto del estudio, delimitando la extensión de la zona cuyos terremotos pueden tener influencia significativa, así como las características generales de las fuentes sísmicas englobadas. Ello llevará a establecer criterios a considerar en la posterior definición de zonas. Por ejemplo, si en la zona existen fallas de actividad reciente, se deberá evaluar su potencial para generar sismos que representen un peligro para nuestro emplazamiento y, en su caso, incorporarlas como fuentes sismogénicas diferenciadas. Si a cierta distancia del área de estudio se sitúa una zona donde se generan sismos muy grandes, se deberá investigar si la posible ocurrencia de uno de esos sismos puede presentar peligro potencial en nuestro emplazamiento.

El segundo paso a realizar en el estudio es la confección de un catálogo de proyecto que incluya todos los terremotos que potencialmente puedan afectar a nuestro emplazamiento. Además, se filtrarán los sismos de muy baja magnitud que no presenten incidencia significativa. El catálogo de proyecto deberá ser *completo* y *homogéneo*.



Figura 3.1. Fases del cálculo de la amenaza mediante un método probabilista (modificado de Benito y Jiménez, 1999)



Un catálogo sísmico se considera *completo* en un determinado rango de magnitudes si contiene todos los sismos de ese rango que presumiblemente han ocurrido en la zona de influencia. El problema de los catálogos que incluyen tanto registros instrumentales como históricos es su falta de completitud, dado que a medida que disminuye la intensidad o magnitud se pierde información al remontarnos en el tiempo. Para resolver este problema de falta de completitud en este trabajo se ha adoptado la aproximación introducida por Martín (1984), basada en el método de Stepp *et al.* (1973), que consiste en establecer un año de referencia para cada grado de intensidad y/o magnitud, a partir del cual puede considerarse el catálogo completo para dicho intervalo. La tasa de sismos para cada intervalo de magnitud o intensidad se calcula a partir del correspondiente año de referencia y se considera constante, extrapolándose a todo el periodo de estudio. De esta forma, se deduce un número hipotético de sismos en el correspondiente intervalo que presumiblemente debe haber tenido lugar aunque los sismos no hayan sido documentados. La obtención de años de referencia y definición de periodos de completitud en este trabajo se describen en el apartado 4.1.1.7.

Por otro lado, un catálogo sísmico es *homogéneo* en lo referente al tamaño de los sismos, cuando el parámetro que lo define es el mismo para todos los terremotos. Frecuentemente en un mismo catálogo se incluyen medidas de magnitud en diferentes escalas, o incluso dentro de una misma escala, obtenidas a partir de diferentes fórmulas. Es imprescindible realizar las conversiones pertinentes entre las diferentes estimaciones de magnitud a fin de obtener un catálogo sísmico homogéneo. En este trabajo se utiliza la magnitud momento M_w como parámetro de tamaño. Para los sismos históricos datados con intensidad macrosísmica, I , se empleará una correlación I/M_w . A



pesar de la incertidumbre que conlleva esta transformación, dichos sismos no pueden ser excluidos del análisis por ser en muchos casos responsables de los mayores movimientos ocurridos en la zona y por tanto determinantes a la hora de estimar los mayores movimientos esperados. El procedimiento de homogeneización del catálogo sísmico de Centroamérica se presenta en el apartado 4.1.1.

Una vez completado y homogeneizado el catálogo, se debe elegir el modelo de sismicidad a adoptar y, en función de la elección hecha, se calculan los parámetros correspondientes que representarán la sismicidad como entrada de cálculo a la amenaza.

3.4.2.2. Métodos zonificados y no zonificados

Los modelos de sismicidad se pueden dividir en zonificados y no zonificados, en función de si se descompone el área que potencialmente constituye un peligro sísmico en zonas sismogénicas de geometría bien definida (zonas con sismicidad uniforme o fallas) o no. Normalmente se adoptan modelos de sismicidad zonificados. Éstos consideran que la sismicidad del área en cuestión puede distribuirse en distintas zonas sismogénicas, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue. Las zonas sismogénicas pueden ser, o bien entidades físicas reconocibles (como fallas tectónicas), o bien zonas amplias en las que la sismicidad se considera distribuida uniformemente a lo largo y ancho de toda la zona. La inclusión de zonas *tipo falla* en los estudios de amenaza requiere un buen conocimiento de la geometría de la falla (tanto en superficie como en profundidad) y de su capacidad de generar terremotos (expresada normalmente a través de intervalos de recurrencia o de la tasa de deslizamiento). Por otra parte, la adopción de zonas sismogénicas con sismicidad difusa, no precisa disponer de un conocimiento tan exhaustivo de la fuente sismogénica, ya que las zonas pueden ser delimitadas a partir de los datos de un catálogo sísmico corregido y completado, incorporando información geofísica o geológica complementaria.

Además de los métodos zonificados, existen los llamados métodos no zonificados (Frankel, 1995; Kijko y Graham, 1999; Lapajne *et al.*, 2003), en los que se considera que la sismicidad no está circunscrita a ninguna zona en concreto. Estos métodos son utilizados sobre todo en zonas de baja sismicidad. Entre los modelos no zonificados cabe destacar aquellos en los que la distribución de epicentros responde a una geometría fractal, representada mediante un método *kernel* de suavizado, que incluye una ley de potencias decreciente con la distancia al epicentro (Woo, 1996).

En el presente estudio de amenaza utilizaremos un método zonificado, por lo que haremos especial énfasis en las bases teóricas del mismo.

3.4.2.3. Modelos de recurrencia: distribución frecuencia de ocurrencia-tamaño

Cuando se sigue un método zonificado, la sismicidad de cada zona se debe caracterizar por una ley de recurrencia que relacione el tamaño de sismos albergados en ella con su frecuencia, expresando así la distribución temporal de magnitudes (o bien de intensi-



dades). En el análisis PSHA se asume que la ley de recurrencia obtenida para el pasado es extrapolable para la predicción de la sismicidad en el futuro.

Uno de los modelos o leyes más empleados para tal fin es el modelo de Gutenberg-Richter (Gutenberg y Richter, 1944) y algunas de sus variantes (modelo doblemente truncado de Cosentino *et al.*, 1977). La ley Gutenberg-Richter (Figura. 3.2) establece una proporción constante entre el número de sismos grandes y pequeños para una determinada zona, asumiendo que el número acumulativo de sismos que superan cada grado de magnitud varía linealmente con este parámetro. La expresión matemática de ley de Gutenberg-Richter es:

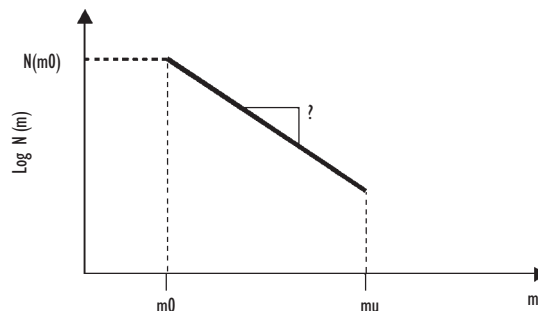
$$\text{Log}N = a + b \cdot M \quad [3.1]$$

donde M es la magnitud, N es el número de sismos que tienen igual o mayor magnitud que M , y a y b son constantes. Dicha ley es invariante con la escala, es decir, que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños, dentro de un rango especificado de magnitudes, es constante. Esta invarianza con la escala es la base para la aplicabilidad de una distribución fractal (o distribución de ley de potencias) a la sismicidad (Turcotte, 1997).

Este modelo es comúnmente usado en la caracterización de zonas sísmogenéticas y de fallas activas, truncando la magnitud en un determinado rango, lo que supone considerar que la sismicidad se ajusta a una ley de recurrencia de tipo exponencial entre dos valores extremos de magnitud que son, respectivamente, la mínima, M_0 , y la máxima de la zona, M_U . Es equivalente a considerar que el modelo de distribución es un modelo de Poisson.

Para el ajuste de la sismicidad de una zona a este modelo se consideran generalmente los datos de sismicidad histórica e instrumental y se determinan los parámetros a y b mediante análisis de regresión.

Figura 3.2. Representación típica de la ley de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sísmogenética o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud m_0 y uno superior m_u





Comúnmente, la ecuación anterior se expresa en forma complementaria acumulativa y exponencial, como:

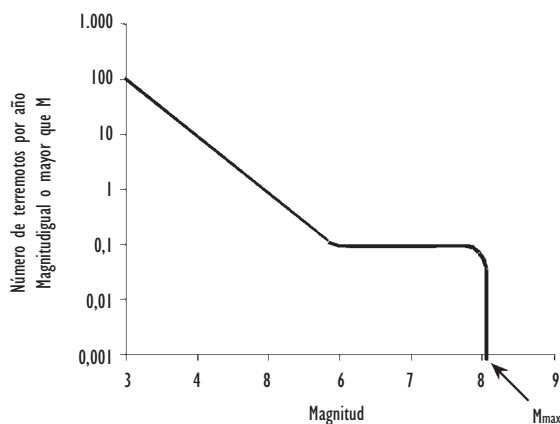
$$N(m) = N(m_0) e^{(-\beta(m-m_0))} \quad [3.2]$$

donde m_0 es la magnitud mínima de referencia y $\beta = b \ln(10)$.

Si bien el modelo de Gutenberg-Richter tiene gran aceptación, para el caso particular de las fallas activas muchos autores prefieren el modelo del *terremoto característico* (Schwartz y Coppersmith, 1984). Dicho modelo (Figura. 3.3) establece que una falla activa da lugar a terremotos de un tamaño relativamente grande y aproximadamente constante cada cierto intervalo de tiempo. El modelo de sismo característico no respeta la invariabilidad con la escala que caracteriza la relación de Gutenberg-Richter, ya que los mayores sismos que se repiten cada cierto tiempo tienen una magnitud superior a la que establece la pendiente de dicha relación.

Es frecuente encontrar en la literatura estudios de amenaza que, o bien adoptan modelos híbridos que combinan aspectos del modelo característico y de Gutenberg-Richter (Youngs y Coppersmith, 1985), o bien utilizan ambos modelos en el mismo análisis (modelo de sismo característico para fallas y Gutenberg-Richter para zonas; por ejemplo, Frankel *et al.*, 1996).

Figura 3.3. Modelo del terremoto característico



Con cualquiera de los modelos adoptados, los parámetros que definen la sismicidad en cada zona o falla necesarios para el cálculo de la amenaza son las magnitudes máxima (M_U o M_{MAX}) y mínima (M_0), la tasa de sismos por encima de la magnitud mínima $N(M_0)$ y la pendiente de la relación β , además de la anchura



del intervalo de magnitud máxima para el caso del modelo de terremoto característico.

En nuestro caso, la sismicidad de la mayor parte de las zonas será modelizada por una ley Gutenberg-Richter doblemente truncada, si bien contemplamos la posibilidad de modelo de terremoto característico especialmente en las zonas de subducción.

3.4.2.4. Modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo

Una vez determinado el modelo de sismicidad de la región de interés para el estudio PSHA, incluyendo los parámetros característicos de cada zona sismogénica, se debe establecer el modelo de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento (también conocido frecuentemente como *ley de atenuación*). Dicho modelo relaciona el movimiento del terreno en el emplazamiento (definido por algún parámetro del movimiento genérico Y , que normalmente es una aceleración o velocidad) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (intensidad macrosísmica I o magnitud M), la distancia fuente-emplazamiento r , y una medida de la dispersión del modelo. Algunos modelos incluyen otros términos como el factor de suelo, el tipo de falla causante del sismo o el tipo de sismo en función de su localización hipocentral.

Generalmente, la ecuación de predicción del movimiento del terreno se formula de la siguiente forma:

$$\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon \sigma_{\ln y} \quad [3.3]$$

donde:

- $\ln y$ es el logaritmo neperiano del parámetro del movimiento en el emplazamiento (es habitual también encontrar logaritmo decimal en lugar de neperiano). A su vez la variable Y suele representar la aceleración pico, PGA, o alguna aceleración o velocidad espectral, SA o SV.
- $\psi(r, m, \dots)$ es una función de la magnitud, de la distancia y eventualmente de otras variables (factor de suelo, tipo de falla, etc.). Por definición, para $\varepsilon = 0$ se obtiene la media de la distribución normal, es decir:

$$\psi(r, m, \varepsilon = 0) = \overline{\ln y}$$

- El término $\varepsilon \sigma_{\ln y}$ se denomina término de error del modelo del movimiento y tiene gran importancia en los estudios de amenaza. Consta de dos factores:
 1. El parámetro ε es un número real que indica el número de desviaciones estándar $\sigma_{\ln y}$ utilizadas para evaluar el movimiento $\ln y$. Por ejemplo, si $\varepsilon = 1$, estaríamos prediciendo el movimiento como el valor medio (para cierta m y r) más una desviación, $\ln y = \overline{\ln y} + \sigma_{\ln y}$.

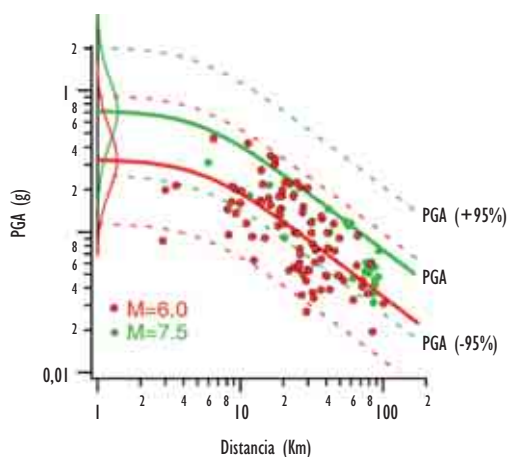


2. σ_{Lny} es la desviación estándar del Lny . Normalmente se calcula mediante un análisis de regresión y por lo general considera que sigue una distribución log-normal (por ejemplo, Budnitz *et al.*, 1997), si bien algunos autores proponen truncar dicha distribución en su límite superior para mejorar el ajuste a los datos (Restrepo-Vélez y Bommer, 2003). El ajuste por mínimos cuadrados de N observaciones del movimiento fuerte y_i (con $i = 1 \dots N$) a una función del tipo $\psi(r, m, \dots)$ requiere minimizar la ecuación:

$$\sigma_{Lny} = \sqrt{\frac{\sum (y_i - \psi(r, m, \dots))^2}{N}} \quad \psi(r, m, \dots) \quad [3.4]$$

Existen varias maneras de definir las variables incluidas en los modelos del movimiento (por ejemplo, Abrahamson y Shedlock, 1997), lo que se traduce en diferentes definiciones de magnitud, distancia, etc. (por ejemplo, M_s , M_w , M_L , R_{EP} , R_{HIP} , R_{RUP} , etc.). En rigor, esto impediría la comparación directa de los modelos que usan diferentes definiciones y complicaría la elección del modelo que mejor se ajustase a las características específicas de un cierto emplazamiento. Ante esta situación, se hace necesario establecer los procedimientos adecuados de selección del modelo (Cotton *et al.*, 2004), lo cual implica recurrir al uso de fórmulas de conversión entre diferentes tipos de variables, que además proporcionen una estimación de la propagación de la incertidumbre asociada (Sabetta *et al.*, 2005).

Figura 3.4. Modelo del movimiento del suelo (dado mediante la aceleración pico, PGA medida en g) en función de la distancia (en Km.) para dos valores de magnitud. El modelo fue deducido mediante regresión de registros de movimiento fuerte correspondientes a sismos reales (puntos). Las líneas continuas dan la variación de la PGA media y las discontinuas las de los percentiles del 5% (PGA-95%) y del 95% (PGA+95%). A la izquierda se ven las distribuciones representativas del movimiento a distancia de 1 Km.





La Figura 3.4 muestra un ejemplo de ajuste de datos de PGA a una ley de atenuación y representa el modelo promedio para dos magnitudes con los correspondientes intervalos de confianza del 95%, pudiendo apreciarse la variabilidad de los datos respecto a la media del modelo $\psi(r, m, \dots)$.

Una amplia recopilación y discusión general de modelos de movimiento fuerte a nivel mundial puede encontrarse en Douglas (2003) y algunos de los más utilizados para EE UU se recogen en un volumen especial de SRL (Abrahamson y Sheldock, 1997a).

En este trabajo se han analizado diversos modelos propuestos para entornos tectónicos afines al de la región centroamericana y se han contrastado con datos locales, para seleccionar los más idóneos al caso que nos ocupa. En la sección 4.1.3 se describe el proceso seguido de análisis y contraste de modelos de atenuación.

3.4.2.5. Fase 3: resolución de la integral de la peligrosidad

Una vez establecidos los modelos de recurrencia de terremotos, las zonas sismogénicas donde éstos ocurren y los modelos de predicción del movimiento fuerte del suelo en el emplazamiento, se tienen todos los elementos necesarios para resolver la integral de la amenaza según el planteamiento probabilista de Cornell (1968) y Esteva (1967, 1968). La amenaza se evalúa entonces como la probabilidad de superación de un valor umbral del parámetro de movimiento en el emplazamiento debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado.

La forma funcional de la integral de la amenaza debida a un conjunto de N fuentes sísmicas es la siguiente:

$$\ddot{e}(y > Y) = \sum_{i=1}^N \ddot{e}_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N \int \int \int P_i[y > Y | m, r, \varepsilon] f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad [3.5]$$

donde la triple integral tiene como límites las magnitudes y distancias mínimas y máximas de la fuente y los valores en los que se trunca la relación de predicción del movimiento (proporcionales al número de desviaciones estándar de la ecuación del modelo del movimiento). Si ésta no se trunca, entonces la integral se evalúa entre $-\infty$ y $+\infty$.

En la Ecuación 3.5 $\lambda(y > Y)$ representa la tasa anual de excedencia del nivel del movimiento Y , debida a ocurrencia de terremotos en las N fuentes, que es suma de las tasas anuales de excedencia $\lambda_i(y > Y)$ por cada una de las fuentes (las cuales presentan una tasa anual de ocurrencia de terremotos ν_i).

El término $P_i[y > Y | m, r, \varepsilon]$ da la probabilidad de excedencia de Y condicionada a las variables m , r y ε . Por último, las funciones $f_{M_i}(m)$, $f_{R_i}(r)$, $f_{\varepsilon_i}(\varepsilon)$ son las funciones de densidad de probabilidad (o PDF,s) de magnitud, distancia y épsilon, respectivamente.

Si se considera que la probabilidad de excedencia de Y es función de las variables m , r y ε únicamente, entonces $P_i[y > Y | m, r, \varepsilon]$ sólo puede tomar los valores uno o cero (Abrahamson, 2000). Cuando se produce excedencia del movimiento, es decir, los



valores de las variables r , m y ε usados para evaluar el movimiento y son tales que $y > Y$, la probabilidad de excedencia vale uno. En caso de que no se produzca excedencia, entonces la probabilidad condicionada $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ toma el valor cero. Matemáticamente, esta duplicidad de valores que puede tomar $P_i [y > Y | m, r, \varepsilon]$ se expresa mediante la función $H(\ln y - \ln Y)$, donde $H(\cdot)$ es la función de Heaviside o función escalón. Esta función vale uno cuando $\ln y - \ln Y$, y cero en caso contrario. Así pues, la ecuación anterior se puede expresar de la forma:

$$\hat{e}(y > Y) = \sum_{i=1}^N \hat{e}_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N \iiint H(\ln y - \ln Y) f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) f_{\varepsilon i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad [3.6]$$

La resolución de esta triple integral se realiza de forma numérica, bien a través de las funciones densidad de probabilidad (PDF,s), que en nuestro caso son: $f(m)$, $f(r)$, $f(\varepsilon)$, o bien a través de las correspondientes funciones de distribución acumulativa (CDF,s), es decir: $F(m)$, $F(r)$ y $F(\varepsilon)$. Las diferencias entre las funciones PDF,s y CDF,s y su relación se encuentran en el Anexo A (Capítulo 3).

A continuación, se muestra cómo se calcula cada término contenido en la integral de la amenaza (Ecuación 3.6), para más adelante completar la resolución de la misma.

Función de densidad de probabilidad en magnitud, $f_m(M)$

La función de densidad de probabilidad en magnitudes para la fuente i , $f_{Mi}(m)$, se calcula directamente a partir de la ley de recurrencia en magnitudes (Cosentino *et al.*, 1977). Para el caso de la ley de Gutenberg-Richter doblemente truncada, la expresión de $f_{Mi}(m)$, tiene la forma siguiente:

$$f_{Mi}(m) = \frac{\beta e^{-\beta(m-M_{0i})}}{1 - e^{-\beta(M_{Mi}-M_{0i})}} \quad , \quad \text{con } M_{0i} \leq m \leq M_{Mi} \quad [3.7]$$

donde M_{0i} y M_{Mi} son las magnitudes mínima y máxima asignadas a la fuente i . Para más detalles sobre la formulación de esta ecuación, véase CSN (2008). De la fórmula de la distribución de probabilidad se deriva directamente la expresión para la tasa anual de ocurrencia de terremotos a magnitud mínima M_{0i} en la fuente i :

$$v_i = e^{\alpha_i - \beta_i M_{0i}} \quad [3.8]$$

donde α_i y β_i son los coeficientes de la relación Gutenberg-Richter para la fuente i .

La correspondiente función de distribución acumulativa (CDF) tiene la expresión:

$$F(m) = \frac{1 - e^{-\beta(m-M_{0i})}}{1 - e^{-\beta(M_{Mi}-M_{0i})}} \quad \text{con } M_{0i} \leq m \leq M_{Mi} \quad [3.9]$$

La deducción de esta ecuación se encuentra en el Anexo A (Capítulo 3).



Función de densidad de probabilidad en distancia, $f_r(R)$

La amplitud del movimiento del suelo en el emplazamiento depende de la distancia desde la fuente donde se origina el sismo hasta el propio emplazamiento. En general, se desconoce el lugar concreto dentro de la zona sismogénica en el que va a ocurrir un sismo en el futuro. Por tanto, la estimación de la distancia fuente-emplazamiento debe realizarse recurriendo a planteamientos probabilistas. Esto se realiza a través de la función de densidad en distancias $f_R(r)$ o $PDF(r)$. La manera de diseñar esta función es la siguiente: para cada distancia Δr se determina la fracción de área fuente Δr que se encuentra a esa distancia del emplazamiento con respecto al área fuente total. Se obtiene así un conjunto de pares $(r, \Delta r)$ que conforman la función de densidad de probabilidad en distancias $f_R(r)$. Asociada a la función $f_R(r)$ se puede obtener la función acumulativa de probabilidad en distancias $F(r)$, o $CDF(r)$. Para más detalle véase CSN (2008).

Por lo general, la función de densidad de probabilidad en distancias $f_R(r)$, no tiene una expresión analítica y debe ser calculada numéricamente. Tres casos particulares para los cuales se conocen dichas expresiones analíticas son los siguientes:

- Caso 1: fuente puntual:

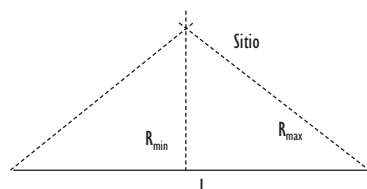
$$f_R(r) = 1 \quad \forall r$$

- Caso 2: fuente lineal de longitud L , cuyos extremos equidistan del sitio en el que se calcula la amenaza, siendo R_{\min} y R_{\max} las distancias fuente-emplazamiento mínima y máxima, respectivamente:

$$PDF: f_R(r) = \frac{2r}{L\sqrt{r^2 - R_{\min}^2}} \quad [3.10]$$

$$\text{con} \quad R_{\min} < r \leq \sqrt{R_{\min}^2 + \frac{L^2}{4}}$$

$$CDF: F(r) = \frac{2\sqrt{r^2 - R_{\min}^2}}{L} \quad [3.11]$$



- Caso 3: fuente circular de radio R_{\max} centrada en el punto donde se calcula la amenaza:

$$PDF: f_R(r) = \frac{2r}{R_{\max}^2} \quad \text{con} \quad 0 \leq r \leq R_{\max} \quad [3.12]$$

$$CDF: F(r) = \frac{r^2}{R_{\max}^2} \quad [3.13]$$





Pese a que estos casos representan situaciones poco realistas, tienen gran importancia para calibrar métodos numéricos de cálculo de las PDFs de distancias, como así han realizado diversos autores (Chapman, 1995; Bazzurro y Cornell, 1999; Benito *et al.*, 2004; Ordaz, 2004).

Probabilidad de excedencia condicionada $P(y > Y | M, R, \varepsilon)$ y función de densidad de probabilidad estándar de épsilon, $f_\varepsilon(\varepsilon)$

En el cálculo de la amenaza, se considera que el término de probabilidad de excedencia del movimiento del suelo Y condicionada a m, r , y ε , $P[y > Y | M, R, \varepsilon]$, sigue una distribución normal de media $\overline{\ln y}$ y desviación típica $\sigma_{\ln y}$ (Budnitz *et al.*, 1997), es decir:

$$P[y > Y | M, R, \varepsilon] = \frac{1}{\sigma_{\ln y} \sqrt{2\pi}} \int_{\ln Y}^{+\infty} \exp\left(-\frac{(\ln y - \overline{\ln y})^2}{2\sigma_{\ln y}^2}\right) d(\ln y) \quad [3.14]$$

En la práctica, en vez de extender la integración hasta $+\infty$, ésta se trunca cuando la diferencia $(\ln y - \overline{\ln y})$ es múltiplo de $\sigma_{\ln y}$ siendo ε la constante de proporcionalidad. Matemáticamente, esto se expresa como:

$$(\ln y - \overline{\ln y}) = \varepsilon \sigma_{\ln y} \quad [3.15]$$

En esta ecuación, el valor de ε viene directamente dado por el modelo del movimiento (Ecuación 3.3).

Así pues, el parámetro ε denota el número de desviaciones estándar usadas a la hora de evaluar el valor del parámetro del movimiento en el sitio mediante la ley de atenuación, y es, por tanto, una medida de la tolerancia admitida a la hora de usar dicha ley. Luego, si se denota mediante ε_{trunc} al valor de truncamiento de épsilon, se tiene que:

$$\ln y = 0 \quad \forall \varepsilon > \varepsilon_{trunc} \quad [3.16]$$

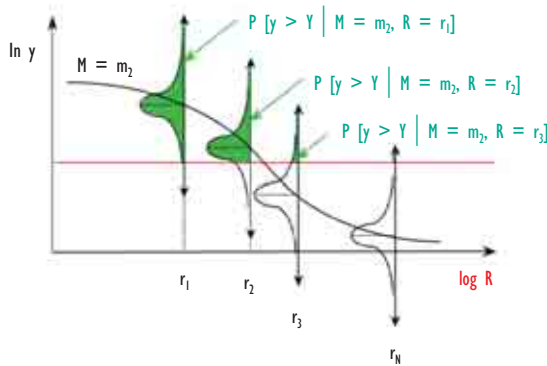
y la tolerancia máxima permitida (desviación con respecto a $\overline{\ln y}$) es: $\varepsilon_{trunc} \sigma_{\ln y}$. Ello significa que no se consideran posibles valores de $\ln y$ predichos con un número de desviaciones $\sigma_{\ln y}$ superiores en número a ε_{trunc} . Es decir:

$$\ln y = \psi(r, m, \dots) + \varepsilon_{trunc} \sigma_{\ln y} \quad \text{es el límite superior del movimiento predicho.}$$

La Figura 3.5 ilustra cómo estarían representadas las probabilidades de superación de un cierto valor de movimiento Y haciendo la predicción con una determinada ley de atenuación, para un valor dado de magnitud y diferentes distancias r_1, r_2, r_3 , etc.



Figura 3.5. Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias (trazo negro). Para varias distancias ($r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea roja) condicionada a $M = m_i$ y $R = r_i$ ($i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$), es decir, $P[y > Y | m = m_i, r = r_i]$. Las áreas verdes representan la probabilidad de excedencia (con $\varepsilon_{\text{trunc}} \rightarrow \infty$) de Y para cada una de las distancias consideradas



Recientemente, se ha tomado conciencia de la importancia del valor de truncamiento de ε en los resultados de la amenaza sísmica (por ejemplo, Bazzurro y Cornell, 1999; Harmsen, 2001). Esto es especialmente apreciable a periodos de retorno muy largos, en los que los altos valores de ε posibilitan contribuciones significativas a la amenaza que en ocasiones dan como resultado aceleraciones esperadas muy poco realistas (por ejemplo, Bommer *et al.*, 2004a).

Resolución numérica de la integral

La integral de amenaza se resuelve finalmente introduciendo las funciones de densidad $f(x)$, o bien las correspondientes funciones de distribución $F(x)$ en la Ecuación 3.6, siendo x cada una de las variables m , r y ε .

Si se emplean funciones de distribución, la Ecuación 3.6 se expresa como:

$$\ddot{e}(y > Y) = \sum_{i=1}^N \ddot{e}_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N \int_{-\infty}^{\infty} H(\ln y - \ln Y) \left[\sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\hat{a}_{\min}}^{\hat{a}_{\max}} [F_i(m_{u+1}) - F_i(m_u)] [F_i(r_{v+1}) - F_i(r_v)] [F_i(\hat{a}_{w+1}) - F_i(\hat{a}_w)] \right] dY \quad [3.17]$$



Generalmente, la triple integral se resuelve numéricamente considerando intervalos discretos de las variables, denominados genéricamente celdas. La diferencia de las funciones de distribución de cada variable en los extremos de la correspondiente celda da el valor de la contribución de la misma a la amenaza.

$$F_i(m | \text{sector}_{u,u+1}) = \frac{e^{-\hat{a}(m_u - M_0)} - e^{-\hat{a}(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\hat{a}(M_M - M_0)}} \quad [3.18]$$

$$F_i(r | \text{sector } r_{v,v+1}) = F(r_{v+1}) - F(r_v) = (r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) \quad [3.19]$$

La función de distribución de ε sigue una normal estándar:

$$F(\varepsilon) = \int_{-\infty}^{\varepsilon} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{t^2}{2}\right) dt \quad [3.20]$$

Los valores de $F_i(\varepsilon_w)$ se toman de tablas, con lo cual no es necesario recurrir a ninguna técnica numérica de resolución de la integral indefinida. Sustituyendo en la Ecuación 3.17, la tasa de excedencia del movimiento resulta ser:

$$\ddot{e}(y > Y) = \sum_{i=1}^N \ddot{e}_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N i_i \sum_{u=M_{\min}}^{M_{\max}} \sum_{v=R_{\min}}^{R_{\max}} \sum_{w=\hat{a}_{\min}}^{\hat{a}_{\max}} \left(\frac{e^{-\hat{a}(m_u - M_0)} - e^{-\hat{a}(m_{u+1} - M_0)}}{1 - e^{-\hat{a}(M_M - M_0)}} \right) \left((r_{v+1} - r_v) \left(\frac{\Delta A_{v,v+1}}{A} \right) [F_i(\hat{a}_{w+1}) - F_i(\hat{a}_w)] \right) \quad [3.21]$$

Esta es la ecuación que da la amenaza en el emplazamiento a causa de la acción de N fuentes como suma de las contribuciones de celdas $\Delta r - \Delta m - \Delta \varepsilon$.

La integral de amenaza también se puede resolver a través de las funciones densidad de probabilidad en los puntos medios del intervalo, teniendo en cuenta la siguiente aproximación:

$$F(m_{u+1}) - F(m_u) \approx f_M(m_{\text{med}}) \cdot (m_{u+1} - m_u), \text{ con } m_{\text{med}} = (m_{u+1} + m_u)/2 \quad [3.22]$$

$$F(r_{v+1}) - F(r_v) \approx f_R(r_{\text{med}}) \cdot (r_{v+1} - r_v), \text{ con } r_{\text{med}} = (r_{v+1} + r_v)/2 \quad [3.23]$$

$$F(\varepsilon_{w+1}) - F(\varepsilon_w) \approx f_\varepsilon(\varepsilon_{\text{med}}) \cdot (\varepsilon_{w+1} - \varepsilon_w), \text{ con } \varepsilon_{\text{med}} = (\varepsilon_{w+1} + \varepsilon_w)/2 \quad [3.24]$$

Para más detalle de la formulación véase Anexo A (Capítulo 3).

3.4.2.6. Representación de resultados: curva de amenaza LADILLO 3

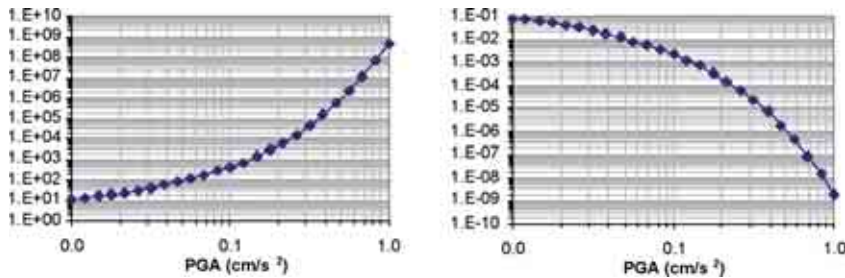
El modo de resolución numérica de la ecuación de la amenaza, explicado en el punto anterior, se refiere a un solo emplazamiento y permite calcular la probabilidad de excedencia de un nivel del movimiento específico. Sin embargo, los estudios de amenaza



son generalmente más completos y, al menos, dan la probabilidad de excedencia de varios niveles del movimiento expresada a través de diversos parámetros [PGA, SA(T), etc.] y, en ocasiones, no en un único emplazamiento, sino en una región más extensa.

La *curva de la amenaza* en un cierto sitio (Figura 3.6) proporciona la probabilidad anual de excedencia (λ) o su inversa, el periodo de retorno (TR) (en ordenadas) de una serie de valores de un determinado parámetro del movimiento (en abscisas).

Figura 3.6. Curva de amenaza para un emplazamiento expresada en función del período de retorno TR (izq) o de la probabilidad anual de excedencia λ (dcha)



Para establecer esta curva se requiere resolver la integral de la amenaza para varios valores del parámetro del movimiento de referencia Y . Los puntos de la Figura 3.6 indican los resultados del estudio. En los tramos continuos de la curva realmente no se han obtenido resultados y por lo general se determinan mediante interpolación lineal de pares (T, Y) [o alternatively (P, Y)] sucesivos en la curva.

Una vez determinado el valor de la probabilidad media anual de excedencia o periodo de retorno correspondiente a un determinado nivel de movimiento del terreno, el cálculo de la probabilidad de excedencia de dicho movimiento en un periodo de t años es inmediato:

$$P(y > Y \text{ en } t \text{ años}) = 1 - e^{-\lambda t} \quad [3.25]$$

donde λ es la tasa anual media de excedencia del nivel de movimiento, Y , y t es el número de años para los que se calcula la amenaza.



3.4.3. Análisis de incertidumbres

En el apartado precedente se presentaron los fundamentos del estudio de amenaza considerando tan sólo un conjunto de opciones de cálculo y de valores de los parámetros de entrada. Sin embargo, la falta de conocimiento profundo de los procesos físicos involucrados en las diferentes fases de cálculo de la amenaza introducen gran incertidumbre en los resultados del análisis probabilista (por ejemplo, Schenk, 1989; Budnitz *et al.*, 1997). Ante la imposibilidad de eliminar por completo estas incertidumbres, se han desarrollado técnicas de reconocimiento, cuantificación y en la medida de lo posible, reducción de las mismas. En la actualidad, el análisis de incertidumbres más o menos exhaustivo es práctica generalizada en las estimaciones de amenaza y su cuantificación es parte importante de la línea metodológica PSHA. Además, y debido a que nuestro conocimiento sobre el fenómeno sísmico es incompleto, es muy importante llegar a un consenso científico sobre cuál es la mejor información en la que basarse para una estimación fiable de la amenaza sísmica. Uno de los aspectos relevantes de la metodología PSHA es precisamente que aporta el marco teórico para lograr este consenso.

A continuación, se expondrán las técnicas empleadas para la cuantificación de la incertidumbre, los métodos de representación de ésta y los análisis de sensibilidad. Para más información véanse Wen *et al.* (2003).

Existen diversos modos de clasificar las incertidumbres inherentes a la amenaza sísmica, no habiendo un claro acuerdo sobre definiciones y denominaciones relativas al tema. Quizá la clasificación más utilizada es la que distingue entre incertidumbre epistémica e incertidumbre aleatoria, definidas como:

- Incertidumbre epistémica: inherente a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento, etc., que sólo podrían estimarse si se conociera el modelo real.
- Incertidumbre aleatoria: asociada a errores en la estimación de parámetros de un determinado modelo. Pueden reducirse aumentando la cantidad y calidad de los datos existentes para estimar con mayor precisión dichos parámetros.

Ambos tipos de incertidumbres se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza: definición de zonas sismogénicas y relaciones de recurrencia, leyes de atenuación y efecto de las condiciones locales del emplazamiento. Para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico (Cramer, 2001a; Wahlström y Gruntal, 2000) que se empleará en este trabajo y se describirá a continuación. Asimismo, para suplir la falta de información en la evaluación es cada vez más generalizado el procedimiento de juicio de expertos (EPRI, 1986).



3.4.4. Árbol lógico

El árbol lógico o árbol de decisión es una herramienta usada en estudios de amenaza sísmica con el fin de contemplar todas las opciones que se pueden incluir en el análisis y establecer cuáles pueden ocurrir con más probabilidad que otras, proporcionando una estimación cuantitativa de la incertidumbre epistémica del estudio PSHA.

Su formulación ha sido desarrollada por Coppersmith y Young (1986), EPRI (1986) y National Research Council (1988). El método ordena la serie de estimaciones a realizar en el análisis de amenaza y dirige la incertidumbre de cada estimación de una manera secuencial hasta obtener la incertidumbre de los resultados finales.

El razonamiento que da lugar a plantear el árbol lógico es el siguiente: si nuestro conocimiento sobre un determinado factor que entra en juego en el estudio PSHA es incompleto, entonces considérense todas las opciones plausibles para explicar el comportamiento de dicho factor y pondérense dichas opciones atribuyendo mayor peso a las más realistas. De esta forma, el resultado obtenido será el más completo y el más acorde con el estado del arte.

El diseño típico del árbol lógico consta de diversos nodos y ramas (ejemplo en Figura 3.7). Los nodos representan los elementos del análisis cuya incertidumbre se quiere cuantificar, por ejemplo, la elección de un modelo de atenuación, de una zonificación sísmica, etc. Las ramas indican las diferentes opciones consideradas para cada nodo. De todos los nodos sale al menos una rama. Todas las ramas, excepto la del extremo final, desembocan en un nodo. A cada rama que parte de un mismo nodo se le atribuye un peso o probabilidad de ocurrencia del suceso condicionada a esa variable. Así, si un determinado nodo representa la elección de zonificación y se incluyen tres posibles zonificaciones como ramas de ese nodo, a cada una se le asignará un peso, que representará la probabilidad de esa elección de zonificación, es decir, la probabilidad de que esa rama represente el valor correcto.

En PSHA se asume generalmente que todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo son mutuamente exclusivos y colectivamente exhaustivos, por lo cual, la suma de todos los pesos de las ramas de un mismo nodo debe ser la unidad. Es muy importante realizar un diseño de árbol lógico acorde con estas hipótesis, a fin de evitar incongruencias matemáticas. Las ramas del árbol lógico deben representar opciones alternativas creíbles (ramas o-o, es decir, o una opción u otra opción, según Abrahamson, 2000) y no opciones que suceden en unas ocasiones y no en otras.

Un suceso cualquiera del árbol lógico, o dicho de otro modo, la adopción de un conjunto de opciones de entrada para el cálculo de la amenaza, vendrá definida por una sucesión de ramas pertenecientes a los sucesivos nodos. La probabilidad de que ocurra el suceso representado por esta sucesión de ramas en cuestión es el producto de los pesos (o probabilidades) de cada una de las ramas.

En el caso general, un árbol lógico de n nodos con r_1, r_2, \dots, r_n ramas respectivamente, dará lugar a un total de $T = r_1, r_2, \dots, r_n$ resultados individuales, expresados como tasas



anuales de excedencia, es decir, a un conjunto de T valores de λ_i ($i = 1, \dots, T$). Cada uno de estos valores será ponderado mediante el producto de los pesos de cada rama considerada.

Frecuentemente se combinan las soluciones de las diferentes ramas a fin de dar un único resultado del análisis de amenaza. Para ello, se lleva a cabo un tratamiento estadístico de los resultados parciales relativos a las múltiples opciones de entrada del árbol lógico, ajustándolos a una distribución normal de la tasa anual de excedencia del movimiento en el sitio, cuya media o mediana es ponderada según los pesos asignados a las diferentes ramas del árbol. Llamando λ_i ($i = 1, \dots, n$) a la tasa anual de excedencia de la rama i -ésima del árbol lógico y w_i al correspondiente peso que, como se vio anteriormente, es producto de los pesos individuales de las ramas consideradas, entonces el valor medio ($\bar{\lambda}_w$) y la desviación típica estándar (σ_w) de la distribución de amenaza total vienen dados por las siguientes expresiones (NIST/SEMATECH, 2005):

$$\bar{\lambda}_w = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \lambda_i}{n} \quad \sigma_w = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n w_i \cdot (\lambda_i - \bar{\lambda}_w)^2}{n' - 1} + \sum_{i=1}^n \sigma(\lambda_i / \theta_e) p(\theta_e)} \quad [3. 26]$$

donde n' indica el número de nodos cuyos pesos son distintos de cero, θ_e es cada variable con incertidumbre epistémica reflejada en el árbol lógico, $\sigma(\lambda_i / \theta_e)$ la varianza de λ_i condicionada a la variable θ_e y $p(\theta_e)$ la probabilidad asignada a la variable θ_e .

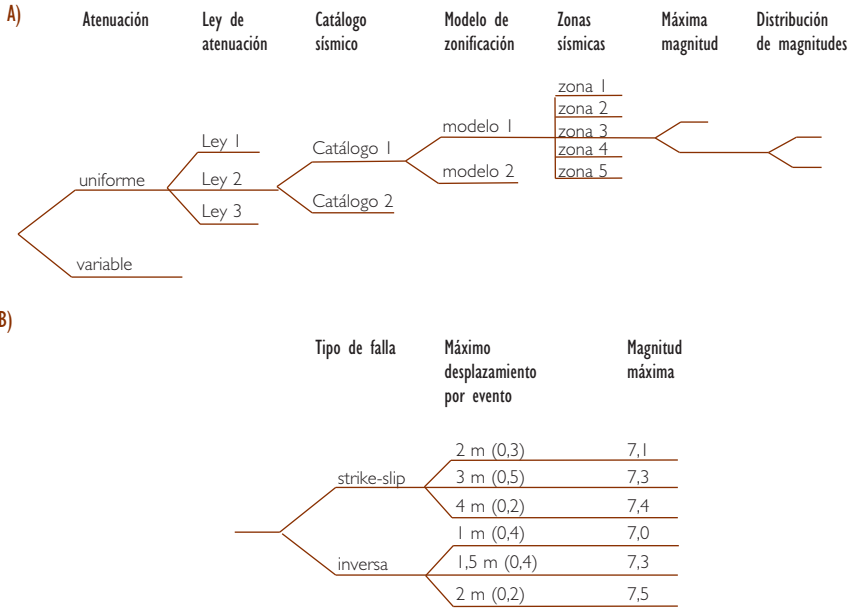
En la expresión anterior la varianza σ_w se compone de dos términos:

- El primero indica la dispersión de las estimaciones de las diferentes ramas del árbol lógico respecto a su valor medio.
- El segundo representa la varianza propia de dicho valor dada como la media ponderada de las varianzas de las diferentes ramas del árbol lógico.

En general, como resultado del análisis de amenaza se presentan varias curvas que representan, en ordenadas, la tasa o probabilidad anual de excedencia para la media y diversos niveles de confianza (percentiles) determinados y, en abcisas, el valor del parámetro del movimiento. La cuantificación de la incertidumbre lleva a establecer así el intervalo en el cual se encontrará el valor del parámetro de medida de la amenaza con una cierta probabilidad, que es fijada en función del nivel de riesgo que se requiere asumir dependiendo de la aplicación a la que vaya dirigida la estimación. Es práctica habitual, a la vez que recomendable, acompañar estos resultados de gráficas o mapas que indiquen la variabilidad y/o incertidumbre involucrada en el estudio PSHA, incluyendo análisis de sensibilidad de los resultados a diferentes opciones de entrada.



Figura 3.7. a) Estructura general de árbol lógico para la estimación probabilista de la amenaza sísmica. b) Ejemplo de una parte de árbol lógico correspondiente a la estimación de la magnitud máxima. Los números entre paréntesis son los pesos asociados a cada opción



3.4.4.1. Presentación de los resultados: mapas de peligrosidad e incertidumbre

En ocasiones, el objetivo del estudio PSHA es la evaluación de la amenaza en un área extensa. Para ello se calcula el periodo de retorno (o la probabilidad de excedencia en t años) de un determinado nivel de movimiento en una serie de sitios, generalmente en una malla de puntos equi-espaciada cubriendo el área de estudio, y se genera un mapa de isolíneas mediante interpolación (Frankel, 1995). Éstos son los mapas de amenaza sísmica que se suelen presentar junto con mapas de algún parámetro que indique la incertidumbre y/o la variabilidad de los resultados a diferentes opciones de cálculo.

Cuando se realiza el cálculo de la amenaza en una malla de puntos la incertidumbre total se suele representar gráficamente a través del *coeficiente de variación* (en inglés *Coefficient of Variation*, COV; McGuire y Shedlock, 1981). El coeficiente de variación en un punto i en el que se evalúa la amenaza sísmica (aquí denominado COV_i) no es más que el cociente entre la desviación estándar σ_i y la media μ_i en cada punto y da una medida de la anchura de la distribución relativa al valor medio en ese punto, $COV_i = \sigma_i / \mu_i$.



Así, valores bajos de COV_i indican que los valores de la distribución están muy agrupados en torno al valor central (el de la media), de modo que la dispersión o incertidumbre total en el punto considerado es relativamente baja. Recíprocamente, valores relativamente altos de COV_i señalan que la distribución que representa la amenaza presenta gran dispersión de valores con respecto a la media, con lo que la incertidumbre total en el punto considerado es relativamente alta.

El umbral de significación de COV se sitúa entre el 10 y el 20% (valores de COV entre 0,1 y 0,2), dependiendo del nivel de movimiento del suelo especificado (Cramer *et al.*, 2002). Los mapas del COV sirven para dos propósitos: primero, ayudan en la visualización del efecto de nuestra carencia de información en los resultados finales (zonas de alta incertidumbre epistémica) y segundo, enfatizan las áreas donde las mejoras en el entendimiento científico pueden tener un impacto en los futuros mapas de amenaza (Cramer, 2001).

En resumen, el resultado de un análisis de amenaza viene dado por un mapa de la medida del movimiento del suelo para un periodo de retorno determinado (por ejemplo, mapa de valores medios de SA a frecuencia 2 Hz) y por una medida de la incertidumbre asociada (por ejemplo, mapa de COV). Los mapas obtenidos mediante el procedimiento del árbol lógico ofrecen una medida del movimiento resultante de promediar la acción de un conjunto de opciones que reflejan el estado del conocimiento actual de la manera más consensuada posible (Newman *et al.*, 2001).

3.4.5. Desagregación de la peligrosidad

Los métodos probabilistas de evaluación de la amenaza dan como resultado una curva que representa las probabilidades de excedencia de diferentes niveles del movimiento del suelo a causa de la ocurrencia de terremotos en cualquiera de las zonas sismogénicas cercanas al sitio. Dicha curva integra la acción de todas las zonas que puedan tener influencia en el movimiento esperado del emplazamiento en cuestión. Más concretamente, el cálculo de la amenaza requiere sumar las contribuciones de aquellos conjuntos de valores magnitud-distancia-épsilon que efectivamente contribuyen a la excedencia del movimiento.

Sin embargo, la curva de amenaza no da información específica sobre las características del sismo (fundamentalmente tamaño y localización) que con mayor probabilidad causará la excedencia del movimiento en el emplazamiento, también denominado *terremoto de control* para la frecuencia espectral considerada. Determinar las características de este sismo requiere encontrar el conjunto de valores de las variables magnitud-distancia-épsilon [en adelante denominado *terna* (m, r, ϵ)] que presenta mayor contribución a la amenaza. Este proceso de descomposición de la amenaza total en contribuciones parciales debidas a los sismos caracterizados por una terna (m, r, ϵ) se conoce como *desagregación de la amenaza*. En la práctica, la desagregación se lleva a cabo descomponiendo la amenaza total en contribuciones de sismos cuyos parámetros magnitud-distancia-épsilon pertenecen a unos intervalos ($\Delta m, \Delta r, \Delta \epsilon$) previamente



especificados. Por lo tanto, el resultado del análisis de desagregación depende del esquema de definición de celdas empleado.

La descomposición o desagregación de la amenaza total en contribuciones parciales, de acuerdo con un esquema de celdas dado, da lugar a una distribución de contribuciones de amenaza. Precisamente la terna $(m - r - \varepsilon)$ que presente una mayor contribución a la amenaza representa el sismo de control y puede haber más de uno. En el caso ideal, la sustitución de los parámetros $(m_o, r_o, \varepsilon_o)$, correspondientes al sismo de control, en la ecuación del modelo del movimiento fuerte reproduciría el movimiento de referencia en el emplazamiento, Y , cuya excedencia se usa para definir la amenaza (Bazurro y Cornell, 1999).

Los primeros métodos de desagregación aparecidos en la literatura computaban la contribución relativa a la amenaza sólo por la magnitud y la distancia, mientras que la otra variable importante, el parámetro ε , era despreciada. Posteriormente se ha puesto de manifiesto que este parámetro, que entra en juego en el cálculo a través de la ley de atenuación, tiene una importancia fundamental en desagregación.

En un principio, se consideraban los valores medios de la distribución (\bar{M}, \bar{R}) para definir el sismo de control (por ejemplo, McGuire y Shedlock, 1981). Actualmente, los valores modales son preferidos a los medios (por ejemplo, Chapman, 1995). La ventaja estadística de usar valores medios es que son fáciles de interpretar y de calcular, pero no describen rigurosamente la magnitud más probable ni tampoco la distancia que puede inducir un nivel específico de aceleración en el sitio (Bazurro y Cornell, 1999). Un ejemplo en el que el par (\bar{M}, \bar{R}) no representa un terremoto físico posible es el caso de un emplazamiento afectado por dos fuentes igualmente peligrosas, una próxima, capaz de generar sismos pequeños, y otra distante, capaz de causar sismos de mayor tamaño. Los sismos que más contribuyen a la amenaza en el sitio por parte de las respectivas fuentes vendrán definidos por sendos pares (M_1, R_1) y (M_2, R_2) . En este caso, el correspondiente par medio (\bar{M}, \bar{R}) , dado por la distancia media entre R_1 y R_2 y la magnitud media entre M_1 y M_2 corresponderá a un evento no generado en ninguna de esas dos fuentes, lo que hace que adoptar valores medios carezca de sentido físico alguno.

Es de destacar que, en cualquier caso, los valores medios y los modales cambian para diferentes niveles del movimiento y para diferentes frecuencias espectrales. Cuando la amenaza es dominada por varios eventos, la técnica de la desagregación indica que existen varias celdas (M, R, ε) que presentan contribuciones apreciables y todas ellas definen diferentes sismos de control. Es conveniente en estos casos identificar las contribuciones multimodales a la amenaza.

3.4.6. Juicio de expertos y análisis de sensibilidad en los resultados

La metodología del árbol lógico contiene un factor fundamental que la diferencia de otras técnicas analíticas y es que requiere de la intervención subjetiva del analista a la hora de asignar pesos a las diferentes ramas del árbol (cuando se trata de una distribución discreta) o de asignar las funciones de probabilidad de las variables representadas



por funciones continuas (por ejemplo, magnitud máxima esperable en una zona sísmogenética). Ésta no es una tarea trivial, en parte porque la naturaleza aleatoria de los fenómenos asociados impide establecer un modelo preferente con certeza absoluta y, sobre todo, a causa de la limitación de datos que ayuden a constreñir los rangos de variabilidad de los parámetros implicados en ese modelo.

La asignación de pesos presenta una importancia decisiva en los resultados del estudio PSHA, cobrando un acento extremo cuando se trata de evaluar la amenaza sísmica de un emplazamiento donde se asienta una estructura crítica o de características especiales, como presas y túneles de gran envergadura, centrales nucleares, depósitos de residuos radiactivos, etc. En estas situaciones particulares no se delega toda la responsabilidad en un solo analista, sino que se distribuye entre un comité de especialistas que en sucesivas reuniones van adoptando una solución consensuada. Si bien la opinión del comité de expertos tiende a suplir las lagunas del conocimiento, la diversidad de opiniones puede causar gran dispersión entre las curvas de peligrosidad para un mismo emplazamiento. Así pues, el asunto de incluir la opinión de los expertos de una manera uniformizada y calibrada adquiere una importancia crítica (Reiter, 1990) y para ello se ha diseñado un proceso formal de juicio estructurado denominado *licitación de expertos*. Éste sigue un protocolo dividido en diferentes fases que se ejecutan secuencialmente hasta obtener una interpretación final de los resultados con sus medidas de dispersión (Budnizt *et al.*, 1997).

Finalmente, la metodología PSHA introduce la posibilidad de efectuar análisis de sensibilidad de las opciones de entrada o de las opiniones de expertos en los resultados de amenaza. Esto es importante, ya que el valor que toman diferentes parámetros de entrada (por ejemplo, magnitud máxima en cada fuente, tasa anual de ocurrencia de terremotos) así como algunas de las opciones de cálculo (por ejemplo, modelos del movimiento, zonificaciones, etc.) no están definidos de manera unívoca y por tanto presentan cierta incertidumbre, bien sea aleatoria o epistémica. A fin de cuantificar la variabilidad de los resultados finales del estudio en función de los valores de entrada escogidos para diferentes nodos del árbol lógico y detectar los que son más influyentes en los resultados, se llevan a cabo estudios de sensibilidad. Una vez reconocidos los nodos que más influyen en los resultados, se pueden diseñar proyectos destinados a reducir la incertidumbre asociada a los mismos y, por ende, la incertidumbre total del estudio.

Por lo general, los análisis de sensibilidad de los resultados finales a un nodo del árbol lógico se realizan mediante el método de las medias marginales (Rabinowitz *et al.*, 1998). La media marginal asociada a una de las ramas del nodo bajo consideración se define como la media de la distribución parcial constituida por los resultados obtenidos, teniendo en cuenta todas las opciones que parten de esa rama del árbol lógico en cuestión. Así pues, un nodo tendrá tantas medias marginales como ramas partan de él. Si las medias marginales correspondientes a las diferentes ramas de un nodo son similares, la sensibilidad de los resultados a la variabilidad de opciones para ese nodo será baja. Recíprocamente, si las medias marginales de un nodo toman valores bastante dife-



rentes entre sí, entonces los resultados del estudio serán muy sensibles a la variabilidad de la opción representada por ese nodo. Por lo tanto, el rango de variación de la media marginal es un indicador de la sensibilidad de los resultados a las diversas opciones alternativas de un determinado nodo.

El rango de variación de las medias marginales también se puede representar gráficamente, ofreciendo una imagen visual de cómo varía geográficamente la sensibilidad de los resultados a las diferentes opciones de cálculo. El parámetro que frecuentemente se usa al respecto es el *coeficiente de variación individual* del nodo considerado (en inglés, *Individual Coefficient of Variation*, ICOV), calculado como el cociente de la desviación estándar de la distribución resultante (al variar solamente un nodo) y la media de la misma (Cramer *et al.*, 2002).

La realización de análisis de sensibilidad como complemento a los estudios de peligrosidad sísmica es una práctica común, como se recoge en la literatura. Por lo general, dichos análisis apuntan a que la elección del modelo de atenuación es el factor que presenta mayor impacto en los resultados finales, por encima incluso de los valores de los pesos asignados a diferentes ramas del árbol lógico en determinadas condiciones.



CAPÍTULO 4.

EVALUACIÓN DE LA AMENAZA SÍSMICA

4.1. PARÁMETROS Y MODELOS DE ENTRADA PARA EL CÁLCULO DE LA AMENAZA

En este capítulo se describe todo lo referente al cálculo de la amenaza sísmica en Centroamérica comenzando por la exposición de los criterios utilizados para definir y estimar los parámetros y modelos de entrada, que se ha realizado mediante un método probabilista zonificado, siguiendo las pautas de la línea PSHA descrita en el Capítulo 3. Ello ha requerido, en una fase inicial, definir las entradas de cálculo a la amenaza que, esencialmente, son:

1. Elaboración de un catálogo sísmico completo y homogeneizado a magnitud momento, M_w .
2. Definición de un modelo de zonas sismogénicas para la región.
3. Selección de las leyes de atenuación o modelos de movimiento fuerte a emplear en el análisis.

A continuación se describe cómo se han preparado cada una de estas *entradas de cálculo*.

4.1.1. Catálogo sísmico

Diversos autores han trabajado sobre la sismicidad histórica en América Central (Grases, Feldaman; White y Harlow, 1993; White *et al.* 2004; Ambraseys y Adams, 2001; Peraldo y Montero, 1999).

En el presente trabajo se ha elaborado un catálogo regional y actualizado hasta diciembre de 2007 abarcando los países de Guatemala, El Salvador, Nicaragua, Honduras, Costa Rica y Panamá. Para ello se ha partido del catálogo de Rojas *et al.* (1993), actualizado hasta el año 2007 con los datos del Centro Sismológico para América Central

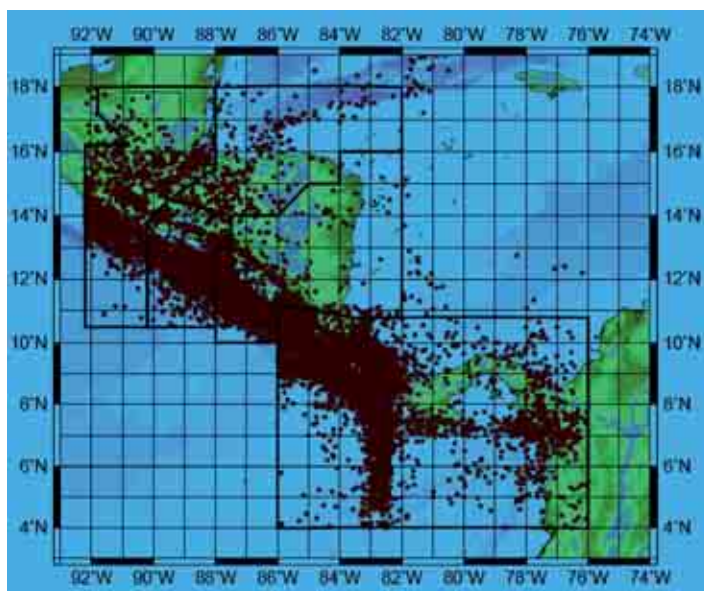


(CASC) y de los catálogos nacionales de El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Panamá. Tras la revisión de todos ellos se ha configurado el catálogo regional del proyecto RESIS II que contiene tanto los datos macrosísmicos reportados desde 1522, como los instrumentales registrados en las últimas décadas. El catálogo se confeccionó en formato SEISAN y se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , incluyendo todos los sismos de magnitud $M_w > 3,5$. Cada país ha trabajado en su propio catálogo, analizando la sismicidad en el cuadrante asignado según una distribución definida para cubrir toda la región. Dicha distribución es mostrada en la Figura 4.1.

La confección del catálogo de cada país se ha realizado analizando toda la sismicidad del área asignada y tomando una única solución para cada evento, siguiendo los criterios adoptados que se describen más adelante. Asimismo, el parámetro de tamaño se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , para lo que se han aplicado correlaciones locales cuando este dato no estuviera originalmente calculado. Una vez revisados, depurados y homogeneizados los catálogos nacionales, se han unido configurando un único catálogo regional, conformado por 29.918 sismos de magnitudes mayores o iguales a 3,5.

A continuación se describen brevemente los catálogos nacionales de cada uno de los países de Centroamérica.

Figura 4.1. Zonas asignadas para la confección del catálogo de cada país de Centro América





4.1.1.1. Guatemala

La red sísmica de Guatemala opera a partir del año 1977 en el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH) y está conformada actualmente por 12 estaciones sísmicas permanentes y 12 acelerógrafos, propiedad de la Coordinadora Nacional para la Reducción de Desastres (CONRED).

El catálogo de Rojas (1993) fue actualizado hasta diciembre de 2007 con los datos del CASC, que incluyen los datos de la Red Sísmica Nacional. Además se utilizaron las publicaciones existentes para grandes eventos, $M_w > 7,0$, o que generaron intensidades $I_{MM} > VII$ (Ambraseys y Adams, 1996; Pacheco y Sykes, 1996; White *et al.*, 2004; White y Harlow, 1993; White, 1991).

Desde 1992 los datos sismológicos de la Red del INSIVUMEH son enviados periódicamente al CASC, con sede en la Universidad de Costa Rica, donde se integran con los de las redes vecinas. El total de sismos del área de Guatemala empleados en el proceso de este estudio, de magnitudes mayores o iguales a 3,5, es de 6.200 eventos hasta 2007.

4.1.1.2. El Salvador

Diversos investigadores han publicado trabajos sobre la sismicidad histórica de El Salvador. Entre ellos, cabe citar los estudios de Harlow y White (1993), Ambraseys y Adams (1996 y 2001) y White *et al.* (2004). Asimismo, registros instrumentales de sismos con redes locales datan desde el año 1953 hasta la fecha presente, información que forma parte del catálogo sísmico configurado para el presente estudio.

El catálogo sísmico de El Salvador proviene principalmente de dos fuentes: el catálogo conformado por Bejar *et al.* (2003) y la base de datos sísmicos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET).

El catálogo de Bejar *et al.* (2003) presenta datos para el periodo 1898-1983 y fue conformado principalmente por el catálogo de Salazar *et al.* (1997) y la colección de boletines sismológicos de los extintos Servicio Geológico Nacional (SGN) y Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) correspondientes al periodo 1958-1983. Adicionalmente fue complementado con datos del *International Seismological Centre* (ISC) y del *Preliminary Determination of Epicenters* (PDE).

De la base de datos sísmicos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) se seleccionaron los sismos con magnitudes iguales o mayores a 3,5 para el periodo de 1984 al 2007.

Desde 1984 hasta el presente, en El Salvador se ha calculado de manera rutinaria la magnitud M_C (magnitud calculada en base a la duración del sismo), de manera ocasional también se ha calculado la magnitud M_L (magnitud calculada con la máxima amplitud) y desde 2002 se han calculado de manera más frecuente magnitudes M_L y M_w .

Adicionalmente, a más de 4.000 sismos de la base del SNET se les ha incorporado la magnitud m_b reportada en los boletines del *National Earthquake Information Center*



(NEIC). De igual manera, se han añadido las magnitudes M_w obtenidas de los catálogos de HARVARD-CMT.

Con el objeto de homogenizar el catálogo sísmico a magnitud M_w se han analizado una serie de sismos provenientes de la base del SNET para encontrar relaciones empíricas que permitieran pasar los datos de magnitudes M_D , M_L y m_b a magnitud M_w . Estas relaciones han sido después aplicadas para convertir los datos de las diferentes magnitudes a M_w para todo el catálogo sísmico.

4.1.1.3. Honduras

La información sísmica preinstrumental para Honduras cubre el periodo 1500-1900 para eventos sentidos dentro del territorio y que han causado daños considerables en varias poblaciones del país, aunque la mayor parte de los sismos reportados se han originado en provincias sismotectónicas localizadas fuera de Honduras (Kiremidjian *et al.*, 1979; Sutch, 1981; Grases, 1990; Rojas *et al.*, 1993).

Para caracterizar la sismicidad histórica de Honduras, en la literatura se describen 35 sismos, los cuales oscilan en un rango de intensidades de I_{MM} V a XI, con magnitud Richter que oscila de 3,5 hasta 8,5. A un 85% de los sismos se les ha asociado su respectiva provincia sismotectónica o posible zona de origen, encontrándose que los sismos relativamente bien documentados, alrededor de un 40%, fueron generados a lo largo del sistema de fallas Motagua-Polochic, un 25% tuvo su origen en la depresión de Honduras, un 26% en la zona de subducción del Pacífico, un 7% en la zona volcánica somera del Pacífico y un 2% en la zona de subducción intraplaca; asimismo se encuentra que alrededor de 13 sismos han tenido magnitudes mayores o iguales a M_s 6,5.

Durante el periodo 1900-2000, tanto la sismicidad regional como la local han sido caracterizadas, entre otros autores, por Dean y Drake (1978), Molnar y Sykes (1969), White y Harlow (1993), White (1985), Rojas *et al.* (1993), Gordon y Muehlberger (1994) y Cruz (1999). Particularmente importantes son los sismos del 29 de diciembre de 1915 (M_s 6,3) y del 3 de diciembre de 1934 (M_s 6,2), que ocurrieron en el occidente de Honduras (White y Harlow, 1993). En el sistema de fallas Motagua-Polochic se ha generado una cantidad importante de sismos superficiales, que han afectado a la zona norte de Honduras, como los de septiembre de 1957 (M 6,0), el del 23 de marzo de 1966 (M 6,0) (Molnar y Sykes, 1969), los del 8 de noviembre de 1967 (M 5,4) y el de febrero de 1969 (Dean y Drake, 1978). Asimismo, el gran terremoto de Guatemala del 4 de febrero de 1976 afectó considerablemente al norte y occidente de Honduras. Otros sismos originados en el norte del país son los del 4 de julio de 1976 (M 4,5) y el de agosto de 1980 (M_w 5,3).

En la zona central, cerca de Comayagua, se reportó un sismo en abril de 1982 (M_w 5,4) y en la zona de subducción del Pacífico, el sismo del 12 de enero de 1982 (M_w 5,4). En el occidente de Honduras, el 29 de septiembre de 1982, se registraron dos sismos (M_w 4,9 y M_w 5,6 respectivamente) y otros entre M_s 4 y M_s 5 a partir de los años sesenta en las regiones norte, occidental y central del país.



Desde 1993, el principal archivo de datos de la sismicidad de Honduras es efectuado en la sede del CASC y estos datos han sido incluidos en el catálogo sísmico de Honduras, que actualmente contiene unos 2.050 eventos, entre históricos e instrumentales, con magnitudes mayores o iguales a 3,5. Recientemente se ha detectado una importante actividad microsísmica asociada al interior y a las fronteras tectónicas de Honduras.

4.1.1.4. Nicaragua

El primer catálogo de sismos históricos de Nicaragua fue presentado por Leeds (1973). Después del terremoto de Managua en diciembre de 1972, se impulsó la vigilancia sísmica en el país. Así la primera red sísmica nacional en Nicaragua se instaló en el año 1975, con 16 estaciones de periodo corto, en el marco de un proyecto conjunto con el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

El primer boletín sísmico se preparó en octubre de 1975, junto con el primer mapa de epicentros.

Catástrofes naturales que ocurrieron en 1992 en Nicaragua, como la erupción del volcán Cerro Negro (abril de 1992) y el maremoto en el océano Pacífico (septiembre de 1992) dieron nuevos impulsos a la sismología en el país, aumentando de nuevo su red a finales de 1994 hasta un total de 17 estaciones. En 1999 se instaló una red de 16 estaciones acelerográficas digitales, que en 2001 se amplió hasta un total 57 estaciones, 36 de ellas telemétricas. En el año 2004, el Gobierno de Japón efectuó la donación de 12 estaciones sísmicas de banda ancha, las cuales están instaladas en el territorio nacional, transmitiendo su información en tiempo real mediante un sistema de fibra óptica, en colaboración con la Empresa Nacional de Transmisión Eléctrica (ENATREL).

En el año 2005, se instaló una red de 8 estaciones de periodo corto en el volcán Cerro Negro con la colaboración de la Comunidad Europea. Estas estaciones transmiten la información sísmica a la central sísmica situada en el Instituto Nicaraguense de Estudios Territoriales (INETER), utilizando protocolos de comunicación digital en tiempo real.

Actualmente, la Red Sísmica Nacional cuenta con más de 70 estaciones sísmicas, contribuyendo de ese modo a una mejor determinación de los parámetros de los eventos sísmicos, lo que repercute muy positivamente a la base de datos del catálogo sísmico de Nicaragua.

El catálogo sísmico de Nicaragua incluye dos tipos de información. Desde 1522 hasta marzo de 1975 los datos proceden de las siguientes fuentes: catálogo histórico de Alfaro *et al.* (1990), catálogo del *Preliminary Determination of Epicenters* (PDE), catálogo del International Seismological Center (ISC) y catálogo de sismos históricos e instrumentales, presentado por Rojas *et al.* (1993).

Desde abril de 1975 hasta la fecha presente el catálogo contiene la información recopilada por la Red Sísmica Nacional de Nicaragua, compuesta por datos contenidos en los boletines mensuales y anuales, hasta un total de unos 5.100 eventos de magnitud mayor de M_w 3,5.



4.1.1.5. Costa Rica

Los temblores utilizados en el análisis de la sismicidad de Costa Rica provienen del catálogo desarrollado por Rojas (1993), quien revisó e integró en formato de procesamiento sísmico SEISAN, hasta 1992, todos los datos históricos de Centroamérica y los datos instrumentales de las redes centroamericanas. A nivel de Costa Rica, se incluyó la información de sismos de la Red Sismológica Nacional (RSN) y la del Observatorio Vulcanológico y Sísmico de Costa Rica (OVSICORI) de 1983 a 1993. Conjuntamente esa base de datos integra los temblores ocurridos desde el tiempo de la colonia hasta el año 1993.

El registro instrumental de la sismicidad más preciso y confiable se realiza entre 1983 hasta 2007, dada la mejora en cobertura de las redes sismológicas que operan a nivel nacional (RSN y OVSICORI). Además hay que destacar la implementación de algunas redes sísmicas locales, como las operadas por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE), el Observatorio Sismológico y Vulcanológico del Arenal (OSIVAN) y otras en zonas de desarrollo de proyectos hidroeléctricos, con las que se detectan incluso microsismos. También se incorporan los datos de la CASC, con sede en la Universidad de Costa Rica desde 1993, que integra todos los datos de las lecturas sísmicas con las que se relocalizan los eventos regionales. Además se integran los datos de la Universidad de Panamá, que cuenta con una red permanente de estaciones en la zona fronteriza entre ambos países. Todo lo anterior ha contribuido a mejorar la completitud del catálogo para magnitudes bajas.

El componente de sismos históricos fue también actualizado al incorporarse los datos de los libros de sismicidad histórica de Viquez (1910), Miyamura (1980), Peraldo y Montero (1994), y Ambraseys y Adams (2001).

Actualmente, el catálogo sísmico de Costa Rica cuenta con 56.000 eventos, actualizado hasta diciembre de 2007. Para efectos del presente estudio se ha confeccionado un subcatálogo con los eventos de magnitud M_w superior a 3,5, quedando así un banco de datos disponible de unos 10.600 sismos en formato nórdico tipo SEISAN. Éste se considera completo a partir de 1983, para ese valor mínimo de magnitud M_w 3,5 (Fernández y Rojas, 2000; Moya *et al.*, 2000).

De acuerdo con el catálogo sísmico utilizado y teniendo en cuenta investigaciones anteriores, se considera que los terremotos con magnitudes superiores a 7,0 originados en la zona de subducción a lo largo de la costa pacífica de Costa Rica, tienden a suceder cada 20 a 40 años y, generalmente, acompañados con sismicidad superficial hacia el interior del país.

4.1.1.6. Panamá

En Panamá existen sismógrafos desde 1882, cuando la Compañía del Canal Francés instaló un instrumento en el Ateneo de la Ciudad de Panamá, el cual registró el gran sismo del 7 de septiembre de 1882 (Canneille Alland, 1882).



A finales del siglo XIX, el cónsul británico, Lord Mallet, reportó los sismos sentidos en Ciudad de Panamá y otras partes del país. En 1909, la Compañía del Canal de Panamá instaló la estación sismológica (BHP), que funcionó hasta 1976. A mediados de 1932 se instalaron dos Wood-Anderson y en 1933 se instaló el primer acelerógrafo, que registró el terremoto de Puerto Armuelles del 18 de julio de 1934. En 1960, BHP se incorporó a la red mundial *World Wide Seismic Station Network* (WWSSN) y operó ininterrumpidamente hasta 1976. Durante un lapso de 7 años no hubo sismógrafos en Panamá, hasta que en 1983 dichos instrumentos fueron reinstalados en el observatorio sismológico de la Universidad de Panamá (UPA).

Existen varios trabajos sobre sismos históricos de Panamá (Kirpatrick, 1920; Acres, 1982; Víquez y Toral 1987). Además, Camacho (1991) relocalizó los sismos de la serie sísmica de 1934, que fueron incluidos en el catálogo de Rojas (1993). También se han relocalizado y estimado los mecanismos focales de sismos históricos en el sur de Panamá (Villaseñor, comunicación personal). Se ha continuado recolectando boletines y sismogramas históricos de los eventos más importantes ocurridos en Panamá y alrededores, recalculándose sus magnitudes y parámetros focales.

A partir de 1995 se cuenta con una red sísmica de cobertura nacional y en 2004, la autoridad del Canal de Panamá, instaló una red sísmica en Panamá Central. Además, en Ciudad de Panamá existen más de 40 edificios instrumentados con acelerógrafos y las Universidades de Panamá y Tecnológica de Panamá operan redes de acelerógrafos en campo libre. Los eventos del catálogo nacional de Panamá son localizados integrando los datos de la red sísmica permanente con otras temporales, así como con datos de las redes nacionales de Costa Rica y Colombia. Además, se han incorporado datos de las relocalizaciones, mecanismos focales y reevaluación de magnitudes para los sismos anteriores a 1960.

En diciembre de 2007, mediante el proyecto RESIS II, de cooperación horizontal, se efectuó un trabajo conjunto entre la RSN de Costa Rica y la UPA en la UPA, donde se revisó el catálogo y se integró incluso con el catálogo del noroeste de Colombia recopilado por la RSN de Colombia, operada por INGEOMINAS. Se actualizaron entonces los catálogos de ambos países hasta noviembre de 2007, quedando un total de 2.800 sismos de magnitud superior a 3,5.

4.1.1.7. Catálogo regional: análisis de completitud y filtrado de series sísmicas

Con los catálogos de los diferentes países previamente descritos se confeccionó un catálogo regional de proyecto, homogeneizado a magnitud M_w e integrado por todos los sismos de $M_w > 3,5$. Para ello, tras incluir los datos de sismicidad de los diferentes catálogos nacionales en un único catálogo, se realizó un proceso de revisión y depuración para asegurar que no existieran sismos repetidos, es decir, diferentes soluciones focales para un mismo evento, algo que se detectó principalmente en las zonas fronterizas.

Tras esa labor de depuración se procedió al análisis de completitud para el cálculo probabilista de la amenaza, necesario por la razón que a continuación se expone. Uno



de los parámetros característicos de la sismicidad de cada zona, cuando el método es probabilista, es la tasa anual acumulada de eventos por encima de una magnitud mínima. Para determinar este parámetro se requiere corregir la falta de completitud del catálogo sísmico debida a la pérdida de información a medida que nos remontamos en el tiempo. La solución que se adoptó para resolver el problema se basó en establecer los periodos temporales en los que puede admitirse que el registro sísmico, histórico e instrumental, es completo para cada intervalo de magnitud. Este análisis se realizó sobre la base del catálogo sísmico regional confeccionado, en el cual se asignó un valor de magnitud para los sismos históricos.

El análisis consistió en examinar la distribución temporal de la sismicidad agrupada en intervalos de 5 décimas de magnitud, para el rango de magnitudes mayores que M_w 3,5 (Figuras 4.2 y 4.3) (Stepp *et al.*, 1973). Asimismo, se ha distinguido entre sismos con profundidad menor o igual que 34 km, correspondiente a la zona cortical y sismos con profundidad mayor que 34 km, correspondientes a la zona de subducción de Centroamérica. Conviene aclarar el motivo por el que se ha elegido esta profundidad de corte a 34 km, cuando tectónicamente las zonas corticales se consideran hasta profundidad de 25 km, y a partir de ahí comienza la subducción interplaca. Debido a la dificultad de cálculo de la profundidad en la localización del hipocentro, la mayor parte de los programas fijan una profundidad de 33 km para eventos superficiales, cuando no se dispone de suficiente información para ajustar este dato con mayor precisión. Por ello, en la mayor parte de los casos, los sismos que aparecen en los catálogos con profundidad de 33 km son en realidad eventos superficiales. Teniendo esto en cuenta se ha preferido en este trabajo incluir los sismos de esa profundidad, en realidad ficticia, dentro de las zonas corticales, en lugar de asignarlos a la subducción. En la Tabla 4.1 se muestran los años de inicio del periodo de completitud (año de referencia) estimados para cada rango de magnitudes a partir de la observación de las Figuras 4.2 y 4.3, que representan el número acumulativo de eventos para cada rango de magnitud a partir de 1522 para zonas corticales y de subducción, respectivamente.

El inicio del periodo de completitud viene marcado, idealmente, por una inflexión en el registro de eventos de cierto rango de magnitud. La determinación exacta de esta inflexión, sin embargo, no es siempre evidente. Este hecho es especialmente claro en el caso de los rangos de magnitud mayores ($M_w > 5,5$). Debe tenerse en cuenta que, dado que la recurrencia de tales eventos puede variar desde centenares a miles de años, sería necesario disponer de una ventana temporal más extensa que la del catálogo para detectar con claridad el inicio del periodo de completitud. Para subsanar este problema se ha optado, como solución de compromiso, por situar el inicio del periodo de completitud, para los mayores rangos de magnitud, próximo al inicio del registro histórico, hacia el año 1500.

A pesar de todas las incertidumbres posibles sobre la asignación de los periodos de completitud, ello no constituye un factor crítico en los resultados de amenaza sísmica, en comparación con otros elementos del cálculo con mayor influencia en los resultados (por ejemplo, las relaciones de atenuación).



Figura 4.2. Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades menores que 34 km, homogenizado a magnitud momento (Mw). Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1)

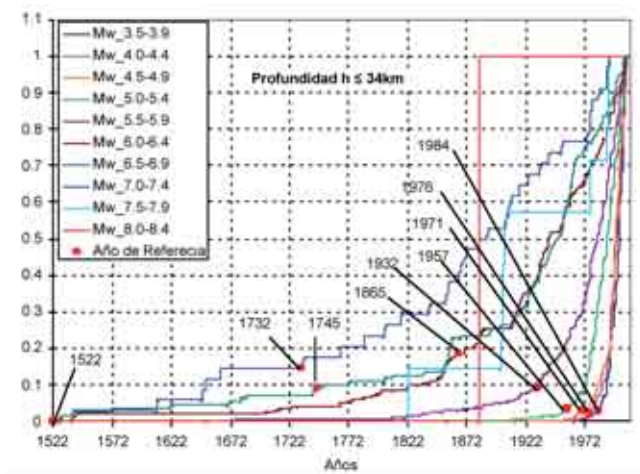


Figura 4.3. Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades mayores que 34 km, homogenizado a magnitud momento Mw. Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1)

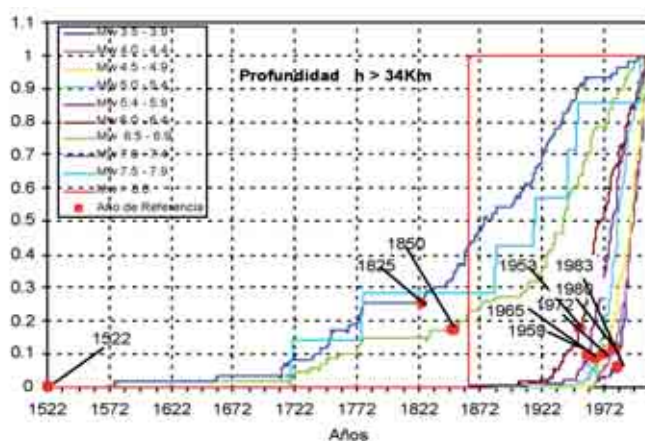




Tabla 4.1. Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de Centroamérica para cada intervalo de magnitud, derivado de un análisis independiente por profundidades

Magnitud MW	h ≤ 34 km	h > 34 km
	Año de referencia	Año de referencia
3,5 – 3,9	1984	1983
4,0 – 4,4	1976	1980
4,5 – 4,9	1971	1972
5,0 – 5,4	1957	1965
5,5 – 5,9	1932	1959
6,0 – 6,4	1865	1953
6,5 – 6,9	1745	1850
7,0 – 7,4	1732	1825
7,5 – 7,9	1522	1522
> 8,0	1522	1522

4.1.2. Zonificación sismogénica

Uno de los elementos básicos que involucra un estudio de amenaza sísmica siguiendo un método zonificado es la adopción de una zonificación adecuada que englobe las diversas fuentes sismogénicas que representan una amenaza para una determinada región. Para definir esta zonificación hemos considerado tanto la zona de subducción como la región cortical que alberga los sistemas de fallas locales. La zonificación toma en consideración diversos criterios, como las características geométricas de las zonas donde se producen los sismos, similitudes en los patrones de fallamiento y sismicidad, mecanismos de ruptura y tamaño de ésta, etc.

En base a la distribución espacial de la sismicidad y a las principales características sismotectónicas descritas en la sección anterior, se han propuesto dos zonificaciones para Centroamérica con diferente grado de detalle: regional y nacional. La primera distingue grandes zonas sismogénicas englobando las principales unidades sísmicas y tectónicas de la región, mientras que la segunda supone un aumento de escala diferenciando zonas dentro de cada país. Ambas zonificaciones son coherentes, de modo que las zonas a nivel nacional encajan dentro de la zonificación regional. A su vez, dentro de cada zonificación se han clasificado las zonas en tres grandes grupos: corticales, de subducción interfase o interplaca y de subducción intraplaca. Las Figuras 4.4 a 4.6 muestran estas agrupaciones para la zonificación regional, estando las zonas superpuestas al mapa con la batimetría y las principales estructuras tectónicas de la región. Las



Figuras 4.7 a 4.9 presentan las zonas con la misma agrupación para la zonificación nacional, superpuestas en este caso a la sismicidad del correspondiente rango de profundidad. Concretamente, las zonas corticales se representan con los epicentros de sismos superficiales, con profundidad menor de 25 km, las de subducción interfase abarcan profundidades en el rango de 25 a 60 km, y las de subducción intraplaca corresponden a la sismicidad profunda, con $h > 60$ km.

Para la denominación abreviada de las zonas se ha seguido el criterio que a continuación se expone:

- En el caso de la zonificación regional, se emplean las siglas CA seguidas de las letras “c” para zonas corticales, “si” para subducción interfase y “sp” para subducción intraplaca. Después se añade un número correlativo dentro de cada clasificación.
- En el caso de la zonificación nacional, las zonas corticales se nombran con la inicial del país seguida por un número. En el caso de El Salvador, la inicial reservada es “S”. Para zonas de subducción interfase o intraplaca la correspondiente inicial va seguida de las siglas “si” o “sp”, respectivamente.

La descripción de cada una de las zonas sismogenéticas diferenciadas, en la zonificación nacional, se presenta más adelante.



Figura 4.4. Zonificación sísmica regional. Zonas corticales superpuestas a la batimetría y tectónica de la región

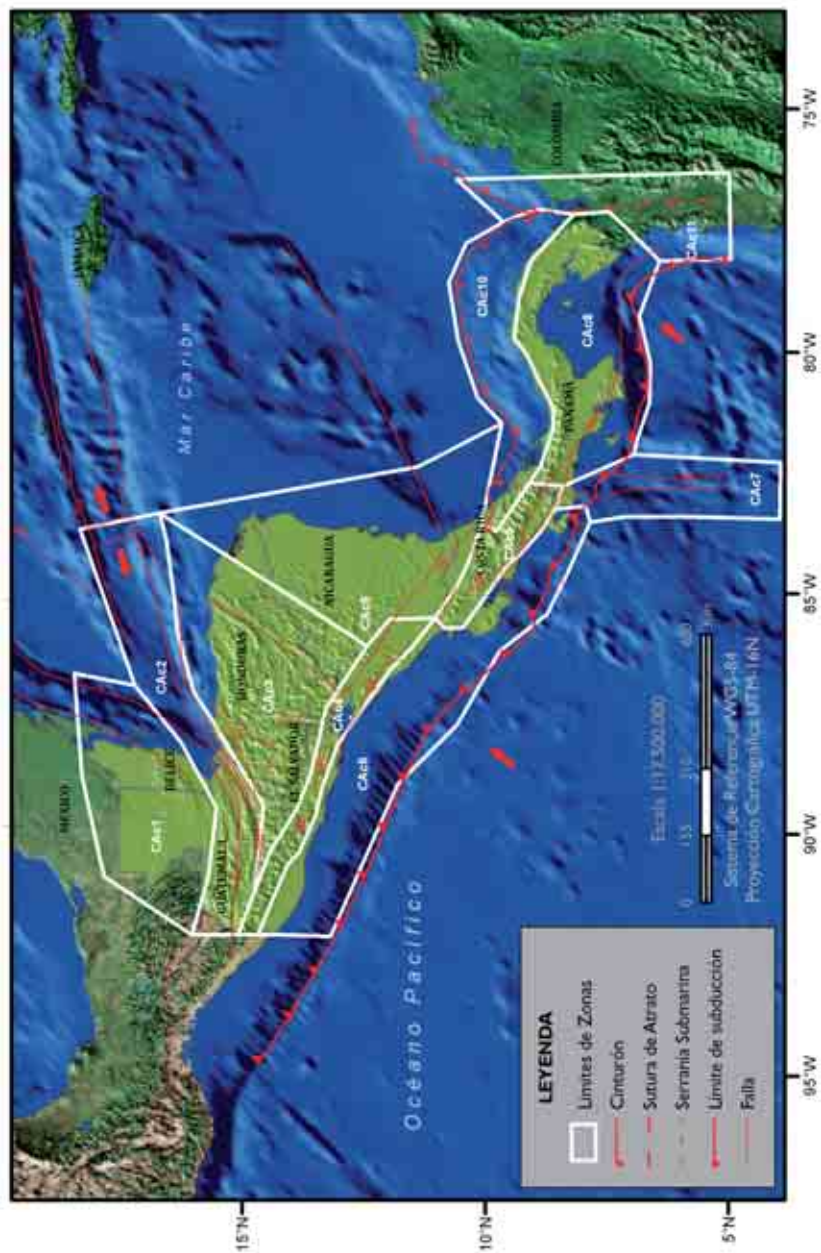




Figura 4.6. Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la batimetría y tectónica de la región

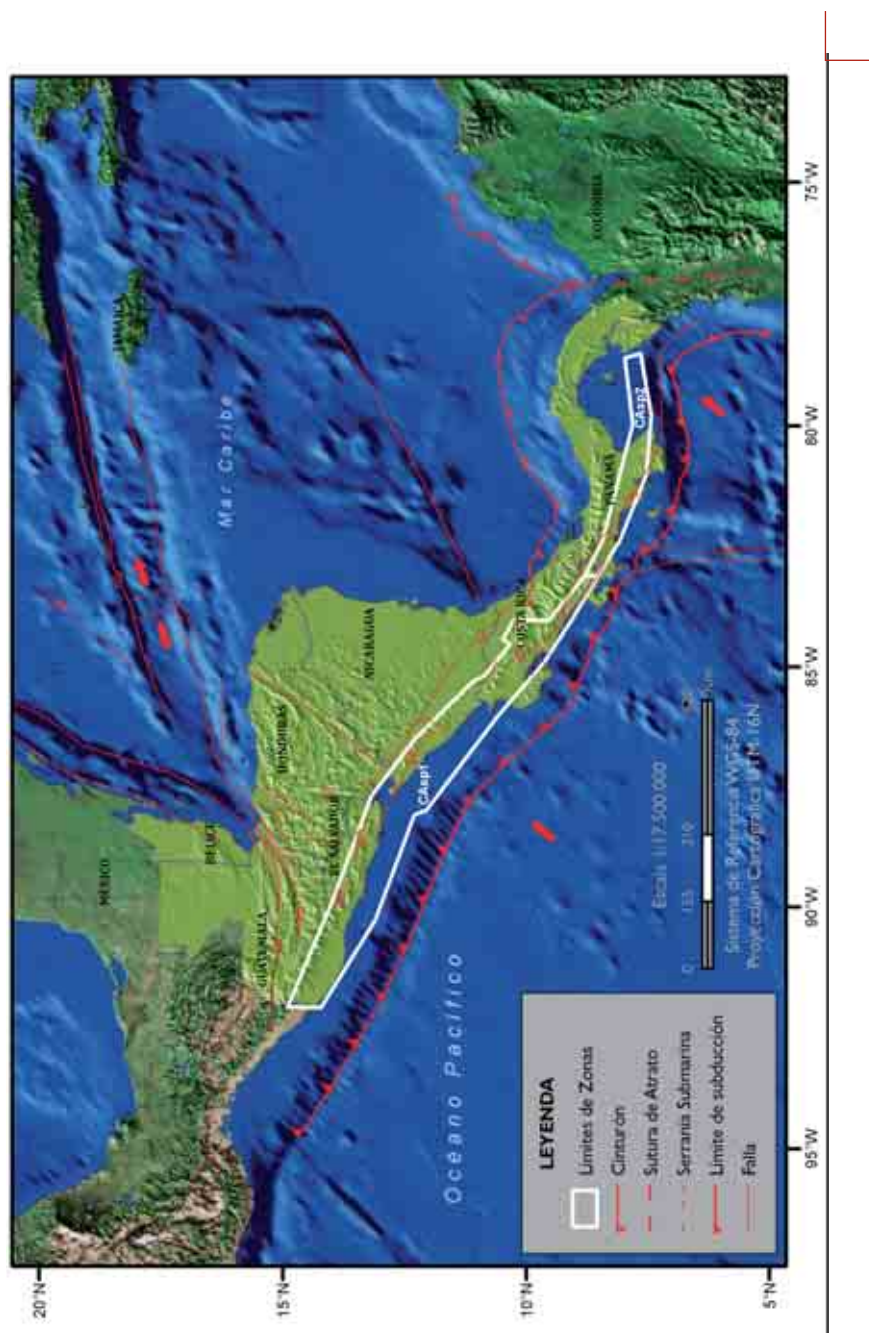




Figura 4.7. Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial, con epicentros de sismos para profundidad $h < 25$ km

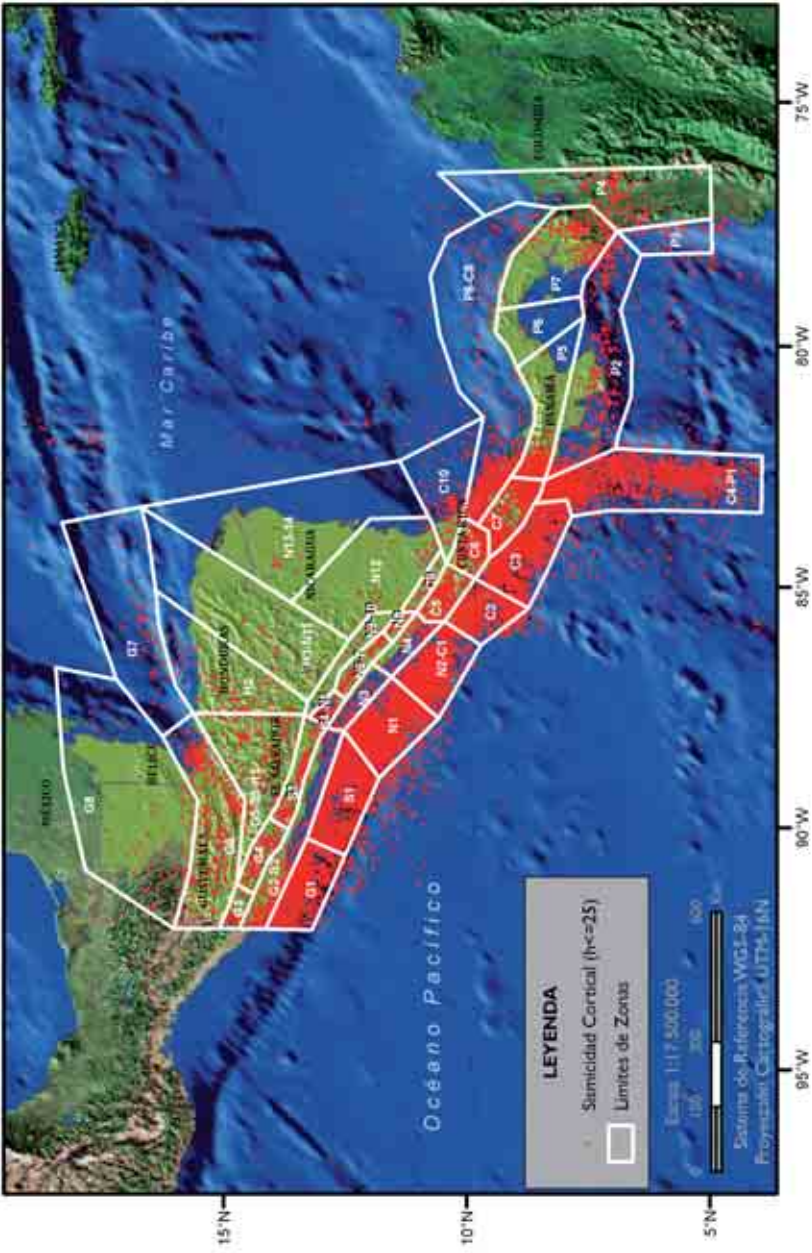




Figura 4.8. Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad intermedia, con epicentros de sismos para profundidad $25 < h < 60$ km

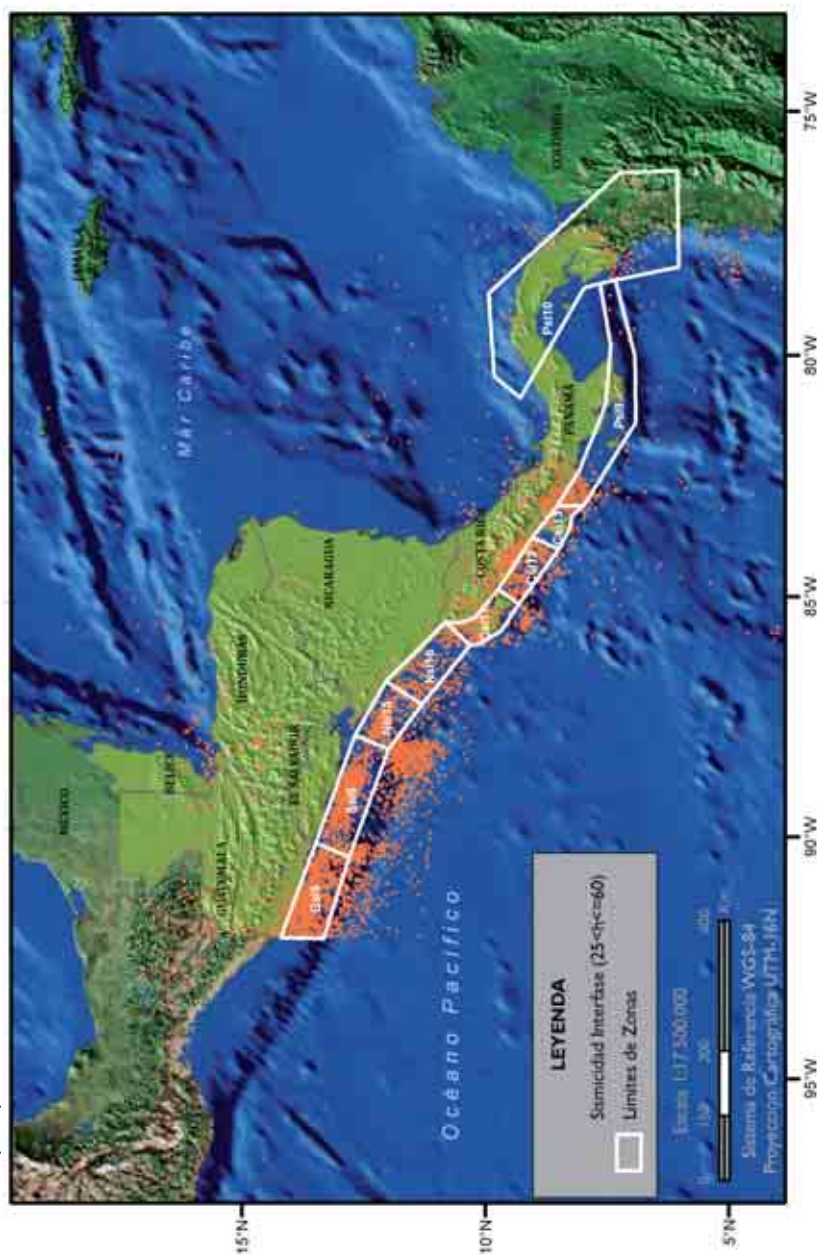
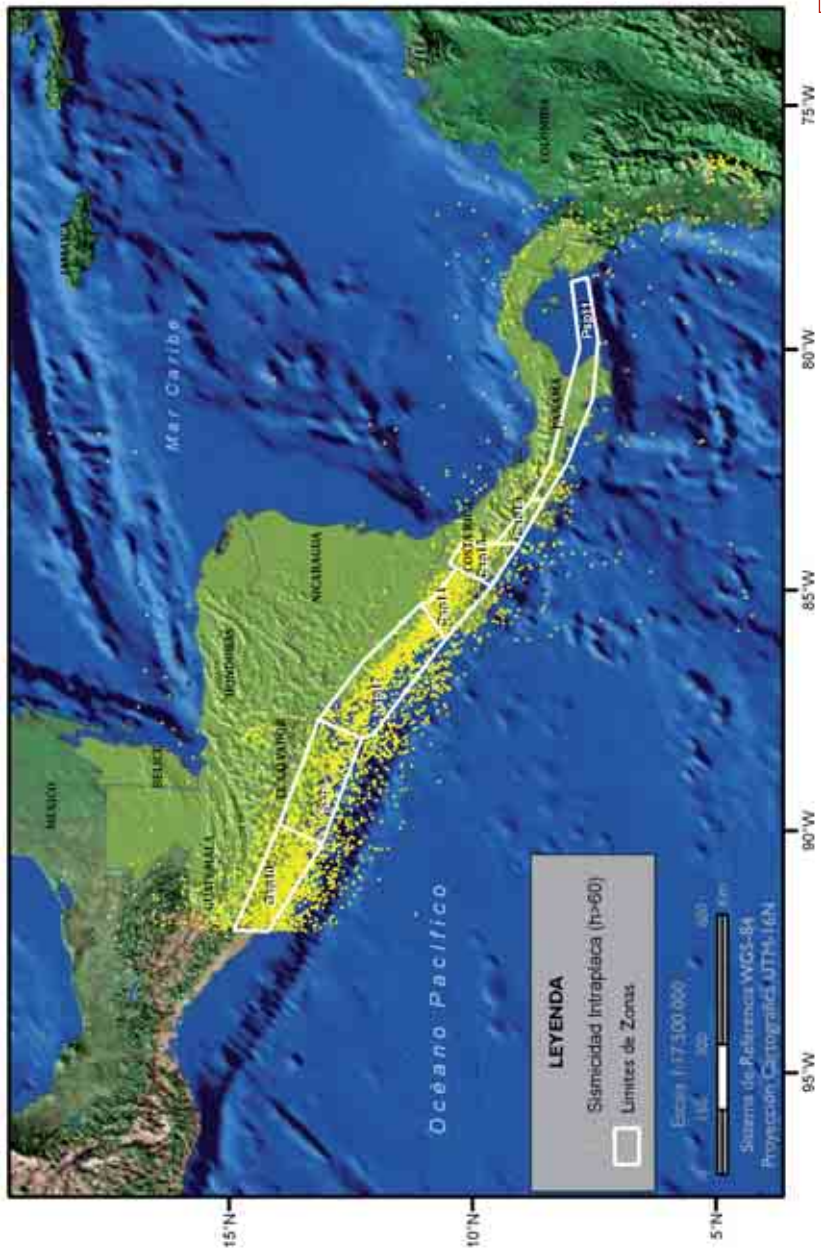




Figura 4.9. Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda, con epicentros de sismos para profundidad $h > 60$ km. Base cartográfica de las figuras 4.4 a 4.9 obtenidas de ArcGIS (ESRI)





4.1.2.1. Zonas corticales o superficiales (0 a 25 km)

Se describen a continuación brevemente las zonas sismogénicas identificadas dentro de la zonificación con detalle nacional propuesta para Centroamérica.

Guatemala Pacífico Central (G1)

Comprende la parte superficial de la subducción en el límite Coco-Caribe (CO-CA), entre la Fosa Mesoamericana y la línea de costa. El evento más grande ocurrido es el de abril de 1902 en el suroccidente de Guatemala con una M_w 7,4 (Pacheco y Sykes, 1992). En esta parte del contacto CO-CA han sido reportados sismos con mecanismos focales de carácter normal y de rumbo (Dean y Drake, 1978). El periodo medio entre grandes eventos, en la parte superficial e interplaca de la subducción, ha sido estimado entre 70 a 150 años (White *et al.*, 2004).

Guatemala-El Salvador Antearco (G2-S2)

Comprende la franja costera entre la cadena volcánica y la línea de costa de Guatemala y El Salvador. La sismicidad es baja y espacialmente muy dispersa. Se incluyó con la sismicidad de fondo localizada en esta zona. No hay información de eventos grandes o que hayan causado daños importantes con epicentro en esta zona.

Guatemala Arco Volcánico Oeste (G3)

Es la franja de aproximadamente 40 km de ancho que incluye el Arco Volcánico, desde el volcán Tacaná, en la frontera con México, hasta el volcán de Atitlán, más o menos en el centro del Arco. La sismicidad en esta parte del Arco es menor que en la sección este del mismo.

Guatemala Arco Volcánico este (G4)

Para las fallas en la franja del Arco Volcánico, White y Harlow (1993) encontraron que el evento de 1930 en el sureste de Guatemala con M_w 6,9 es el mayor asociado a este sistema en toda la región. Durante el siglo XX los eventos destructores originados en este ambiente tectónico ocurrieron en promedio cada 2,5 años en Centroamérica. Esta sección del Arco Volcánico también se caracteriza por la ocurrencia de actividad sísmica tipo enjambre.

Depresión de Honduras (G5-S5-H1)

Existe una serie de horst y graben orientados aproximadamente de Norte a Sur, desde las montañas Mayas de Belice hasta el golfo de Fonseca, que se conoce en conjunto como Depresión de Honduras, a pesar de que no existe una continuidad entre ellos,



sino más bien se trata de una zona de cuencas extensionales bordeadas por fallas normales con rumbo Norte. Gordon y Muehlberger (1994) resumen la trayectoria de la depresión de Honduras de la siguiente manera: comienza en la zona de la fractura del Cisne en el Caribe. En tierra firme, el valle de Sula conforma la cuenca más septentrional de la depresión, la cual reaparece en la cuenca tectónica del lago de Yojoa, que está bordeado por fallas en la rivera occidental (Finch), apresado en el límite norte por conos volcánicos alcalinos (Mertzman, 1976). Al sureste del lago, la depresión continúa en otra cuenca tectónica bordeada por fallas, el valle de Comayagua. Finalmente, la falla normal de Goascorán representa la expresión más meridional de la Depresión de Honduras, continuando hacia el Sur hasta la depresión volcánica centroamericana.

La Depresión de Honduras es una zona sísmicamente activa, como lo demuestran mapas de sismicidad compilados por la UNAH, CASC, PDE, ISC, etc. Al menos tres eventos importantes están relacionados con la depresión de Honduras: el terremoto de Comayagua de 1774, el evento de noviembre de 1851 y el sismo de abril de 1982.

En el sistema de graben, el evento de mayor magnitud que afectó a Guatemala es el de 1934 con M_w 6,2. El evento más grande, siempre en este ambiente tectónico, ocurrió en Honduras en 1915 con M_s 6,4 (White y Harlow, 1993).

Guatemala Polochic Motagua Oeste (G6)

Ésta es una zona de fallas paralelas de rumbo E-W y corrimiento lateral izquierdo: Chixoy-Polochic, Motagua y Jocotan-Chamelecon (Plafker, 1976; Mann *et al.*, 1990).

White (1991) estima un periodo de recurrencia de grandes eventos de 225 ± 50 años. White y Harlow (1993) incluyen, entre los eventos destructivos ocurridos durante el siglo XX y asociados a este límite, dos eventos localizados a, aproximadamente, 50 km al norte de la traza de la falla Polochic. Si bien estos dos eventos son producto de las deformaciones en el límite NA-CA, claramente ocurren en fallas secundarias que no necesariamente siguen el rumbo o tipo de mecanismo del sistema Polochic-Motagua. Como ejemplo, White y Harlow (1993) presentan otro evento en la misma zona con mecanismo focal de falla normal y planos nodales casi transversales al límite NA-CA. Todo esto sugiere que se podría pensar en otro ambiente tectónico asociado a la franja deformada al norte de la falla Polochic.

La continuación hacia el Oeste del sistema de fallas de Motagua y Chixoy-Polochic no es clara. Unos autores consideran que cruzan el sureste de México hasta llegar a la Trincheira de América Central (Plafker, 1976; Burkart, 1978 y 1983), formando un punto triple. Otros consideran que este sistema de fallas termina en el occidente de Guatemala y sureste de México (Guzman-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Guzman-Speziale *et al.*, 1989).

Medidas con GPS a lo largo de tres perfiles transversales a los sistemas de fallas indican que el desplazamiento relativo es de 1,7 cm/año en la sección oriente, disminuyendo gradualmente hacia el Oeste en donde es prácticamente nulo. Modelos de deformación estática indican que la falla del Motagua es la que absorbe la mayor parte de la deformación y la falla Polochic parece contribuir con menos del 20% (Lyon-Caen *et al.*, 2006).



Guatemala Swan Noreste (G7)

Por razones puramente de nomenclatura se utilizó este nombre para la extensión del límite Norteamérica-Caribe (NA-CA) hacia el Este, que estrictamente corresponde a la falla de Swan.

Empleando técnicas geológico-geomorfológicas se ha determinado que la tasa de desplazamiento en este límite de placas es de 1,3 a 20 mm/año (Mann *et al.*, 1990), mientras que empleando modelos de tectónica global resulta ser de 9 a 34 mm/año (Heubeck y Mann, 1991; Guzman-Speziale, 2001).

Guatemala Norte (Peten y Belize) (G8)

Ésta es una zona de baja sismicidad y espacialmente muy dispersa, que comprende el norte de Guatemala y Belice. Se incluyó con sismicidad de fondo localizada dentro de los límites de la zona.

El Salvador, Pacífico Central (S1)

Comprende la parte superficial de la zona de subducción entre el límite de las placas Coco y Caribe (CO-CA) y la costa salvadoreña. Según el catálogo instrumental compilado para el presente informe no se tienen sismos con magnitud grande, el sismo mayor ha sido el reportado por Ambraseys y Adams (2001) en el año 1900 con magnitud M_s 6,9.

El Salvador, Arco Volcánico Central (S3)

Dentro de esta zona hay un graben que atraviesa al país en toda su longitud y se ubica paralelamente a la Fosa Mesoamericana. Localmente, a esta estructura se la conoce como Graben Central y en él se localiza el vulcanismo asociado a la subducción de la placa del Coco bajo la placa del Caribe. Esta zona está caracterizada por la presencia de fallas de rumbo tanto derecho como izquierdo. El último sismo relevante en esta zona ocurrió el 13 de febrero del 2001 con una magnitud de M_w 6,6. La historia sísmica muestra que los sismos con origen en esta zona han generado pérdidas en vidas humanas y cuantiosos daños materiales, aun cuando las magnitudes observadas han sido moderadas, tal como fue el caso del sismo del 10 de octubre de 1986, con magnitud 5,4 m_b . Un aspecto relevante de este fenómeno lo constituye el hecho de que este tipo de sismos ocurren a profundidades someras y en las cercanías de centros de población o infraestructura importante.

El Salvador, Nicaragua, Arco Volcánico (golfo de Fonseca) (S4-N5)

Comprende el golfo de Fonseca y parte oeste del territorio nicaragüense. Dentro del golfo existen varias islas que se consideran de origen volcánico y tiene un sistema de fallas en la dirección NNW-SSE. En los últimos años, en esta zona han ocurrido varios



enjambres sísmicos con magnitudes superiores a 5,0. El sismo más significativo de los últimos años ocurrió en abril de 1999 con magnitud M_w 5,9. Los mecanismos focales sugieren fallas de rumbo.

Honduras Altiplano Central (H2)

El altiplano de Honduras es una zona estable que no muestra fallamiento transcurrente activo y contiene el corazón del altiplano de América Central; su basamento está constituido por rocas metamórficas del pre Jurásico y rocas plegadas del Cretácico (Rogers y Mann, 2007).

Sistema de fallas del Guayape (H3-N11)

Este sistema de fallas corresponde a una zona de fallas con desplazamiento lateral izquierdo y con ancho entre 2 a 20 km de rumbo N 30° E y que se extienden 290 km desde el límite entre Nicaragua y Honduras hasta el Caribe. La actividad en este sistema de fallas, hoy en día, está evidenciada únicamente por una pobre sismicidad en los catálogos, a pesar de su clara definición topográfica y de la presencia de aguas termales en varios puntos. Según Finch y Ritchie (1991), la falla Guayape muestra evidencia de movimientos recientes en su extremo noreste. Kozuch (1989) sugiere que el evento del 27 de julio de 1990 (m_b 5,4), así como previos reportes sobre temblores en el área de Catacamas en 1989, pueden estar asociados a esta falla. También adelanta la idea de que ciertas estructuras oblicuas o perpendiculares a la falla del Guayape son las causantes de esta sismicidad.

Depresión de Nicaragua Oeste (N9-10)

Es una estructura en depresión de 50 km de ancho, aproximadamente, que se extiende a lo largo de 600 km coincidiendo con el frente del arco volcánico a través de El Salvador, Nicaragua y norte de Costa Rica. Se interpreta como un semigraben limitado por su margen suroeste por fallas transtensionales con rumbo NW. La cuenca es más pronunciada en Nicaragua, donde contiene los lagos más grandes de Centroamérica: Cocibolca y Xolotlán. Iniciándose el Plioceno en el frente volcánico en Nicaragua, migró hacia la Trinchera Mesoamericana. Una extensión perpendicular a la trinchera dentro de la placa superior abrió la Depresión Nicaragüense.

La apertura del arco volcánico de Nicaragua puede haber significado decrecimiento de la velocidad de convergencia y retroceso de la placa del Coco.

Esta región contiene fallas importantes, como la Mateare, que se extiende paralela a la depresión, y fallas perpendiculares al graben, como la de Tizcapa (Mann *et al.*, 1990). Esta falla, de rumbo NE-SW, originó el sismo de Managua de 1972 (M_w 6,5). El límite sureste de la depresión lo constituye el escarpe de 900 m de altura de la falla Mateare. Un desplazamiento de 3 km fue estimado para esta última falla por Weinberg (1992).



Nicaragua Caribe Sur (N12)

Ésta es una amplia zona situada en la región central del país y caracterizada por sismos de magnitud relativamente bajos. Sismos de cierta importancia se han localizado por la red sísmica nacional en el llamado triángulo minero.

Nicaragua Caribe Norte (N13-14)

Consiste en una amplia y gruesa planicie aluvial con más de 150 km de ancho en la parte este de Centroamérica. Es una de las partes más húmedas del mundo. Se formó durante el Cenozoico encima de una masa de arenas deltaicas y depósitos de gravas provenientes de la erosión de las tierras altas del Oeste. Esos depósitos alcanzaron espesores de 4.500 m en algunas áreas, llegando a ser profundos. El Neógeno elevó las tierras altas resultando en la incisión profunda del drenaje de los ríos y produciendo un pulso de sedimentación de clastos gruesos en la llanura el Caribe.

El promontorio de Cabo Gracias a Dios en el límite Nicaragua-Honduras marca el vértice de un delta masivo de la edad Plioceno-Pleistoceno, formado por grava y arrasado por los ríos Patuca-Coco.

Costa Rica Antearco Noroeste (C2)

Incluye la región que se extiende al este de la península de Santa Elena, península de Nicoya y la cuenca del río Tempisque. En el este de la península de Santa Elena, la neotectónica ha sido poco estudiada, aunque Bergoeing (1998) propone la existencia de algunas fallas recientes. En el sector noroeste de la península de Nicoya se han determinado levantamientos neotectónicos (Hare y Gardner, 1985), siendo la falla Limones-Cañas una de las posibles fallas neotectónicas que se encuentran en esta zona (Montero *et al.*, 1998). No se cuenta con terremotos históricos en esta fuente, pero de acuerdo a la extensión de las fallas, podrían esperarse sismos de alrededor de M_w 7,0.

Costa Rica Antearco Pacífico Central (C3)

Se extiende desde el basamento marino de la entrada al golfo de Nicoya hasta Quepos y Osa. Comprende la zona de Barranca-Orotina, el promontorio de Herradura, la plataforma marina central de Costa Rica y la Península de Osa. En el sector de la entrada del golfo de Nicoya se han determinado levantamientos y rotaciones recientes de bloques (Fisher *et al.*, 1998; Bergoeing, 1998).

En el sector noroeste de esta zona están las fallas Barranca, Jesús María, Tárcoles, Herradura y Delicias (Montero, 1999). Uno de los terremotos más destructivos ocurridos en esta zona fue el del 4 de marzo de 1924 (M_w 7,0), que alcanzó intensidades máximas de I_{MM} X, el cual se ha asociado con la falla Tárcoles (Montero,



1999). También, la sismicidad superficial registrada por la Red Sismológica Nacional (RSN, ICE-UCR) en esta zona muestra que varias de estas fallas están activas. En la región central se ubica la falla Parrita. En la península de Osa se han medido tasas de levantamiento entre 2,1 y 6,5 mm/año, siendo las más altas medidas en Costa Rica. Varias fallas activas en la región de Osa y Burica, son las fallas Osa y Golfito (Cowan *et al.*, 1996).

Por lo descrito, la magnitud máxima histórica en esta zona sísmica es de $M_w 7,0$ en marzo de 1924 y, por la extensión de las fallas, cabría la posibilidad de que tuviese lugar un evento máximo de $M_w 7,5$.

Zona de Fractura de Panamá y Península Burica (C4-P1)

Esta zona sísmica comprende la zona de Fractura de Panamá y las fallas asociadas de la península de Burica y muestra una gran actividad sísmica con muchos eventos entre $M_s 6,0$ y $7,0$. La zona ha sido sacudida durante el presente siglo por eventos de $M_s > 7,0$: el 20 de agosto de 1927, el 18 de julio de 1934 y el 18 de septiembre de 1962, así como en el año 1871. En la década de los treinta sucedieron varios eventos con magnitudes entre $M_w 6$ y $6,5$ alcanzándose, en alguno de ellos, intensidades de hasta $I_{MM} VI$ en David. Es importante mencionar que desde el sismo de 1934, cuya magnitud ha sido recalculada como de $M_w 7,4$ (Camacho *et al.*, 2008), esta zona no ha sido sacudida por un evento tan fuerte como éste. Recientemente, Peraldo *et al.* (2007) descubrieron un sismo en 1879 que causó daños graves en David y que podría ser similar a la serie de 2003. El último evento que causó daños en esta zona ocurrió el 1 de julio de 1979 ($M_s 6,5$, PDE). Su foco está localizado a unos 20 km al noroeste de Puerto Armuelles a una profundidad de 12 km (Adamek, 1988). Este mismo autor obtuvo un mecanismo focal normal para este evento.

Se considera que el evento máximo probable para esta fuente sísmica es $M_w 7,7$.

Costa Rica, Arco Volcánico de Guanacaste (C5)

Esta zona comprende la cordillera volcánica de Guanacaste y la zona de Tilarán, donde la falla Chiripa de rumbo NNW fue la que originó el terremoto del 13 de abril de 1973 ($M 6,5$). La falla Cote-Arenal se ubica también dentro de esta zona sísmica y con ella se relacionan los terremotos de octubre de 1911 ($M 6,5$) y de agosto de 1853. Ambas fallas definen el graben de Arenal. Hacia el sector noroeste de esta zona se ubica la falla Caño Negro, donde ocurrió el 27 de enero de 2002 un temblor de magnitud intermedia ($M_w 5,4$).

En el sector de la ciudad de Bagaces y al este de Liberia existe un sistema de fallas de rumbo que tiene una extensión de al menos 15 km (Montero y Alvarado, 1988). Históricamente, dos sismos destructivos ocurrieron en esta zona, afectando a la primera ciudad y a los pueblos aledaños. Éstos fueron los temblores de agosto de 1935 ($M_s 6,1$) y diciembre de 1941 ($M_s 5,9$).



Por las evidencias históricas y la situación sismotectónica, para esta fuente sísmica podría considerarse una magnitud máxima esperable de M_w 6,8.

Costa Rica, Cordillera Volcánica Central (C6)

Esta zona sísmica incluye una serie de fallas distribuidas a lo largo del eje volcánico central de Costa Rica y en diversos sectores del Valle Central, limitando al sur con las estribaciones de la cordillera de Talamanca. Al noroeste de esta zona sísmica, existe una serie de fallas inversas (Montero *et al.*, 1998), entre las que tenemos las fallas Florencia-La Palmera y San Miguel, así como una serie de fallas normales y de rumbo que incluye las fallas Zarcero, Gata y Carbonera, que aparecen descritas en Alvarado *et al.* (1988). En esta zona sísmica ocurrieron los terremotos destructivos de Toro Amarillo de agosto de 1911 (M_s 6,0), el de julio de 1912 (M_s 6,5) y el de septiembre de 1955 (M_s 5,8). En la parte norte de esta zona sísmica están las fallas Guápiles, Guácimo y Siquirres-Matina, en las que hubo sismos después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, uno de los cuales alcanzó magnitud M_s 6,0.

En los sectores este y noreste, se localiza el sistema de fallas de Cipreses, con el que se asocia el terremoto de Tres Ríos de febrero de 1912 (M 5,0). Otro es el sistema de fallas Lara-Río Sucio, que representa una amenaza para poblaciones del sector oeste y suroeste de las estribaciones del volcán Irazú. El terremoto del 2 de septiembre de 1841, que causó una enorme destrucción entre Cartago y San José, puede estar relacionado con esta falla (Peraldo y Montero, 1999). En esta zona ocurrió el terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_w 6,3) (Montero y Alvarado, 1995). En la cima de los volcanes Irazú y Turrialba se ubican la falla Irazú y la falla Ariete, en las que se han generado enjambres en los últimos veinte años (Fernández *et al.*, 1998).

En el sector oeste está la falla de Alajuela, propuesta como una falla inversa por Borgia *et al.* (1990). La falla Ángel, ubicada dentro de esta región, se relaciona con la de Alajuela. Es posible asociar con estas fallas los terremotos de Barba de 1772 (Peraldo y Montero, 1994) y de Fraijanes del 30 de diciembre de 1888 (Alvarado *et al.*, 1988). Sin embargo, otra posibilidad es que dicho evento se relacione con la falla Vara Blanca. En el sector suroeste de la zona están las fallas de San Antonio y Picagres-Jateo, que se reactivaron durante el enjambre de temblores de Puriscal de mayo y junio de 1990 (Montero *et al.*, 1991). Otra de las fallas que se ubica en dicho sector es la Virilla, que ha sido relacionada con el terremoto ocurrido el 22 de diciembre de 1990 con M_w 6,0. Hacia el sur y sureste de la zona se ubica un sistema de fallas que pasa al sur de la ciudad de Cartago, la principal de las cuales es la falla Agua Caliente, donde se originó posiblemente el terremoto que destruyó la ciudad de Cartago el 4 de mayo de 1910 (M 6,4). Esta falla está conectada hacia el Suroeste con el sistema de fallas de Escazú, Belo Horizonte, Aserri y Jericó (Montero, 2000; Montero *et al.*, 2007). Otra interconectada con este sistema es la falla Navarro, con la que se asocia el terremoto de Paraíso del 21 de agosto de 1951 (M 5,4). También pertenece a este sector la falla Orosi, de rumbo NE.



La evidencia histórica indica que el sismo máximo ocurrido en esta zona es de 6,5; sin embargo, considerando el tamaño de las fallas activas presentes, podrían sugerirse magnitudes esperables cercanas a M_w 6,8.

Costa Rica, Talamanca (C7)

Se extiende a lo largo de la cordillera de Talamanca en el sureste del país hasta el flanco oeste del volcán Barú (al oeste de Panamá) y se caracteriza por una sismicidad esporádica que no se ha relacionado con fallas específicas. Fisher *et al.* (2004) proponen que en la parte frontal de la cordillera existe una falla inversa a lo largo de la cual ha ocurrido el levantamiento de la misma. Sobre el flanco noreste de esta zona sísmica, la falla más importante, considerando su longitud, es la falla Atirro (Montero, 2003). En esta falla se localizó la secuencia de temblores de Pejibaye en junio de 1993, donde los temblores más grandes fueron el del 10 de junio (M_w 5,6) y el del 13 de junio (M_w 5,5), que causaron daños en Turrialba (Montero *et al.*, 1998). Dentro del sector noroeste de esta zona, también se incluye la falla Kabéketa, que posiblemente fue reactivada después del terremoto de Limón de 1991.

En el sector del límite sur de esta zona, se extiende por más de 100 km de Noroeste a Sureste la falla Longitudinal, que es activa en el sector sur y en ella han ocurrido buena parte de los movimientos de levantamiento e inclinación de capas que han afectado a la fila montañosa durante el Cuaternario (Kolarsky *et al.*, 1995; Fisher *et al.*, 2004). En el oeste de esta zona se incluyen las fallas Paquita y Quepos y más al Noreste se encuentra la falla de alta Talamanca, entre el cerro de la Muerte y el Chirripó, donde ocurrió el terremoto de San Isidro del 3 de julio de 1983 (M_w 6,3) (Boschini *et al.*, 1988). Hacia el oriente, esta zona sísmica se extiende hasta terminar al Oeste de la falla Atirro.

Históricamente, el terremoto mayor registrado en esta fuente sísmica es de M_w 6,3, sin embargo, dado el tamaño de la falla Longitudinal, si se diera una ruptura continua se podría generar un terremoto de magnitud cercana a M_w 7,0.

Cinturón Deformado del norte de Panamá (P8-c8)

Regionalmente, esta zona se extiende desde el golfo de Urabá hasta la región Caribe del noreste de Costa Rica y Bocas del Toro (Panamá) e incluye el sistema de fallas inversas del sector oeste del Cinturón Deformado del norte de Panamá (zona C8-P8). El terremoto de Limón del 22 de abril de 1991 (M_w 7,7) se originó en este sistema de fallas (Ponce *et al.*, 1994). La falla Río Blanco tuvo un desplazamiento durante este sismo (Denyer *et al.*, 1994) y se ubicaría en el límite al noroeste de esta zona sísmica. Históricamente, el terremoto mayor ocurrido en esta zona es el de San Blas al norte de Panamá, en 1882, de M_w 8,0, que generó un *tsunami*. El segmento oriental del Cinturón Deformado del norte de Panamá tiene periodos de recurrencia muy largos para eventos mayores a M_s 7,0, en el rango de los 250 años o más (Mendoza y Nishenko, 1989).



y su magnitud máxima esperada podría ser, por los datos históricos y características sismotectónicas, de M_w 8,1.

Costa Rica, Trasarco Norte (C9)

Comprende las llanuras del norte de Costa Rica además del sur de la depresión de Nicaragua. La sismicidad ocurre esporádicamente en fallas no claramente identificadas que existen en esta zona. Algunos sismos que ocurrieron en esta región durante el siglo pasado alcanzaron intensidad I_{MM} VI y magnitud cercana a M_w 6,0. Históricamente, en Peraldo y Montero (1994) se discuten unos sismos que ocurrieron en 1648, 1651 y 1663, que podrían ubicarse en esta región. Es posible que estos temblores se relacionen con procesos de extensión asociados con el graben de Nicaragua o con la prolongación del escarpe de Hess.

Por las evidencias morfológicas del escarpe de Hess y la sismicidad localizada con la red sismológica integrada de Centroamérica (CASC), se sugiere una magnitud máxima esperable cercana a M_w 7,0 para esta fuente sísmica.

Costa Rica, Caribe Central Parismina (C10)

Esta zona sísmica está ubicada en la región Caribe de Costa Rica. Se caracteriza por temblores con profundidades entre 15 y 30 km que ocurren bajo la zona de la costa, al este de la desembocadura del río Parismina (Brenes, 1992). Después del terremoto de Limón del 22 de abril de 1991, se localizaron algunos eventos sísmicos inducidos en esta misma zona y el de mayor magnitud (M_w 5,5) tuvo un movimiento de falla inversa, sugiriendo que el sistema de fallas compresivas que bordea el litoral caribe al sureste de puerto Limón se puede extender al noroeste hasta esta zona. A esta fuente sísmica puede asociarse una magnitud máxima esperada de M_w 6,5.

Panamá Sur (P2)

Esta zona está localizada en la parte sur de la microplaca de Panamá y se extiende desde la isla de Coiba, al Oeste, pasando por las penínsulas de Sona y Azuero, hasta la entrada del golfo de Panamá, al Este. En la misma hay fallas inversas buzantes en dirección N, desarrolladas en el prisma de acreción de la microplaca de Panamá que cabalga a la placa de Nazca (Cowan *et al.*, 1995). Asimismo, incorpora una serie de fallas transcurrentes paralelas con movimiento sinistral de rumbo WNW, entre las cuales se encuentran las fallas de Coiba Central y sur y de las islas Paridas (Kolarsky y Mann, 1995), las fallas transcurrentes paralelas con corrimiento lateral izquierdo de las penínsulas de Azuero y Soná, y el sistema de falla del sur de Panamá. Todos los mecanismos focales conocidos de esta zona, con excepción del sismo de Montijo del 6 de marzo de 1991, que parece estar relacionado con la zona intraplaca, son del tipo transcurrente.



La zona de falla de Azuero-Soná ha sido sacudida por eventos destructivos fuertes en 1516, 1803, 1845, 1883, 1913, 1943 y 1960. Ésta es la única región sismogénica de Panamá en la cual se ha podido establecer un valor aproximado de $(43 + 8)$ años para el tiempo de recurrencia de los sismos mayores a $M_s > 6,5$ (Viquez y toral, 1987). Vergara (1989) ha estimado este tiempo en 44,70 años.

El último evento grande con epicentro en esta zona tuvo lugar el 2 de mayo de 1943 (M_s 7,1, PAS) al sur de Punta Mala y probablemente tuvo origen en la falla transcurrente que está al sur del golfo de Panamá. El evento más reciente que ha causado daños en esta zona ocurrió el 12 de mayo de 1960 y tal vez fue causado por la falla de Guánico, que es una extensión de la falla de transformación al sur del golfo de Panamá.

Antearco de la Trinchera de Colombia Norte (P3)

La zona de subducción del Pacífico colombiano corresponde al límite activo entre las placas de Nazca y Suramérica, cuyo borde superficial recorre el fondo marino más o menos paralelo a la costa. El análisis integrado de la sismicidad con la morfología de la zona de subducción (Zona de Benioff) de Colombia, permite delimitar que en la plataforma del fondo marino de la placa suramericana, que es la cabalgante, se da un fallamiento predominantemente normal y además permite postular tres segmentos asociados con esa zona de Benioff, con características diferentes en el occidente de Colombia y en el segmento norte, que representaría la subducción del bloque Coiba-Malpelo bajo el extremo noroeste de Colombia. El último sismo importante en esta zona ocurrió el 15 de noviembre de 2004, con una magnitud M_w 6,7 y una profundidad menor a los 30 km.

Atrato-Murindo (P4)

Esta zona está asociada a la convergencia de la microplaca de Panamá y Colombia y en ella parece estar el límite entre el Bloque de Panamá y el Bloque Norandino. La misma incluye fallas transcurrentes con rumbo NW-SE y corrimiento lateral izquierdo, como la del Atrato-Murindo que tiene una extensión de al menos 100 km, o inversas, como la Murri-Mutata (o la Bahía Solano o Utría, que corren paralelas a la costa pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint *et al.*, 1987). Esta zona ha sido la fuente de sismos de magnitud mayor a M_w 7,0 en 1883 y 1992, originados en la falla Atrato-Murindo. A esta zona se le ha asignado una magnitud máxima de M_w 7,5 (Cardona *et al.*, 2002).

Panamá Oeste (P5)

Esta zona es la continuación del arco volcánico de América Central, que es interrumpido por los intrusivos de la zona de Talamanca después del volcán Turrialba y luego continúa con los volcanes Barú y la Yeguada en Panamá. Se extiende desde la frontera con Costa Rica y está constituida por fallamientos longitudinales paralelos y transversales a la



cordillera. Una de estas fallas, la falla de Chiriquí o Celmira, se cree que es una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan *et al.*, 1990). Alrededor del 98% de los mecanismos focales para esta zona son del tipo lateral derecho o lateral izquierdo, algunos con componentes normales o inversos (Cowan *et al.*, 1996).

Panamá Central (P6)

Esta zona posee, predominantemente, un fallamiento transcurrente, siendo las fallas más importantes la Pedro Miguel, con rumbo NNW-SSE, y la Gatún, con rumbo SW-NE. En esta región también existe una falla de rumbo sinistral, la falla de Las Perlas o San Miguel, que se extiende con rumbo NNW-SSE desde el archipiélago de Las Perlas, atravesando la bahía de Panamá, y conectando posiblemente con la falla Pedro Miguel en la cuenca del río Chagres (región del Canal de Panamá).

El único mecanismo focal que se cuenta de esta zona fue calculado por Pennington (1982) y es el del sismo del 20 de enero de 1971, el cual es de tipo inverso con una componente lateral izquierda.

La sismicidad en esta zona es muy baja e históricamente sólo ha dado origen a un evento destructor, en abril de 1621, que causó daños en Ciudad de Panamá, donde la intensidad llegó a ser de I_{MM} VIII (Viquez y Camacho, 1993) y sus réplicas se sintieron, de forma casi diaria, desde mayo hasta agosto de ese año. Otros eventos que se han originado en esta zona, causando alarma en la población y daños menores, ocurrieron en julio de 1854 cerca de la isla Taboga, el 17 de octubre de 1921 (M_s 5,2), que causó derrumbes en la zona montañosa de Pacora, el 30 de julio de 1930 (M_s 5,4), sentido en las ciudades de Panamá y Colón, con intensidad I_{MM} VI y originado tal vez por la falla de Chame (es posible que su foco esté un poco más profundo) y, por último, el 20 de enero de 1971 (M_s 5,6, PDE), originado por la falla de Las Perlas, sentido en Ciudad de Panamá con una intensidad de I_{MM} VI y seguido de 30 réplicas registradas por la estación sismológica de Balboa (BHP) en un lapso de 15 días, de las cuales 5 fueron sentidas por la población. Se considera que la magnitud máxima para esta zona es M_s 7,2.

Panamá Este (P7)

La zona de Panamá Este se caracteriza por la presencia de estructuras tectónicas complejas y una sismicidad difusa. Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del este de Panamá (Case, 1980; Kolarski, 1992) o Terreno Cuna (Toussaint y Restrepo, 1986; Restrepo y Toussaint, 1989). Comprende la región del istmo de Panamá, que se halla al este de los 79° W. Se caracteriza por ser muy compleja y por poseer una sismicidad muy difusa. Esta zona y la región del Baudó en Colombia constituyen un terreno alóctono que está adherido al Bloque Norandino (Toussaint *et al.*, 1987; Restrepo y Toussaint, 1988). El fallamiento en esta zona incluye fallas normales, como las de Chucunaque y el Atrato (Toussaint, 1987), fallas de rumbo sinistral,



como las de Sambú y Jaqué, que se extienden en tierra con rumbo subparalelo a la costa pacífica y otras fallas con igual rumbo ENW-ESE que se extienden mar adentro, en la región sureste del golfo de Panamá (Toussaint *et al.*, 1987; Mann y Corrigan, 1990; Kolarski, 1992). Otras son fallas inversas, como las fallas Ungía y del Pirre, que se extienden con rumbo NE a lo largo de la región montañosa fronteriza con Colombia (Mann y Corrigan, 1990) y la de Utría, que corre paralela a la costa pacífica de Colombia hasta internarse en Panamá (Toussaint *et al.*, 1987). Los mecanismos focales de los eventos en esta zona son de lo más variado, habiendo de tipo inverso, normal y lateral izquierdo (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek, 1988). En 1974 y 1976 ocurrieron sendos sismos con magnitudes de M_w 7,1 y M_w 7,0 respectivamente, que causaron grandes deslizamientos y gran deforestación en las selvas del Darién (Viquez y Toral, 1987).

La magnitud máxima para eventos en esta zona debe ser alrededor de M_s 7,3. Vergara (1989) estima un tiempo medio de recurrencia para eventos con $M_s > 7,0$ de 15,8 años y una magnitud máxima de M_s 7,2, con una probabilidad de excedencia del 90% en 50 años.

4.1.2.2. Zonas sísmicas de la región interplaca (subducción)

Para la zona de subducción, Pacheco y Sykes (1992) no incluyen en su catálogo el evento de 1915 porque consideran que tiene una profundidad mayor a 170 km.

Guatemala, Interplaca (Gsi9)

Esta zona corresponde a la subducción entre 25 y 60 km de profundidad y un ángulo de inclinación de 30°. En esta parte la mayoría de eventos tienen mecanismos focales de falla inversa. El mayor evento registrado en esta zona es el de 1942, de M_s 7,7 (Pacheco Y Sykes, 1992), que afectó el centro y occidente del altiplano de Guatemala. El periodo medio entre grandes eventos ha sido estimado entre 70 a 150 años (White *et al.*, 2004).

En el cálculo final de la amenaza se agregó otra porción de la subducción interplaca para incluir la sismicidad en Chiapas, México. La geometría y actividad de la misma fueron tomadas de modelos existentes (Mario Ordaz, comunicación personal).

El Salvador, Interplaca (Ssi5)

Hay evidencias que sugieren que el acoplamiento a través de la zona de interfase entre las placas del Coco y Caribe bajo la costa de El Salvador es suficiente como para producir sismos en el rango de $M \sim 8$ (Dewey *et al.*, 2004). Un sismo importante dentro de esta zona es el sismo del 7 de septiembre de 1915, para el cual Ambraseys y Adams (2001) calcularon el hipocentro bajo el oeste de El Salvador y una magnitud de M_s 7,7.



Nicaragua, Interplaca Noroeste (Nsi15)

El cambio de linealidad del litoral con punto de inflexión en Puerto Sandino y la morfología contrastante a partir de ese punto, con cambio significativo de la topografía, sugiere la búsqueda de contrastes en los segmentos de la subducción frente a estas dos partes del litoral. Normal a los segmentos rectos mostrados se hicieron sendos cortes sísmicos usando los sismos con mecanismo focal determinado.

El buzamiento de la zona de subducción frente a Nicaragua es un tanto irregular, con un cambio significativo a 100 km de profundidad. En su primera parte (0-100 km) el buzamiento es de 45° y de 75° en su segunda parte (mayor de 100 km). La mayor cantidad de liberación de esfuerzos está asociada al rango de profundidad que no supera los 40 km.

Nicaragua, Interplaca Sureste (Nsi16)

Comprende, en planta, la región de Masachapa en Nicaragua y Papagayo en Costa Rica y subduce hacia el NE con un ángulo de 45° hasta los 60 km de profundidad. Se ubica entre las zonas sísmicas del golfo de Fonseca (en Nicaragua) y la de Nicoya (en Costa Rica). Los terremotos históricos de mayor magnitud que se han registrado en esta fuente ocurrieron el 27 de febrero de 1916 (M_s 7,5) y el 2 de septiembre de 1992, de M_w 7,6, que generó un *tsunami*. Morales (1985) definió el límite SE como el segmento adyacente con el área de ruptura del primer terremoto. Asimismo, en el segmento Papagayo, los datos de sismicidad histórica no permiten definir la recurrencia de los grandes temblores ($M > 7,0 M_w$), sin embargo según las características tectónicas y geométricas, podrían esperarse eventos máximos de M_w 7,8.

Costa Rica, Interplaca Nicoya (Csi11)

Una mayor parte de la península de Nicoya subduce hacia el NE con un ángulo de 35° hasta los 50 km de profundidad y está regida por un patrón de esfuerzos predominantemente compresivos que da como resultado el predominio de rupturas inversas. En esta fuente ocurrió el sismo de mayor tamaño del margen convergente de Costa Rica durante el siglo XX, el cual alcanzó una magnitud M_s 7,75 (terremoto del 5 de octubre de 1950). El área de ruptura de este terremoto define el límite con los segmentos adyacentes. Asimismo, el límite con la zona sísmica de Quepos lo define la subducción del levantamiento de Fisher, que actúa como una barrera geométrica. Si consideramos los datos históricos (1800-1999), en la zona sísmica de Nicoya, los grandes sismos presentan una recurrencia entre 20 y 40 años y pueden generarse sismos hasta de M_w 7,9.

Costa Rica, Interplaca de Quepos (Csi12)

Corresponde con la zona donde la placa del Coco subduce diversas montañas submarinas y el plateau de Quepos, los cuales definen asperezas localizadas en la zona de Beniof donde el ángulo de subducción es de 28° hasta los 45 km de profundidad. Se



presenta un campo de esfuerzos variado, predominando los compresivos, pero debido a la presencia de las asperezas por los montes submarinos, se da la combinación con esfuerzos de tensión y de esa manera ocurren también sismos combinados, de tipo inverso y normales, pero con componentes de desplazamiento de rumbo (Husen *et al.*, 2003). El temblor de mayor magnitud que ha sido registrado fue el del 12 de diciembre de 1952 (M_s 7,2). En esta zona sísmica, los grandes sismos ocurren, en forma variable, cada 30 a 60 años y dada la presencia de asperezas, tendría menor potencial de generar grandes sismos, como el caso de la zona sísmica de Nicoya. Se sugieren sismos máximos esperables hasta de M_w 7,2.

Costa Rica, Interplaca de Osa (Csi13)

Corresponde con la zona donde se subduce el levantamiento del Coco y el ángulo de subducción es de alrededor de 23° hasta los 45 km de profundidad (Arroyo, 2001). En esta fuente el temblor de mayor magnitud registrado fue el del 5 de diciembre de 1941 (M_s 7,4). Los grandes temblores ocurren entre 30 y 60 años, y de acuerdo con la extensión y características tectónicas, se pueden esperar sismos de hasta M_w 7,7.

Panamá, Interplaca de Panamá Sur. (Psi9)

Corresponde con la zona bajo el golfo de Chiriquí y sur de Panamá, donde la placa de Nazca se subduce oblicuamente bajo la microplaca de Panamá a un ángulo cercano a los 20° al Norte hasta los 50 km de profundidad (Moore *et al.*, 1985). Incluye sismos de bajo corrimiento (fallamiento inverso) y fallamiento de desplazamiento de rumbo dextral relacionados con la subducción de la zona de fractura de Panamá al oriente de los $83^\circ 05'$. Dentro de esta zona sísmica, el sismo histórico más importante ocurrió el 1 de enero de 1904 (M_w 7,4, $h = 26$ km) y su mecanismo focal es de tipo inverso (Selva y Warner, 2004). Por la extensión de la zona se podrían dar eventos máximos de M_w 7,7.

Panamá, Interplaca San Blas, Darién, Chocó. (Psi10)

Comprende la zona este de Panamá y noroeste de Colombia, donde los sismos tienen profundidades mayores a los 33 km y están asociados a la convergencia entre la microplaca de Panamá y la placa del Caribe y entre la microplaca de Panamá y el bloque Norandino. La profundidad de la mayoría de la sismicidad registrada en esta zona en los últimos 15 años es mayor a 40 km. Además, en la parte norte de la fosa de Colombia, ocurre la subducción de la placa de Nazca bajo el extremo noroeste de Colombia. Este segmento ha registrado sismos de magnitud importante, siendo el del 20 de enero de 1904 el máximo reportado (M_w 7,4) (Ramos y Prieto, 2004).



4.1.2.3. Zonas sísmicas de la región intraplaca (subducción)

Guatemala, Intraplaca (Gsp10)

Ésta es la parte de la subducción con profundidad mayor a los 60 km y un ángulo de inclinación de 60°. Los eventos más profundos alcanzan los 250 km. La mayoría de los eventos se caracterizan por mecanismos focales de falla normal. El mayor evento registrado en este tipo de zona es el de El Salvador de 2001, M_w 7,6 (SNET).

El Salvador, Intraplaca (Ssp6)

Corresponde a la zona de Wadati-Benioff para el área de El Salvador. Dentro de esta zona han ocurrido 2 sismos que han causado un impacto significativo para El Salvador en años recientes. Dichos sismos ocurrieron el 19 de junio de 1982, de M_w 7,3, y el 13 de enero de 2001, de M_w 7,7. Ambos sismos fueron de mecanismo normal. La mayor amenaza sísmica es asociada a sismos con profundidades menores a 100 km cerca de la costa, sin embargo, algunos sismos más profundos pueden causar daños, como es el caso del sismo del 21 de mayo de 1932, el cual causó daños en la parte sureste de El Salvador (Dewey *et al.*, 2004) y según Ambraseys Y Adams (2001) tuvo una profundidad de unos 150 km y una magnitud de M_s 7,1.

Nicaragua, Intraplaca (Nsp17)

Esta zona es una de las más activas en Nicaragua y se encuentra influenciada por la actividad volcánica de la cordillera de los Maribios. En esta zona han ocurrido importantes sismos que han causado efectos significativos a la población nicaragüense, como el más reciente *tsunami* ocurrido en Centroamérica, el cual tuvo su epicentro en el océano Pacífico, frente a las costas de Nicaragua, el 2 de septiembre de 1992. Los sismos en esta zona se encuentran asociados a mecanismos de fallamiento inverso. Sin embargo en algunos casos se han definido con mecanismos de rumbo en la parte somera (Segura *et al.*, 2003).

Costa Rica, Intraplaca Noroeste (Csp14)

Se ubica bajo el noroeste de Costa Rica, incluyendo la región bajo la cordillera volcánica del Guanacaste. En esta zona sísmica, la subducción de profundidad intermedia tiene un ángulo de 65° NE, entre los 50 y 200 km de profundidad. Al sureste se encuentra separada de la zona intraplaca central por la contorsión brusca de Quesada, la cual marca un cambio en la profundidad de los sismos (Protti *et al.*, 1995). Estos autores han sugerido que esta frontera se origina debido a que en ambos lados subduce litosfera de diferentes edades, siendo la intraplaca noroeste más vieja (edad 30 millones de años), un poco más fría y más densa, lo que permite su mayor profundización dentro del manto. No se conocen sismos históricos, pero por similitud con las zonas sísmicas adyacentes, existe potencial capaz de generar eventos máximos de M_w 7,5.



Costa Rica, Intraplaca Central (Csp15)

Se caracteriza por que los temblores alcanzan profundidades máximas de 125 km y subduce a un ángulo de 50° NE entre los 50 y 125 km de profundidad. En recientes investigaciones se ha observado claramente un cambio en la inclinación del plano subducido, así como que su litosfera es más joven (20 millones de años), más caliente, menos densa y de menor profundidad que la del lado noroeste. Se ubica bajo la cordillera volcánica central, en el Valle Central, y continúa hacia el sureste hasta los 83° 55' W. El límite al Sureste se relaciona con la subducción de una falla transformada fósil de rumbo NS que separa dos provincias corticales de la placa del Coco de diferente edad, teniendo el lado sureste unos 15 millones de años (Protti *et al.*, 1995). Históricamente se conoce un sismo ocurrido en esta fuente, en febrero de 1916 con M_w 7,3, por lo que podrían esperarse eventos máximos del orden de M_w 7,5.

Costa Rica, Intraplaca Sureste (Csp16)

En esta zona se presenta una subducción entre los 45 hasta los 60 km de profundidad, con un ángulo de 38' NNE. En ella misma se define la subducción del levantamiento del Coco, el cual contribuye a una flotación mayor del bloque litosférico al sureste de los 83° 55', dada su corteza de mayor espesor y con rocas menos densas (Arroyo, 2001). No se conocen terremotos históricos en esta fuente, pero por las condiciones geométricas y velocidad de la subducción, podrían esperarse eventos máximos del orden de M_w 7,4.

Panamá, Intraplaca Sur (Psp11)

En el oeste de Panamá ocurre la subducción de la placa de Nazca dentro del manto astenosférico, originando una zona sísmica intraplaca; sin embargo, por la deficiencia de datos no es posible determinar el ángulo de subducción. De acuerdo con Cowan *et al.* (1995) ocurren sismos intraplaca hasta profundidades de 115 km bajo el eje de la cordillera central de Panamá, pero se conoce poco sobre las características geométricas de esta zona. Sin embargo, aquí se registró un sismo de magnitud M_w 7,1 en 1945, a una profundidad de 80 km, que causó daños en David, provincia de Chiriquí. Otro sismo de esta zona ocurrió en 1943, en el golfo de Montijo, al oeste de la península de Azuero, con profundidad mayor a los 50 km y M_w 7,0. Por la extensión de esta zona podrían esperarse eventos máximos del orden de M_w 7,5.

4.1.3. Atenuación

La siguiente fase requerida en todo estudio de amenaza sísmica es la definición o identificación de los modelos de atenuación o modelos de predicción del movimiento a incluir en el análisis.



En Centroamérica se han desarrollado cuatro ecuaciones espectrales de atenuación del movimiento sísmico (Climent *et al.*, 1994; Bommer *et al.*, 1996; Schmidt *et al.*, 1997 y Cepeda *et al.*, 2004) y una para PGA (Taylor *et al.*, 1992), a partir de datos instrumentales registrados en la región. Algunas de ellas han sido utilizadas en los diferentes estudios locales o regionales de amenaza sísmica que se han realizado en los últimos 10 años (Laporte *et al.*, 1994; Montero *et al.*, 1997; Rojas *et al.*, 1997; Cáceres y Kulhanek, 2000). Para solventar algunas deficiencias de estas ecuaciones (clasificación de los sitios de cada estación, adecuada distribución de la información en magnitud y distancia para las diferentes fuentes, etc.) se decidió incorporar en el presente análisis algunas ecuaciones de uso generalizado o que hayan sido desarrolladas recientemente en regiones de convergencia de placas con condiciones sismo-tectónicas similares a las de nuestra zona de estudio, caracterizada por ser una zona altamente activa con la ocurrencia periódica de terremotos destructivos. Para ello se seleccionaron 8 modelos de atenuación, que serán comparados con los registros de un banco de datos acelerográfico recopilado para este estudio, a fin de determinar qué modelos se ajustan mejor a los datos regionales. Se seleccionarán así los modelos finales de atenuación para las diferentes fuentes sísmicas que participan en el cálculo de la amenaza.

La selección de modelos que reflejen de forma realista la atenuación de Centroamérica, acorde con las observaciones, tiene una notable importancia en la evaluación de amenaza, ya que, como es sabido, la atenuación suele ser el factor que más impacto presenta en los análisis de sensibilidad en los resultados (por encima de la zonificación adoptada o de los parámetros de las zonas).

En dicho proceso de selección hay que considerar la variabilidad de la atenuación con la tectónica, siendo muy diferente la atenuación esperada en zonas corticales en comparación con la que se presenta en zonas de subducción y, dentro de éstas, también se encuentran diferencias notables entre zonas interplaca e intraplaca. Por ello se han diferenciado los tres tipos de zonas, corticales, interplaca e intraplaca, y se han seleccionado modelos de atenuación para los correspondientes regímenes tectónicos, que se han contrastado después clasificando los datos existentes con el mismo criterio.

4.1.3.1. Metodología

La metodología de análisis se basó en la comparación directa de los valores de la aceleración pico horizontal (PGA) y amplitud espectral (SA para ciertos periodos estructurales), extraídos de los acelerogramas registrados, con los valores estimados por los diferentes modelos seleccionados, para condiciones de magnitud, distancia y suelo similares a las de los datos.

La comparación de los valores registrados con los estimados se llevó a cabo en una hoja electrónica Excel y se realizaron los siguientes análisis:

- Representación de todos los modelos de atenuación junto con los valores PGA observados para una magnitud y distancia definida.



- Representación de todos los modelos de atenuación junto con los valores espectrales observados para una magnitud y distancia definida.
- Cálculo de los residuos obtenidos entre los valores observados y los valores estimados, tanto correspondientes a los valores de PGA como a las ordenadas espectrales de 0,3 y 1,0 segundos. Estos residuos se representaron en función de la distancia y la magnitud, analizando su desviación (σ) respecto al valor medio (μ). Teóricamente, si un modelo se ajusta bien a los datos, los residuos deben presentar media cero y varianza constante. Éste ha sido el principal criterio seguido a la hora de determinar la bondad de los ajustes, además de considerar el porcentaje de observaciones dentro de los intervalos de confianza dados por los valores $\mu \pm \sigma$ y $\mu \pm 2\sigma$.

Todos los modelos fueron comparados para condición de roca y diferenciados según el tipo de fuente para la cual fueron desarrollados, que de acuerdo a la zonificación sísmica utilizada en este estudio, distingue fuentes de fallamiento cortical superficial y fuentes relacionadas con el proceso de subducción interplaca e intraplaca.

4.1.3.2. Base de datos para calibración de modelos

La base de datos de movimiento fuerte utilizada contó con el aporte de información de la red acelerográfica del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) de El Salvador, la del Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER) de Nicaragua, la del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y la del Laboratorio de Ingeniería Sísmica (LIS-IINI-UCR) de la Universidad de Costa Rica. Esta base incluye eventos sísmicos con magnitudes entre M_w 4,0 y 7,7, distancias epicentrales entre 1 y 480 km, y profundidades entre 1 y 200 km, registrados en formato digital principalmente entre los años 2000 y 2007 [véase Anexo B (Cap. 4)]. Debido a la importancia de su magnitud y a la disponibilidad de los registros, se incluyó la información acelerográfica de algunos eventos de años anteriores con registro analógico, como los de El Salvador de los años 82, 83, 87, 86, 88 y 89 y los de Costa Rica de los años 90 y 91. En la Figura 4.10 se muestra en forma gráfica la distribución de la información acelerográfica disponible en la base de datos con la profundidad y la distancia.

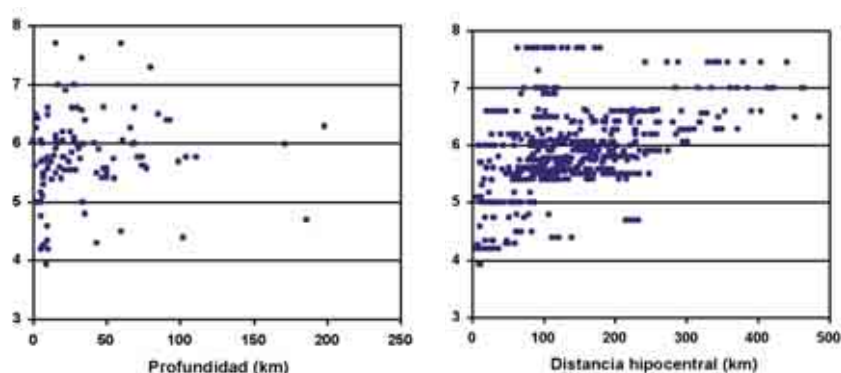
La base de datos total recopilada consta de 681 valores observados de PGA (roca y suelo), relacionados con la ocurrencia de 101 eventos sísmicos y de 268 valores espectrales SA registrados para periodos de (0,3) y (1,0 s), relacionados con 64 sismos (Tabla 4.2). Del conjunto total de datos, 313 valores de PGA (41% del total) y 149 (55% del total) de SA fueron registrados en roca o suelo firme, condición del suelo para la cual se realizó el análisis de comparación de los modelos de atenuación y para la cual se estima la amenaza en este trabajo.

La información acelerográfica incluida en esta base de datos fue tabulada incluyendo información sismológica de cada evento sísmico y del conjunto de las estaciones acelerográficas, así como los valores de PGA registrados en cada estación, junto con los



valores espectrales de aceleración SA para los periodos de (0,3) y (1,0 s). Para la obtención de estos valores los acelerogramas fueron corregidos y procesados en cada país, utilizando el programa SMA de Kinemetrics y filtrados entre 0,12 y 45 Hz.

Figura 4.10. Distribución de la magnitud con respecto a la profundidad (dcha.) y la distancia (izq.) de la base de datos acelerométrica utilizada en el análisis de contraste de modelos de atenuación



En la Tabla 4.2 se presenta un resumen estadístico de la información disponible por país, así como por tipo de fuente, y en el Anexo B (Cap. 4) un listado con la principal información sismológica de los eventos sísmicos utilizados.

Como las zonas sísmicas fueron clasificadas en tres grupos, para cada uno de ellos se preparó una subbase de datos, considerando a su vez el tipo de suelo. Los datos de cada grupo sirvieron para la comparación con los correspondientes modelos, cuya selección se describe en el siguiente apartado. Los sitios de registro de cada estación fueron clasificados de acuerdo a la información geológica y geotécnica disponible (en cada país) y siguiendo la clasificación del *National Earthquake Hazards Reduction* (NERHP). Se consideró condición de roca para todos aquellos que fueron clasificados como B y C.

La clasificación de los eventos y su pertenencia a cada una de las fuentes sísmicas se realizó con base en lo indicado en los reportes sismológicos o considerando la profundidad focal reportada, en la cual, eventos con profundidad menor a 25 km se consideraron pertenecientes al fallamiento cortical superficial, entre 25 y 60 km a la fuente de subducción interplaca, y mayores a esa profundidad pertenecientes a la de subducción intraplaca de profundidad intermedia. Dicha clasificación de profundidades se justifica por



Tabla 4.2. Número de eventos sísmicos y registros aportados por país (incluye registros para condición de roca y suelo). SA corresponde a $T = (0,3)$ y (1 s) .

	Costa Rica			Nicaragua			El Salvador		
	N° sismos	N° registros		N° sismos	N° registros		N° sismos	N° registros	
		PGA	SA		PGA	SA		PGA	SA
Interplaca	8	54	30	11	45	7	8	75	0
Intraplaca	7	60	18	12	56	8	14	149	12
Superficial	13	107	107	12	61	60	16	74	26

una observación hecha a nivel mundial: los sismos interplaca ocurren a profundidades menores a 50 km (Tichelaar y Ruff, 1993; Youngs *et al.*, 1997), de observaciones obtenidas en Japón (Zhao *et al.*, 2006) y de resultados obtenidos en Costa Rica (Sallares, *et al.*, 2000; DeShon *et al.*, 2006; Warren, *et al.*, 2008).

4.1.3.3. Modelos de atenuación incluidos en el análisis

Todos los modelos incluidos en este análisis son espectrales, de tal forma que su introducción en los cálculos de amenaza permitirá expresar los resultados como mapas de PGA o de ordenadas espectrales SA (T) para diferentes periodos estructurales, así como a través de curvas de amenaza de cada uno de los parámetros [PGA o SA (T)] o de espectros de amenaza uniforme (UHS) en emplazamientos seleccionados. En nuestro caso, reservaremos estas últimas representaciones para las 6 capitales de Centroamérica, considerando emplazamientos genéricos en roca en todas ellas.

En el proceso de selección de atenuaciones se consideraron inicialmente varias ecuaciones para cada tipo de fuente, de modo que se garantizara la selección de al menos una para cada régimen tectónico. En la Tabla 4.3 se presentan las características principales de cada uno de los modelos empíricos de atenuación que fueron analizados en este estudio. Y aunque en su gran mayoría todos ellos fueron desarrollados para diferentes condiciones de sitio, en este estudio se utilizaron solamente para condición de roca.



Tabla 4.3. Modelos de atenuación utilizados en el análisis y resumen de sus características: parámetro del movimiento que se predice en el modelo, fuente de los datos y rango de aplicabilidad en magnitud y distancia

Ecuación	Base de datos	Componente utilizada para (PGA, SA)	Tipo fuentes	Dist. (km)	MW
Youngs et al. (1997) (YOUN97)	Mundial	Media geométrica	Interplaca Intraplaca	10-500	5,0-8,2
Atkinson y Boore 2003 (AYB03)	Mundial	Las dos horizontales (Aleatoria)	Interplaca Intraplaca	10-400	5,0-8,3
García et al. (2005) (GAR05)	México	Media cuadrática	Intraplaca	4-400	5,2-7,4
Cepeda et al. (2004) (CEP04)	El Salvador (ajuste con sismos de El Salvador)	Aleatoria Media geométrica	Intraplaca Corteza Superficial	10-400 0-100	5,0-8,3 5,1-7,2
Climent et al. 1994 (CLI94)	América Central y México	Mayor de las horizontales	Interplaca Corteza superficial	5-400	4,0-8,0
Zhao et al. (2006) (ZH06)	Japón	Media geométrica	Interplaca Intraplaca Corteza superficial	10-300	5,0-8,2
Spudich et al. (1999) (SEA99)	Mundial	Media geométrica	Corteza superficial	0-100	5,1-7,2
Schmidt et al. (1997) (SCH97)	Costa Rica	Mayor de las horizontales	Corteza superficial	6-200	3,7-7,6

4.1.3.4. Análisis y selección de los modelos

Como se indicó anteriormente, la selección de los modelos de atenuación para el cálculo final de la amenaza se basó inicialmente en la comparación de diferentes gráficas en las cuales se representan los datos observados del movimiento fuerte con los estimados por los modelos propuestos. Un problema que se presenta en este tipo de comparación es la variabilidad en magnitudes de nuestras observaciones, que hace que si se quieren comparar con las predicciones de un determinado modelo, éste deba representarse para muy distintos intervalos de magnitud, cubriendo todo el rango de las observaciones. La comparación visual directa entre valores de PGA o espectrales —predichos y observados— se complica y por ello hemos optado por completar el proceso con un análisis de los residuos, estimando éstos como



la diferencia entre los valores observados y los predichos con cada modelo, en términos de logaritmo natural. Es decir:

$$\text{Residuo} = \ln y - \ln Y^*$$

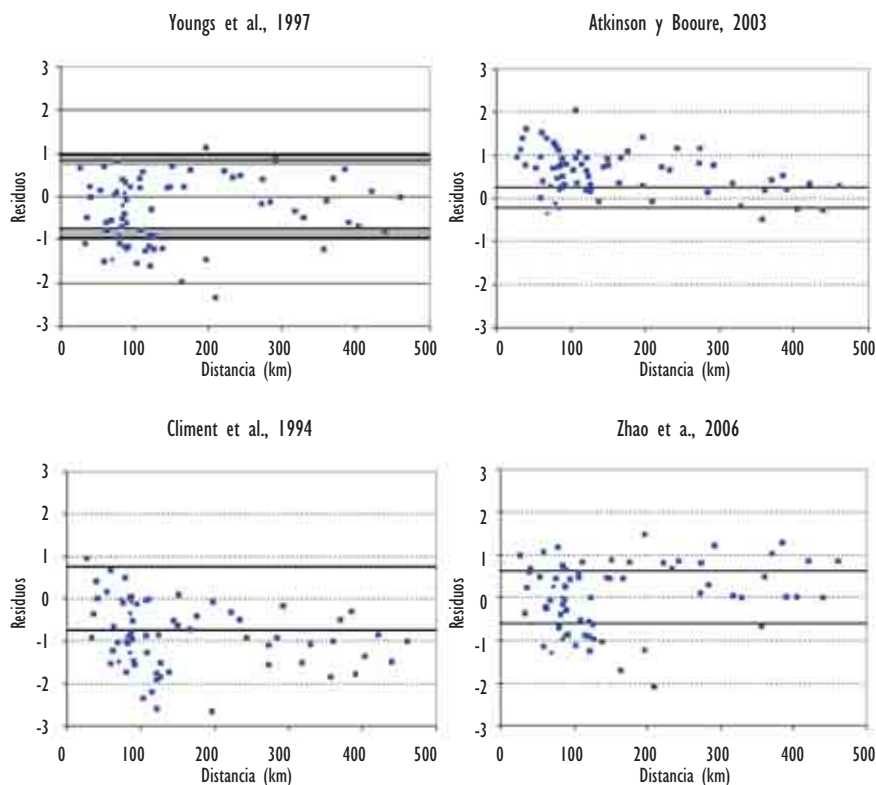
Siendo y el valor observado instrumentalmente de PGA o SA (T) e Y^* el valor predicho por el modelo para similares condiciones de magnitud, distancia y suelo.

Las gráficas de comparación de residuos por tipo de fuente y ecuación se presentan en el Anexo C (Cap. 4). A modo de ejemplo, la Figura 4.11 muestra las distribuciones de residuos con la distancia encontradas para distintos modelos correspondientes a zonas de subducción interfase. Las líneas continuas representan la desviación de cada modelo ($\mu \pm 1\sigma$). La interpretación de estas gráficas permite establecer ciertas conclusiones sobre la bondad del ajuste de las observaciones al correspondiente modelo. Por ejemplo, los modelos de CLI94 y AYB03 presentan una dispersión de los residuos muy grande comparada con la propia de los modelos, quedando un alto porcentaje de ellos más allá del intervalo dado por $\mu \pm 1\sigma$ (52%). Esto significa que hay grandes diferencias entre los valores observados y los predichos. Por esta razón se descartan estos modelos del análisis de amenaza que posteriormente se va a realizar. Para esta fuente vemos cómo ZH06 y YOUN97 se ajustan mejor a las observaciones instrumentales con variaciones más uniformes dentro de los límites de $\mu \pm 1\sigma$, teniendo la primera un 65% de los residuos dentro de esos límites y la segunda un 74% (Tabla 4.4). Al comparar los residuos para la componente espectral de (1,0 s) [gráficas del Anexo C (Cap. 4)], se denota un comportamiento muy similar al presentado por los residuos de la PGA. Luego, a la hora de seleccionar un modelo de atenuación para esta fuente, se recomienda hacerlo entre ZH06 y YOUN97, que son los que mejor ajustan a los datos locales tanto para el corto como para el largo periodo del movimiento.

Para las fuentes superficiales de corteza e interplaca se siguió un procedimiento similar al anterior, encontrándose que, para la primera, los modelos de ZH06, CLI94, SCH07 y SEA99, para PGA, presentan un sesgo negativo después de los límites de $\mu\text{-}\sigma$, por lo que su uso supone una sobrestimación de la amenaza a distancias menores a los 200 km. También se observó que SCH07, ZH06 y CLI94 presentan los porcentajes mayores de número de residuos ubicándose dentro de los límites de $\mu \pm 1\sigma$ (Tabla 4.4). La ecuación CEP04 presenta una distribución de residuos más uniforme para la PGA con respecto a la media cero, con un 45% de los residuos dentro de los límites de $\mu \pm 1\sigma$ y que presenta un sesgo mayor positivo, por lo que su uso conlleva subestimar la amenaza. El uso de CEP04 presenta la limitante de que fue desarrollado solamente para ordenadas espectrales de (0,3) y (1,0 s). En el caso de los residuos de SA (1,0 s), los modelos SCH97, CLI94, ZH06 y SEA99 son los que presentan el mayor número de residuos dentro de los límites de $\mu \pm 1\sigma$ y una distribución más uniforme con respecto a la media cero. Es importante también indicar que se ha observado que el modelo SCH97 aumenta la amenaza para periodos mayores a 1.000 años, por lo que su uso podría estar limitado en ese sentido. Considerando lo anterior y las limitaciones indicadas, se recomienda que para esta fuente se utilicen las ecuaciones ZH06, CLI94 y SEA99.



Figura 4.11. Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para zonas de subducción interplaca. Los puntos representan los residuos ($\ln \text{PGA}$ observada – $\ln \text{PGA}$ predicha) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\sigma$). En el caso del modelo AYB03 se utiliza \log_{10} .



En el caso de la fuente de intraplaca (subducción profunda), los modelos de YOUN97, ZH06 y GAR05 para PGA son los que presentan residuos mejor distribuidos, con el 57%, 64% y 50% de los residuos, respectivamente, dentro de $\mu \pm 1\sigma$. La ecuación AYB03 presenta un sesgo positivo en la mayoría de las distancias y CEP04 uno negativo. Para la componente espectral de (1,0 s), los que se ajustan mejor son los modelos de AYB03 y GA05, con un 68% y un 47% de los residuos dentro del rango de $\mu \pm 1\sigma$, mientras que CEP04, ZH06 y YOUN97 presentan un sesgo negativo. Considerando lo anterior y de acuerdo al banco de datos utilizado, se recomienda que en esta fuente sísmica se utilicen los modelos de ZH06, YOUN97 y GAR05.



Tabla 4.4. Distribución del número de residuos (%) correspondientes a los datos de Centroamérica (respecto a los valores predichos por los modelos) que se encuentran dentro del intervalo $\mu \pm 1\sigma$ propio de cada modelo

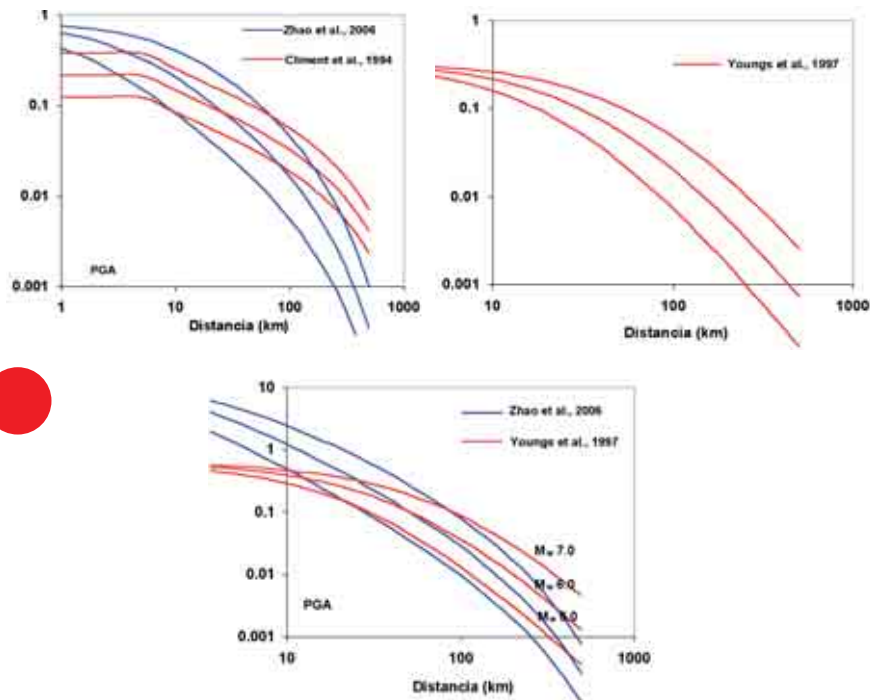
	PGA			SA		
	Superficial	Interplaca	Intraplaca	Superficial	Interplaca	Intraplaca
	I ₁	I ₂	I ₃	I ₁	I ₂	I ₃
CEP04	45		48	37		37
SEA99	36			49		
SCH97	60			59		
ZH06	50	65	57	51	70	47
CLI94	46	48		55	46	
YOUN97		74	64		57	39
AYB03		25	29		22	68
GAR05			50			52

Teniendo en cuenta todos los modelos recomendados y después de realizar un análisis de sensibilidad de los resultados de amenaza para diferentes combinaciones de ellos, se ha decidido utilizar en el cálculo final los modelos de CLI94 y ZH06 para la fuentes de fallamiento superficial, YOUN97 para las fuentes de interplaca y ZH06 y YOUN97 para las de intraplaca. Las distribuciones de éstos se presentan en la Figura 4.12 en función de la distancia y la magnitud. En el caso de las fuentes superficiales de la corteza y las de intraplaca, para las que se recomienda el uso de dos ecuaciones, vemos cómo los modelos a partir de cierta distancia y magnitud cambian su comportamiento de mayor valor a menor valor predicho y viceversa. La combinación de las mismas en un árbol lógico compensará en alguna medida ese comportamiento particular que tendría el uso de un solo modelo.

El modelo CLI94 fue desarrollado considerando la mayor componente horizontal y ZH06 para la media geométrica, que es la definición de la componente horizontal más utilizada en la actualidad en las ecuaciones de predicción de los movimientos sísmicos del terreno y los análisis estructurales dinámicos (Beyer y Bommer, 2006). Para tener consistencia entre estos modelos escogidos, a CLI94 se le realizaron las correcciones del caso de acuerdo a lo recomendado por Beyer y Bommer (2006).



Figura 4.12. Curvas de predicción de PGA para los modelos de atenuación seleccionados y para las fuentes sísmicas de fallamiento superficial (a), interplaca (b) e intraplaca (c)



4.2. CÁLCULO DE AMENAZA

4.2.1. Generalidades

Una vez concluidos los trabajos para definir los parámetros o modelos de entrada en el cálculo, se procede a evaluar la amenaza sísmica de toda la región de Centroamérica. Siguiendo la línea metodológica PSHA, se configura un árbol lógico con un único nodo para evaluar la incertidumbre epistémica asociada a los modelos de atenuación, si bien se contempla además la incertidumbre paramétrica asociada a los parámetros sísmicos de las zonas (valores de σ y M_{MAX}).

Los cálculos se efectúan con el programa CRISIS2007, versión 5.1 (Ordaz *et al.*, 2007), realizándose una primera ejecución en una malla cubriendo la región con puntos equiespaciados cada medio grado en longitud y latitud, y partiendo del modelo de



zonas a nivel regional (Figuras 4.4, 4.5 y 4.6). Se efectúa así un análisis preliminar de sensibilidad de los diferentes modelos de atenuación en los resultados, así como de los valores de σ asociados a las distribuciones de $M_{\text{MÁX}}$ y σ . Tras este análisis se fijan las combinaciones a incluir en el árbol lógico para el cálculo final, que se plantea con mayor resolución en una malla equiespaciada cada $0,1^\circ$ en latitud y longitud y partiendo de la zonificación sismogénica con detalle nacional (Figuras 4.7, 4.8 y 4.9).

En todos los casos se estima la amenaza en términos de PGA y ordenadas espectrales SA (T) para periodos T de (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s) y se representan los mapas de periodos de retorno 500, 1.000 y 2.500 años para PGA, SA (0,2 s) y SA (1 s). Además, en las 6 capitales de Centroamérica se obtienen las curvas de amenaza para estos parámetros, así como los espectros de amenaza uniforme para los tres periodos de retorno mencionados. Finalmente se efectúa la desagregación también en las capitales, para los movimientos objeto que resultan de las estimaciones de amenaza para los mismos periodos de retorno, caracterizados por los valores de PGA, SA (0,2 s) y SA (1 s).

Describimos a continuación cada una de las fases de cálculo.

4.2.2. CÁLCULO DE LOS PARÁMETROS SÍSMICOS DE LAS ZONAS

Se ha realizado el cálculo de los parámetros de sismicidad para las zonas correspondientes a las dos zonificaciones adoptadas. Para ello, en primer lugar se ha depurado el catálogo sísmico de réplicas y premonitores a fin de considerar en cada zona únicamente los sismos principales, de modo que se pueda verificar la hipótesis de ajuste de la sismicidad a un modelo de Poisson, acorde con el método probabilista zonificado. La depuración se ha realizado con el programa Cluster de SEISAN, programa que fue modificado y adaptado a las necesidades de la presente investigación.

A continuación, se ha explotado el catálogo para el modelo de zonas regional, extrayendo los sismos englobados en cada zona, teniendo en cuenta la profundidad asociada:

- Zonas corticales: sismicidad superficial, con $h \leq 25$ km.
- Zonas de subducción interfase: sismicidad intermedia, con $25 < h \leq 60$ km.
- Zonas de subducción intraplaca: sismicidad profunda, con $h > 60$ km.

Para establecer la ley de recurrencia de cada zona se ha adoptado el modelo de Gutenberg- Richter, por lo que se han realizado ajustes de la sismicidad a la expresión: $\text{Log } N = a + b \cdot M$.

En todos los casos se ha tomado una magnitud mínima de truncamiento M_0 4,5. Para fijar la magnitud máxima ($M_{\text{MÁX}}$) de cada zona se ha considerado una distribución Gaussiana con una cierta desviación estándar (tal como requiere el cálculo con CRI-SIS07) definida por los parámetros:



- M_1 : magnitud máxima observada en la zona, que corresponde al umbral inferior de la distribución de $M_{MÁX}$.
- M_2 : magnitud máxima acorde con la tectónica de la zona, que corresponde al umbral superior de la distribución de $M_{MÁX}$.
- σ (m): magnitud máxima esperada, que corresponde a la $M_{MÁX}$ que se considera más probable.
- μ : desviación estándar de la distribución de $M_{MÁX}$.

En la zonificación regional, los valores de M_1 , M_2 , y σ se han fijado para cada tipo de zona. Las Tablas 4.5, 4.6 y 4.7 recogen los valores adoptados, junto con los parámetros a y b de la ley Gutenberg-Richter resultante del ajuste de la sismicidad para las zonas corticales, de subducción interfase y de subducción intraplaca, respectivamente. Las Figuras 4.13, 4.14 y 4.15 representan los correspondientes modelos de recurrencia regionales.

A continuación, se han calculado los parámetros sísmicos de las zonas definidas a nivel nacional siguiendo las mismas pautas que con la zonificación regional, a excepción de la definición de las distribuciones de $M_{MÁX}$. En este caso se ha analizado particularmente la sismicidad y tectónica de cada zona y se han determinado valores específicos de M_1 , M_2 , y σ . Las Tablas 4.8, 4.9 y 4.10 recogen los parámetros característicos de las zonas a nivel nacional para zonas corticales, interfase e intraplaca, respectivamente, y las Figuras 4.16, 4.17 y 4.18 representan las correspondientes leyes de Gutenberg-Richter.

Tabla 4.5. Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación regional, siglas (CAc).

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Mag. máx.			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
CAc 1	Petén-Belice	15	7,0	6,7	7,4	3,368	-0,776	0,749
CAc 2	Polochic-Motagua	15	7,6	7,5	7,9	4,300	-0,855	2,829
CAc 3	Bloque de Honduras	15	6,8	6,8	7,3	4,930	-1,025	2,066
CAc 4	Arco Volc. Norte	15	6,7	7,1	7,0	5,044	-0,962	5,188
CAc 5	Arco Volc. Sur	15	7,0	7,0	7,0	5,548	-1,077	5,012
CAc 6	Ante Arco Am. Central	15	7,6	7,6	7,7	7,113	-1,186	59,411
CAc 7	Zona Frac. Panamá	15	7,4	7,5	7,7	6,092	-1,067	19,608
CAc 8	Bloque de Panamá	15	7,4	7,1	7,7	4,876	-0,925	5,166
CAc 9	Plataforma Caribe Nic.	15	6,5	6,2	7,3	4,956	-1,061	1,513
CAc 10	Cint. Def. N. Panamá	15	7,9	7,7	8,1	4,299	-0,863	2,598
CAc 11	Zona Atrato-Murindo	15	7,3	7,0	7,8	4,891	-0,988	2,791

Nota: N(mo) número anual de sismos de $MW \geq 4,5$; M1 es MW máxima observada, M2 es MW máxima geológica, E(M) es MW máxima probable.



Tabla 4.6. Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca o interfase. Zonificación regional, siglas (CA_{Si})

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Buz	Mag. máx.			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
CA _{Si} 1	Subd. Interplaca del NW	34 – 60	30° NE	7,9	7,9	8,1	5,274	-0,939	11,170
CA _{Si} 2	Subd. Interplaca del SE	34 – 60	30° NE	7,4	7,8	8,0	3,569	-0,743	1,688
CA _{Si} 3	Subd Interplaca. Bloq Pan.	34 – 60	0 °	7,3	7,0	7,6	3,651	-0,797	1,161

Tabla 4.7. Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca de Centro América. Zonificación regional, siglas (CA_{Sp})

Código	Nombre de la zona	Prof. (km)	Buz	Mag. máx.			Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
CA _{Sp} 1	Subduc-Intraplaca-C.Am	61- 250	65°NE	7,7	7,4	8,0	6,024	-1,046	20,799
CA _{Sp} 2	Subduc-Intrap-Pan-Ctral	61- 250	0°	7,1	6,6	7,5	1,804	-0,593	0,136



Tabla 4.8. Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación nacional (siglas con letra inicial del país)

País	Nombre de la zona	Código	Zona (km)		Mag. máx.			Índices sísmicos		
			E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)		
Guatemala	Guat. Pacífico Ctral.	G1	20	7,5	7,2	7,7	4,71	0,92	3,51	
	Guat-El. Salv. Antearco. Ctrl	G2-S2	20	6,3	6,0	6,5	4,83	1,03	1,60	
	Guat. Acrc.Volc. Oeste	G3	10	6,7	6,5	7,0	2,27	0,67	0,18	
	Guat. Arc.Volc.Este	G4	10	7,0	6,8	7,3	3,03	0,72	0,65	
	Guat-Sal-Hon. Depresión ctrl.	G5-S5-H1	10	6,8	6,5	7,0	3,95	0,88	0,97	
	Guat. Polich-Motagua Oeste	G6	10	7,8	7,5	8,0	3,81	0,82	1,32	
	Guat. Poloch-Motagoa NE	G7	10	7,8	7,5	8,0	3,47	0,78	0,93	
	Guat. Norte (Peten-Belice)	G8	10	6,7	6,5	7,0	3,37	0,78	0,75	
Honduras	Guat-Sal-Hon. Depres Ctrl.	G5-S5-H1	10	6,8	6,5	7,0	3,95	0,88	0,97	
	Hond. Altiplano Central	H2	10	6,3	6,0	6,5	5,32	1,21	0,73	
	Hond-Nic.Zona Gayape	H3-N11	10	6,3	6,0	6,5	4,44	1,09	0,36	
El Salvador	El Salv.Pacífico Central	S1	20	7,5	7,2	7,7	8,03	1,56	9,77	
	Guat-El.Salv. Antearco.Ctrl	G2-S2	20	6,3	6,0	6,5	4,83	1,03	1,60	
	El Salv. Arco Volcánico ctrl.	S3	10	7,0	6,8	7,3	4,00	0,87	1,18	
	Salv.Nic.ArcVolc (G.Fonsec)	S4-N5-H4	10	6,6	6,4	6,9	4,09	0,97	0,52	
	Guat-Sal-Hon. Depresión ctrl.	G5-S5-H1	10	6,8	6,5	7,0	3,95	0,88	0,97	
	Nicaragua									
Nicaragua	Nic. Pacífico Oeste	N1	10	8,0	7,6	8,3	6,47	1,18	13,73	
	Nic. Pacíf. SE-CR Papagayo	N2-C1	20	7,4	7,1	7,6	7,73	1,41	25,03	
	Nic. Antearco Oeste	N3	20	6,8	6,5	7,0	4,09	0,88	1,35	
	Nic. Antearco Este	N4	20	6,8	6,5	7,0	4,06	1,02	1,05	
	Salv-Nic.ArcVolc (G.Fonsec)	S4-N5-H4	10	6,6	6,4	6,9	4,08	0,97	0,52	
	Nic. Arco Volc. O-Ctral	N6-N7	10	6,5	6,2	6,7	4,50	0,95	1,68	
	Nic. Arco Volc. SE	N8	10	6,8	6,5	7,0	2,50	0,68	0,27	



País	Nombre de la zona	Código	Zona (km)	Mag. máx.				Índices sísmicos		
				E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)	
Nicaragua	Nic. Depres. Tras Arco	N9-N10	10	6,8	6,7	7,0	1,61	0,50	0,24	
	Hond-Nic.Zona Gayape	H3-N11	10	6,3	6,0	6,5	4,46	1,09	0,36	
	Nic. Caribe Sur	N12	10	6,2	5,9	6,4	5,11	1,21	0,44	
	Nic. Caribe Noroeste	N13-N14	10	6,2	5,9	6,4	4,64	1,08	0,57	
	Nic. Pacíf. SE-CR Papagayo	N2-C1	20	8,0	7,7	8,3	7,73	1,40	25,03	
Costa Rica	CR. Antearco Noroeste	C2	20	7,2	7,0	7,5	4,81	0,993	2,20	
	CR. Ante Acto Pac. Ctral.	C3	15	7,3	7,1	7,5	4,78	0,917	4,56	
	Pan-CR.ZFP-Burica	P1-C4	5	7,5	7,4	7,6	6,09	1,06	19,61	
	CR. Arc.Voc. Guanacaste	C5	10	6,6	6,5	7,0	4,19	0,931	1,00	
	CR. Cord. Volc. Ctral	C6	10	7,1	6,9	7,2	4,04	0,89	1,09	
	CR-Talamanca.	C7	10	7,1	6,9	7,5	5,74	1,18	2,76	
	Pan.Cint.Def.N. Pan-Limón	P8-C8	15	7,8	7,7	8,0	4,30	0,86	2,60	
	CR. Trascarco Norte	C9	10	6,3	6,1	7,0	3,77	0,97	0,25	
	CR. Carib. Ctral-Parismina	C10	20	6,2	6,8	6,6	4,72	1,13	0,44	
	Pan-CR.ZFPan-Burica	C4-P1	5	7,5	7,4	7,6	6,09	1,06	19,61	
Panamá	Pan. Cint.Def. Sur-Pan	P2	10	7,1	6,8	7,5	4,63	0,92	2,97	
	Pan. Antearo Colombia	P3	20	7,0	6,5	7,5	3,78	0,87	0,73	
	Pan. Zona de Sutura Atrato	P4	10	7,2	7,0	7,5	4,71	0,98	1,93	
	Pan Occidental	P5	10	6,5	6,3	6,7	6,10	1,37	0,89	
	Pan. Central	P6	10	6,7	6,5	7,2	3,68	1,06	0,08	
	Pan. Este-Darien	P7	10	7,4	7,1	7,6	3,35	0,73	1,12	
	Pan.Cint.Def.N. Pan-Limón	P8-C8	15	7,8	7,7	8,0	4,30	0,86	2,60	



Tabla 4.9. Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca. Zonificación nacional, siglas (si) precedidas de la letra inicial del país

Código	Nombre de la zona	Código	Prof. (km)	Buz.	Mag. máx.			Índices sísmicos		
					E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
Guatemala	Guat. Interplaca	Gsi 9	26 -70	30°N	7.9	7.7	8.2	4.07	0.83	2.14
El Salvador	El Salv. Interplaca	Ssi 5	26 -70	30°NNE	7.9	7.7	8.2	5.11	1.00	3.93
Nicaragua	Nic. Interplaca Noroeste	Nsi 15	26 -70	45°NE	7.9	7.7	8.2	6.61	1.33	4.32
	Nic. Interplaca Sureste	Nsi 16	26 -70	45°NE	7.9	7.7	8.2	3.79	0.78	1.94
Costa Rica	CR. Interplaca Nicoya	Csi 11	26 -63	35°NE	7.8	7.7	8.0	2.03	0.54	0.38
	CR. Interplaca Quepos	Csi 12	26 -51	28°NE	7.0	6.8	7.4	3.87	0.90	0.65
	CR. Interplaca Osa	Csi 13	26 -52	23°NE	7.4	7.3	7.6	1.29	0.48	0.14
Panamá	Pan. Interplaca Sur.Pan	Psi 9	26 -50	20°N	7.1	6.7	7.5	3.90	0.92	0.58
	Pan. Interp. S. Blas. Darién -Chocó	Psi 10	50 Fijo	0°	7.5	7.0	7.7	3.65	0.79	1.16
México	Chiapas interplaca	Chsi 1	25-120	35 °NE	7.0	6.8	7.2	5.30	0.89	18.93

Tabla 4.10. Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca. Zonificación nacional siglas (sp) precedidas de la letra inicial del país

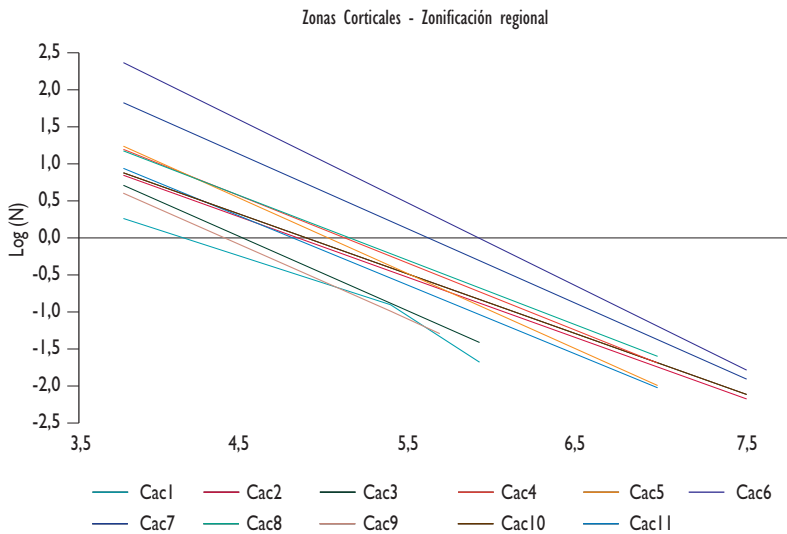
Código	Nombre de la zona	Código	Prof. (km)	Buz.	Mag. máx.			Índices sísmicos		
					E(M)	M1	M2	a	b	N(mo)
Guatemala	Guat. Intraplaca	Gsp 10	61- 250	60°N	7.9	7.7	8.2	4.84	0.92	5.00
El Salvador	El Salv. Intraplaca	Ssp 6	61- 200	60°N	7.9	7.7	8.2	5.11	1.00	4.49
Nicaragua	Nic. Intraplaca	Nsp 17	61- 200	75°NE	7.3	7.0	7.5	6.53	1.20	13.76
Costa Rica	CR. Intraplaca NW	Csp 14	40- 177	65°NE	7.0	6.5	7.4	4.70	1.05	0.98
	CR. Intraplaca Central	Csp 15	40- 155	50°NE	7.4	7.3	7.6	2.94	0.71	0.54
	CR. Intraplaca SE	Csp 16	40- 82	38°N	6.8	6.2	7.4	2.19	0.70	0.11
Panamá	Pan. Intraplaca Sur	Psp 11	50- 100	70°S	7.1	6.6	7.5	1.81	0.59	0.14



Nota: En las columnas encabezadas con “código” se indica el nombre de zona sísmica, dentro de la correspondiente zonificación. Las demás columnas responden a la siguiente leyenda:

- Valor “a”: ordenada en el origen de la relación Gutenberg-Richter (normalizado a un año).
- Valor “b”: índice de sismicidad (pendiente de la relación Gutenberg-Richter).
- $N(m_0)$ para las Tablas 4.4, 4.5 y 4.6, indica el número anual de temblores de magnitud mínima M_w 4,5, también denominado Tasa con posible abreviatura como \dot{A} .
- $E(M)$: valor probable de la máxima magnitud esperada en la fuente.
- M_1 : magnitud máxima observada en la fuente.
- M_2 : magnitud máxima que establece la geología de la fuente.
- Prof.: profundidad promedio en kilómetros de cada fuente sísmica.
- Buz.: ángulo de buzamiento de la correspondiente zona, para el caso de zonas de subducción.

Figura 4.13. Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación regional



Por favor, comprobar estos gráficos, pongo los datos que indican, pero no me salen igual que en los que envían.



Figura 4.14. Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase. Zonificación regional

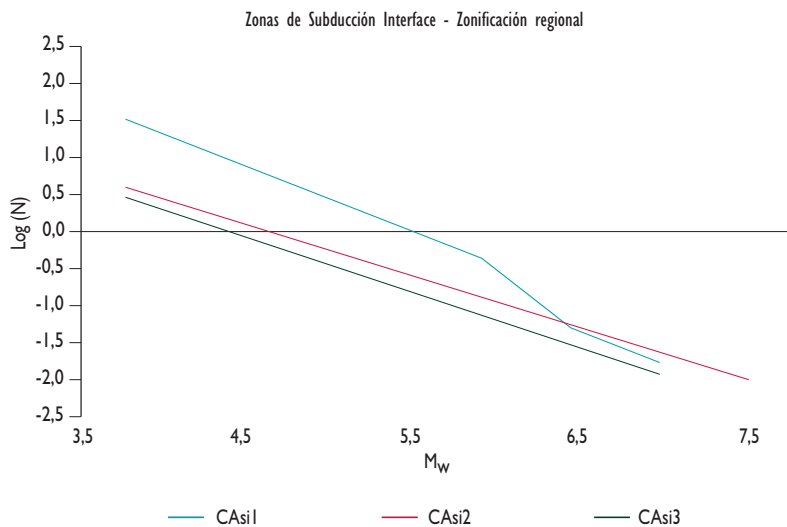


Figura 4.15. Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción intraplaca. Zonificación regional

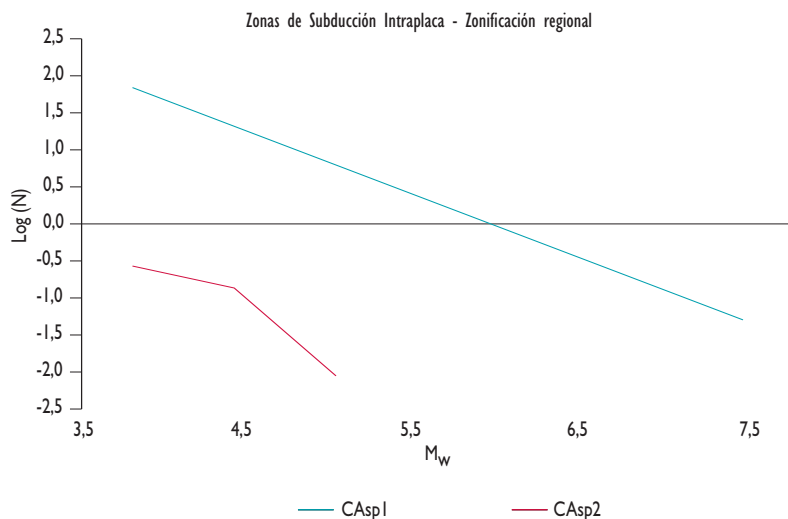
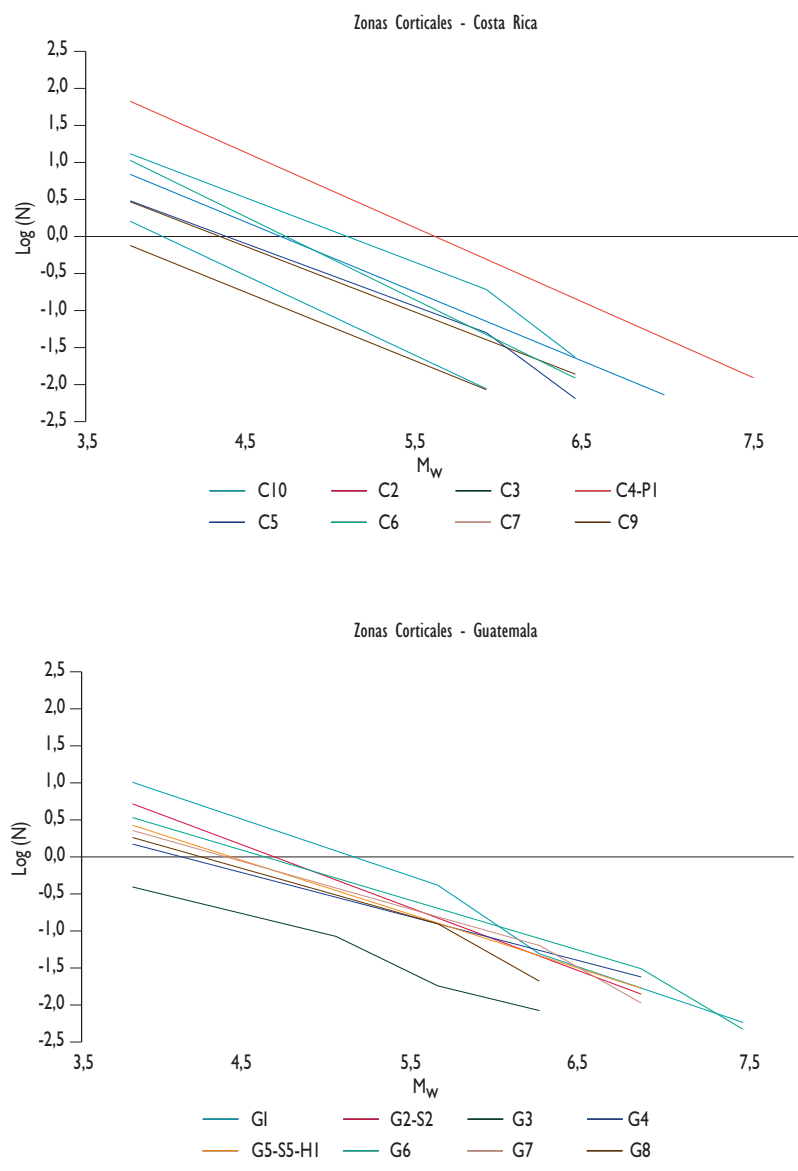




Figura 4.16 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación nacional



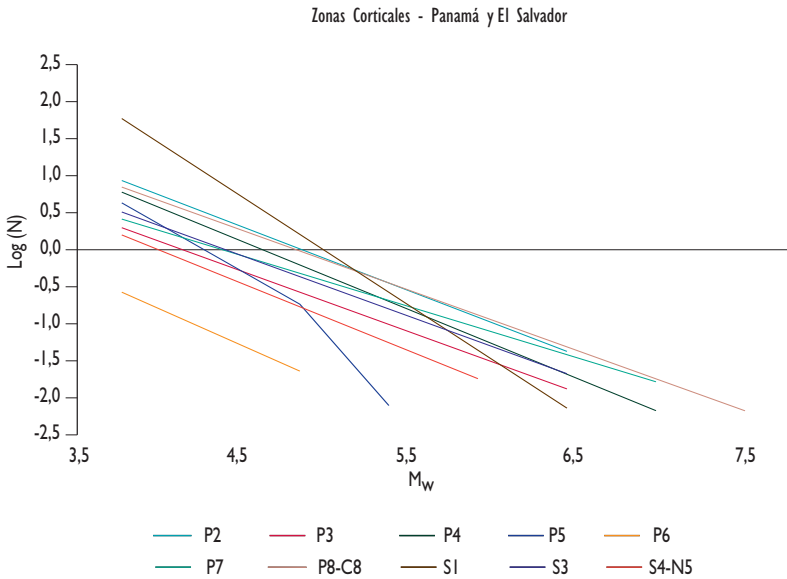
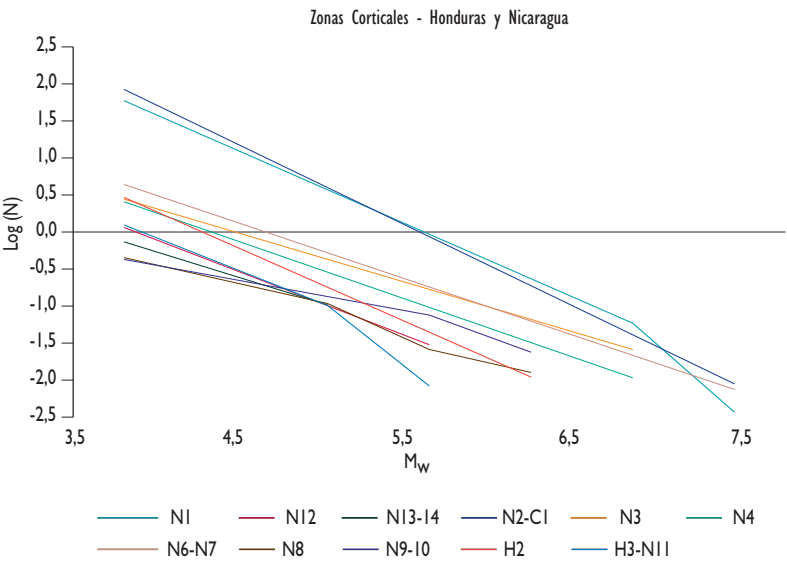




Figura 4.17. Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción interfase.
Zonificación nacional

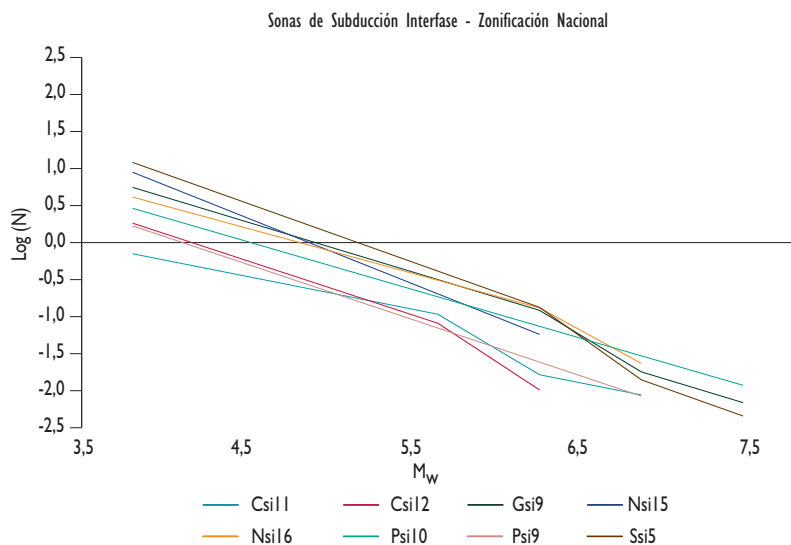
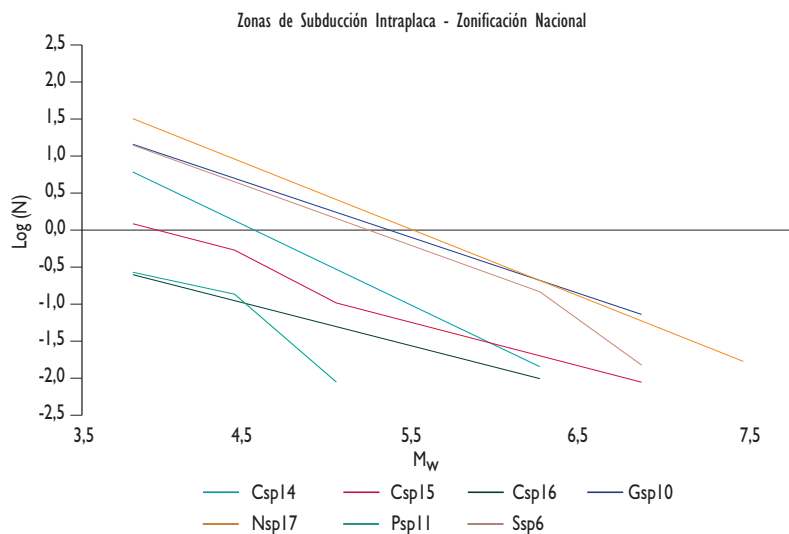


Figura 4.18. Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción intraplaca.
Zonificación nacional



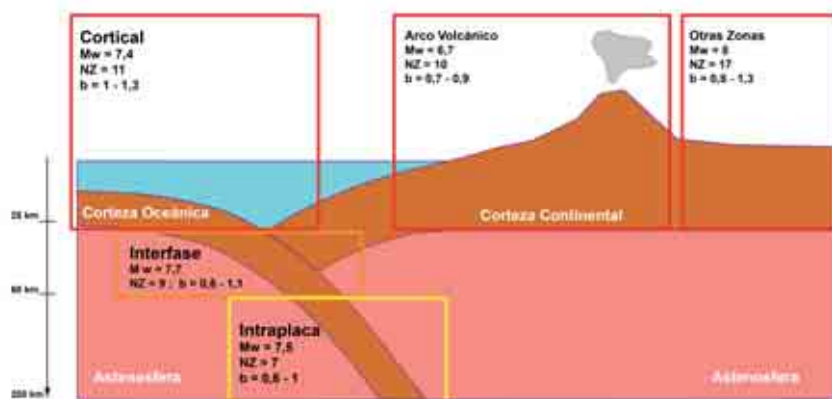


Dependiendo de la distribución espacial y de la profundidad de las zonas se han encontrado rangos determinados para los valores de “b”. La Figura 4.19 muestra un perfil en profundidad de las zonas agrupadas según su ubicación sismotectónica. Los valores de b encontrados para las 53 zonas sísmicas identificadas en la zonificación nacional quedan distribuidos de la siguiente manera:

- En la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tensionales por doblamiento de la placa subducente, los valores de “b” oscilan entre 1 y 1,3.
- En la zona trasarco y cinturones deformados (otras zonas en Figura 4.19) donde predominan fallamientos inversos, los valores de “b” se distribuyen entre 0,8 y 1,3.
- En el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo, los valores de “b” se encuentran en el rango de 0,7 a 0,9.
- En la zonas interfase o interplaca los “b” calculados oscilan entre 0,6 y 1,1.
- En las zonas intraplaca de profundidad intermedia, donde predominan los regímenes de rupturas normales, los valores de “b” están dentro del rango de 0,6 a 1,00.

Estos valores obtenidos son bastante consistentes si se comparan con los registrados a nivel mundial, como los de Schorlemmer *et al.* (2005) para ese tipo de regímenes.

Figura 4.19. Modelo en perfil de zonas sísmicas en profundidad: MW es la magnitud máxima esperada, NZ es el número de zonas locales asociadas a la región sismotectónica, b es el índice sísmico característico de la región sismotectónica





4.2.3. Análisis de sensibilidad para definición de parámetros y pesos del Árbol lógico

Antes de proceder al cálculo final de la amenaza en Centroamérica, se han realizado análisis preliminares partiendo del modelo de zonas regionales con diferentes modelos de atenuación entre los seleccionados previamente (apartado 4.1.3) y variando las distribuciones de M_{MAX} asignadas a las zonas, así como otros parámetros de integración. De esta forma, se ha examinado la sensibilidad de las diferentes entradas de cálculo en los resultados, encontrándose, tal como era esperable, que la atenuación resulta el factor más determinante.

Por las particularidades sismotectónicas de la región de estudio se requiere emplear diferentes modelos de atenuación para las zonas corticales, interfase e intraplaca. Ello supone que en una misma ejecución deben combinarse tres modelos de atenuación diferentes, cada uno asignado a un conjunto de zonas.

Tras la discusión efectuada sobre los modelos de atenuación, cuyo resultado ha sido la selección de los más idóneos, y tras valorar los resultados del análisis de sensibilidad previo, se ha optado por construir un árbol lógico con un nodo para atenuación y con cuatro ramas que representan las siguientes combinaciones:

- Rama 1 (CYY)
 - Zonas corticales con modelo de atenuación Climent *et al.*, 1994.
 - Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
- Rama 2 (CYZ):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación de Climent *et al.*, 1994.
 - Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
- Rama 3 (ZYY):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
 - Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
- Rama 4 (ZYZ):
 - Zonas corticales con modelo de atenuación de Zhao *et al.*, 2006.
 - Zonas de subducción interfase con atenuación de Youngs *et al.*, 1997.
 - Zonas de subducción intraplaca con atenuación de Zhao *et al.*, 2006.

Debido a esta combinación de ecuaciones y a la necesidad de tener compatibilidad entre ellas en la definición de la componente horizontal del movimiento del suelo que caracteriza la amenaza, el modelo CLI94 debió ser ajustado de acuerdo a las recomendaciones de Beyer y Bommer (2006) para obtener los resultados en función de la media geométrica.

La ponderación en el árbol lógico debe efectuarse para cada rama, lo que supone asignar los pesos no a cada modelo, sino a cada combinación de ellos. Como no hay



una preferencia clara por ninguna de las combinaciones, se opta por ponderar cada una con un peso de 0,25.

A continuación se calcula la amenaza a partir del modelo de zonas nacionales, según el árbol lógico formulado. Como parámetros de entrada de cálculo de las zonas se introducen los parámetros de sismicidad dados en las Tablas 4.8, 4.9 y 4.10. El cálculo se efectúa con el programa CRISIS07, en una malla de puntos cubriendo toda la región, equiespaciados $0,1^\circ$ en latitud y en longitud. Además de la amenaza total, generada por todo el conjunto de fuentes, se han efectuado análisis de desagregación en las capitales. Los resultados se presentan en el siguiente capítulo.



CAPÍTULO 5.

RESULTADOS. DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

5.1. RESULTADOS. MAPAS DE AMENAZA SÍSMICA

Se presentan en este capítulo los resultados finales del cálculo de la amenaza sísmica en Centroamérica desarrollado en este estudio, que corresponden a mapas de amenaza para toda la región.

Se han generado mapas para periodos de retorno de $PR = 500$, 1.000 y 2.500 años, para la aceleración pico (PGA) y para ordenadas espectrales $SA(0,2\text{ s})$ y $SA(1\text{ s})$. Resultan así un conjunto de 9 mapas, que se muestran en las Figuras 5.1 a 5.3 para los tres parámetros con $PR = 500$ años; Figuras 5.4 a 5.6 para $PR = 1.000$ años y 5.7 a 5.9 para $PR = 2.500$ años.

Un primer análisis de estos mapas permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico PGA se predicen en la zona de la fractura de Panamá y en determinadas regiones de la cadena volcánica, donde se suma la influencia de la actividad de fallamiento local junto con la de la zona de subducción.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA en torno a 600 gal para la zona de fractura de Panamá y alrededor de 500 gal para las otras zonas de máxima amenaza de la cadena volcánica ubicadas en Guatemala, El Salvador y Nicaragua. Fuera de estas zonas paralelas a la costa, la PGA decae hacia el interior, presentando valores menores de 300 gal. Una excepción se presenta al sur de Guatemala, donde las isolíneas dejan de ser paralelas a la costa y la PGA decae más lentamente que en otros países, acusando la influencia de la falla de Motagua. Como era de esperar, Honduras y el norte de Nicaragua presentan la menor amenaza sísmica de la región centroamericana.
- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máxima amenaza.



La diferencia más notable entre la morfología de los mapas de los 3 periodos de retorno radica en el hecho de que para 2.500 años la mayor amenaza se desplaza al sur de Guatemala, tal vez debido a la confluencia de tres escenarios sísmicos —subducción, fallamiento local y Motagua— con peso significativo del último para los periodos de retorno más largos.

- Los mapas de SA (0,2 s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, con máximos más marcados al sur de Guatemala, llegando a valores del orden de 1.300 gal, 1.600 gal y 2.000 gal para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años, respectivamente.
- En los mapas de SA (1 s) desaparecen las concentraciones de máximo en torno a la cadena volcánica y la mayor amenaza se presenta en las zonas costeras, poniendo de manifiesto la mayor influencia de la actividad de subducción para este periodo estructural. Los valores máximos que se alcanzan son de 300 gal para 500 años de periodo de retorno, 400 gal para 1.000 años y 500 gal para 2.500 años.



Figura 5.1. Mapa de amenaza sísmica en términos de PGA (gal) para PR = 500 años





Figura 5.2. Mapa de amenaza sísmica en términos de SA (0,2 s) expresada en gales para PR = 500 años





Figura 5.3. Mapa de amenaza sísmica en términos de SA (1,0 s) expresada en gales para PR = 500 años





Figura 5.4. Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR = 1.000 años





Figura 5.5. Mapa de amenaza en términos de SA (0.2 s) expresada en gales para PR = 1.000 años





Figura 5.6. Mapa de amenaza en términos de SA (1.0 s) expresada en gales para PR = 1.000 años





Figura 5.7. Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR = 2.500 años





Figura 5.8. Mapa de amenaza en términos de SA (0.2 s) expresada en gales para PR = 2.500 años

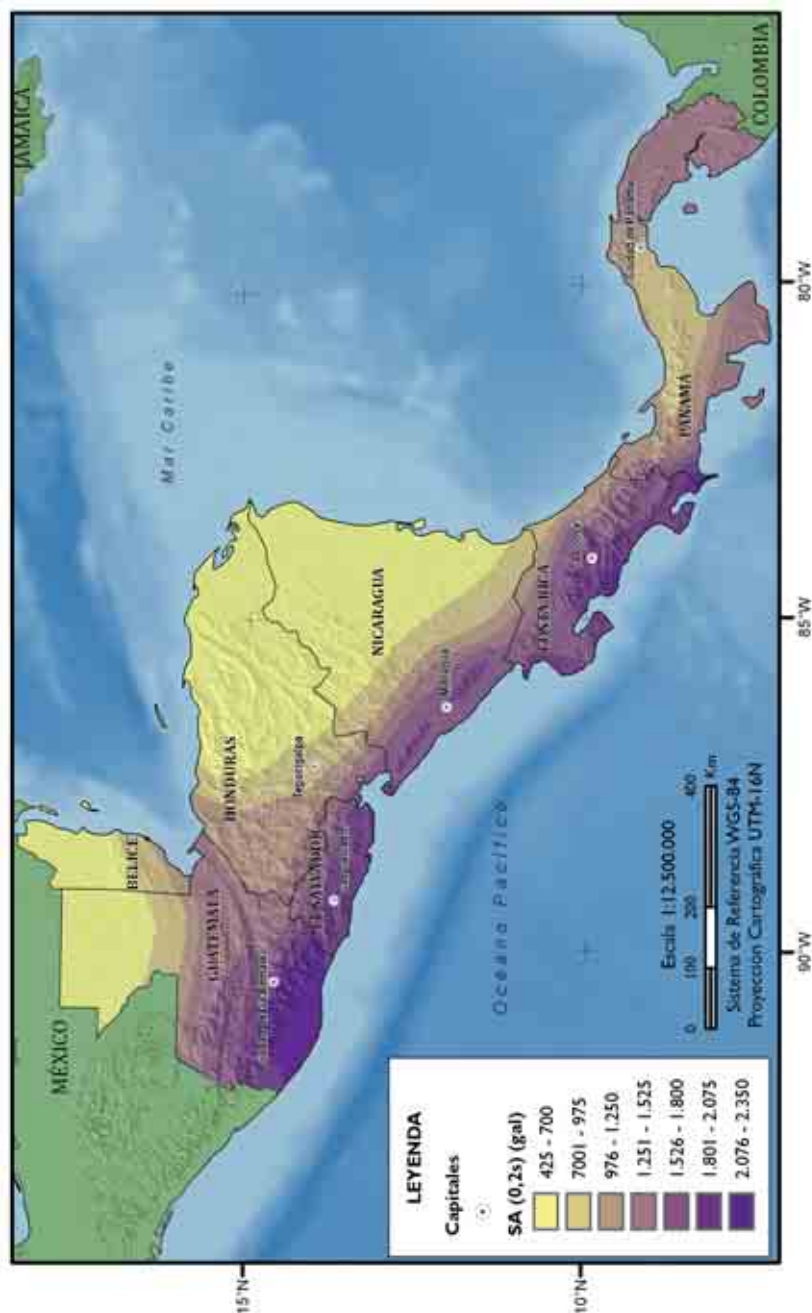




Figura 5.9. Mapa de amenaza en términos de SA (1.0 s) expresada en gales para PR = 2.500 años. Base cartográfica de las Figuras 5.1 a 5.9 obtenidas de ArcGIS (ESRI).





5.2. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

El estudio realizado en el marco del proyecto RESIS II constituye un nuevo avance en el conocimiento de la amenaza sísmica de Centroamérica y viene a arrojar la tercera generación de mapas de amenaza con carácter regional.

Tras los resultados presentados en estudios regionales anteriores realizados por Rojas *et al.* (1993) y Montero *et al.* (1997), no se ha desarrollado ningún nuevo estudio específico para toda la región, aunque sí se han realizado trabajos parciales en los diferentes países o bien estudios de amenaza en áreas más amplias comprendiendo la región centroamericana, entre otras. Cabe citar, entre estos últimos, los estudios enmarcados en el proyecto GSHAP (Shedlock, 1999) o los realizados para México, Caribe y Centro y Sudamérica, extendiendo los resultados del proyecto anterior (Tanner y Shedlock, 2004), ambos siguiendo un método probabilista zonificado. También se realizó un estudio de amenaza de Centroamérica aplicando el método de Kernel con el que se obtuvieron mapas aplicables a estimación de pérdidas (Yong *et al.*, 2002).

El estudio cuyos resultados se presentan en este informe supone el primero desarrollado para toda la región centroamericana en la primera década de 2000, con participación de especialistas de todos los países del área y con información local actualizada de los bancos de datos sismológicos y de movimiento fuerte. Concretamente, se ha confeccionado para el estudio un catálogo sísmico regional actualizado hasta diciembre de 2007 y una base de datos de acelerogramas de la región con la que se han contrastado los modelos de atenuación a incluir en el cálculo. Esta base de datos contiene acelerogramas de los últimos sismos ocurridos (El Salvador, 2001; Nicaragua, 2005; Costa Rica 2003 y 2005) que aportan valiosa información sobre la propagación del movimiento fuerte en los diferentes entornos tectónicos: cortical, de subducción interplaca y de subducción intraplaca. Precisamente para el estudio se han incluido modelos de atenuación diferentes y específicos para los tres entornos, lo que supone un avance respecto a otros estudios previos.

Una de las particularidades del estudio realizado, que merece especial atención, ha sido el riguroso tratamiento seguido, tanto para contemplar una zonificación específica para cada uno de los escenarios sísmicos de la región, como para seleccionar y calibrar modelos de atenuación para cada uno de ellos. Esta característica, que se presenta en algunas zonas del mundo afectadas tanto por sismos corticales como de subducción, supone una complicación en los correspondientes estudios de amenaza. El hecho de haber diferenciado tres modelos de zonas con sus correspondientes leyes de atenuación aporta un valor añadido al estudio y permite suponer que los resultados son más realistas que los que se obtienen adoptando otras simplificaciones.

La evaluación se ha realizado siguiendo un método probabilista zonificado acorde al estado actual del arte en estudios de amenaza (en la línea metodológica PSHA), componiendo un árbol lógico para cuantificar la incertidumbre epistémica inherente a los modelos de atenuación y empleando cuatro combinaciones de estos modelos en cada ejecución. Cada combinación consta de un modelo para sismos corticales, otro para



subducción interplaca y otro para subducción intraplaca. Es importante destacar que el modelo de zonificación sismogenética adoptado distingue zonas nacionales dentro de las grandes unidades regionales, por lo que la zonificación empleada es de mayor detalle que la que sirvió de base en estudios previos, aunque ha sido hecha con el consenso de los especialistas de todos los países y es coherente a nivel regional, sin discontinuidades en las fronteras.

Por primera vez la amenaza se ha evaluado en términos de 5 aceleraciones espectrales, además de aceleración pico del movimiento, para periodos estructurales de (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s), lo que ha permitido obtener espectros de amenaza uniforme UHS en las seis capitales centroamericanas, además de curvas de amenaza para los seis parámetros de movimiento estimados (estos resultados se presentan en la Segunda Parte, insertados en el capítulo correspondiente a cada país). En todos los casos, se consideraron emplazamientos genéricos en roca firme, tanto para los mapas como para los resultados de las capitales, lo que significa que el efecto local no ha sido incluido en esta fase del estudio.

La evaluación no se ha restringido a un periodo de retorno de 500 años, sino que se ha ampliado a periodos de 1.000 y 2.500 años, para permitir aplicaciones en grandes obras de ingeniería civil. También es de destacar, como nuevo aporte respecto a otras evaluaciones previas, los resultados de la desagregación 2D realizada en las capitales, con la consiguiente deducción de los pares (M, R) con mayor contribución a la amenaza, representativos de los sismos de control. Esto se ha hecho tanto para movimientos objeto de corto periodo, caracterizados por la PGA, como para los de largo periodo representados por SA (1 s), unos y otros resultantes de la evaluación de amenaza a 500 y 2.500 años de periodo de retorno.

Los resultados presentados y comentados en el apartado previo han sido comparados con los de otros estudios, pudiendo establecerse lo siguiente:

- Los valores de PGA para periodos de retorno de 500 y 1.000 años obtenidos en el presente estudio son, en general, más altos que los estimados por Rojas *et al.* (1993) y Montero *et al.* (1997) y los correspondientes mapas presentan una morfología muy diferente, con isolíneas más irregulares, evidenciando concentraciones en torno a las zonas más sísmicas. Esto se explica por la inclusión de zonas sismogenéticas más pequeñas y con mayor detalle, lo que resulta más realista.
- La misma diferencia de detalle se encuentra en la comparación con el mapa de PGA para 475 años del proyecto GSHAP (Shedlock, 1999) y con los de Tanner y Shedlock (2004), que incluyen además mapas de SA (0,2 s) y SA (1 s). En éstos, el cálculo se ha desarrollado partiendo de modelos de zonas muy amplias, reflejando de forma prácticamente uniforme para todo Centroamérica la influencia de los grandes escenarios de subducción y de cadena volcánica. En general, los valores dados, tanto para PGA como para SA (0,2 s) y SA (1 s), son del mismo orden de valores que los obtenidos en nuestro estudio, si bien en



nuestro caso se presentan mayores variaciones geográficas. Hay otra importante diferencia en ambas series de mapas y es que, mientras en los de GSHAP y Tanner y Shedlock (2004) los valores máximos se concentran en ciertas zonas costeras, más influenciadas por los sismos en zona límite de placas, en los mapas de nuestro estudio los máximos valores tienden a agruparse en zonas de elongación paralela a la trinchera y alineadas con la cadena volcánica, a excepción de dos núcleos que aparecen en la costa del sur de Guatemala y de Costa Rica.

- Los mapas obtenidos por Yong *et al.* (2002) empleando el método de Kernel para estimar los máximos terremotos en celdas de $0,5^\circ$ de latitud y longitud, presentan valores de amenaza (expresada por la PGA para 10% de probabilidad de excedencia en 50 años) mayores que los deducidos en nuestro estudio, con concentraciones evidentes en ciertas celdas costeras, reflejo de los mayores sismos en el límite de placas Coco-Caribe. Las leyes de atenuación empleadas en este estudio fueron desarrolladas por Martin (1990) y Mc Guire (1993) para Chile y Argentina, sin haber sido calibradas con datos locales.
- Comparando los valores puntuales de amenaza en las capitales, Rojas *et al.* (1993) estiman valores considerablemente menores de PGA para 10% de probabilidad de excedencia en 50 años (equivalente a un periodo de retorno de 475 años) que los deducidos en nuestro estudio para periodo de retorno de 500 años. Las diferencias pueden ser atribuidas al hecho de que Rojas *et al.* (1993) utilizan un único modelo de atenuación para todos los entornos, el de Fukushima y Tanaka (1990) desarrollado a partir de registros de Japón y AUSA, mientras que en nuestro estudio se usaron combinaciones de diferentes modelos calibrados con datos locales. Esto hace que, en principio, los valores ahora obtenidos resulten más fiables.

5.3. RESUMEN Y CONCLUSIONES GENERALES

Para finalizar, se presenta un resumen del estudio realizado, destacando las principales conclusiones que se pueden extraer del cálculo de amenaza en Centroamérica en el marco del proyecto RESIS II.

Se ha elaborado un catálogo sísmico regional, homogeneizado a magnitud momento y actualizado hasta diciembre de 2007, que contiene la sismicidad reportada y/o registrada desde 1522 con $M_w > 3,5$. Dicho catálogo ha sido confeccionado a partir de los catálogos nacionales y reúne el consenso de los sismólogos de la región.

El catálogo anterior ha sido filtrado de réplicas y premonitores y dividido en sub-catálogos para diferentes rangos de profundidad —superficial, intermedia y profunda— que han sido asociados a diferentes tipos de zonas para la estimación de las correspondientes leyes de recurrencia.

Se han propuesto dos zonificaciones sismogénicas combinando criterios sísmicos y tectónicos. Ambas contienen zonas englobadas en tres grandes grupos: corticales, de



subducción interfase y de subducción intraplaca. La primera zonificación abarca grandes zonas a nivel regional, mientras que la segunda distingue zonas nacionales dentro de esas grandes unidades, si bien es coherente a nivel regional y no presenta discontinuidades en las fronteras.

Las dos zonificaciones se definieron, en primer lugar, superponiendo la tectónica de la región con la sismicidad en los correspondientes rangos de profundidad. Los límites se trazaron tratando de separar zonas con potencial sísmico diferente, atendiendo a la capacidad de las fallas existentes para generar sismos de cierta magnitud y a la sismicidad observada. Se evitó que los límites de las zonas partieran fallas activas conocidas y se respetó la hipótesis que debe verificar toda zona sismogénica: la sismicidad es homogénea y temporal dentro de cada zona.

En una segunda fase, se dedujeron las leyes de recurrencia con la sismicidad de cada zona y se reajustaron los límites para asegurar que la sismicidad seguía un modelo de Poisson, tal como establece el método probabilista zonificado.

Se ha llevado a cabo la caracterización de zonas, tanto a nivel regional como a nivel nacional, modelizando en todos los casos la sismicidad por medio de modelos de Poisson y considerando leyes de recurrencia del tipo Gutenberg-Richter. Se ha tomado una magnitud mínima de truncamiento de M_0 4,5 y se ha estimado la tasa anual de sismos de $M \geq M_0$ [$N(M_0)$] y la pendiente de la ley Gutenberg-Richter (b o β), para caracterizar la recurrencia. Para la magnitud máxima se ha considerado una distribución de posibles valores, entre el máximo histórico reportado y el máximo posible según la tectónica de la zona, ajustando los valores intermedios (máximos creíbles) a una distribución gaussiana normalizada. Los parámetros resultantes guardan coherencia entre las zonificaciones regional y nacional y son consistentes con los de otros estudios realizados. Los rangos de variación encontrados para los valores de b en las 53 zonas diferenciadas a nivel nacional son los siguientes:

- (1,0-1,3) en la zona prearco, donde predominan los esfuerzos tensionales.
- (0,8-1,3) en las zona trasarco y cinturones deformados, donde predominan fallamientos inversos.
- (0,7-0,9) en el arco volcánico, donde predomina el régimen distensivo.
- (0,6-1,1) en las zonas interfase o interplaca.
- (0,6-1,0) en las zonas intraplaca de profundidad intermedia, donde predominan los regímenes de rupturas normales.

En lo referente a la zonificación, conviene señalar que hubiera sido deseable la modelización como tal de las mayores fallas de la región, considerando la sismicidad particularmente asociada a éstas en lugar de incluirla repartida en mayores zonas sismogénicas. Para un planteamiento de este tipo en el estudio de amenaza hubiera sido necesario conocer no sólo la magnitud del máximo sismo potencial capaz de ser generado en la falla, sino también su recurrencia, lo que a su vez requeriría conocer la tasa de deslizamiento. Desafortunadamente, las grandes fallas de la región, como la falla de



Motagua o la de Panamá, no han sido suficientemente estudiadas por el momento como para tener una idea fiable de los parámetros requeridos. Ésta es la razón por la que hemos tenido que abandonar dicho planteamiento, si bien se recomienda para futuros estudios de amenaza, lo que lleva a sugerir la necesidad de potenciar estudios de paleosismicidad y medidas de GPS en las grandes estructuras activas de la región. Ésta es una línea abierta de investigación, que llevaría a obtener resultados más precisos en planteamientos futuros.

Para contemplar la atenuación en el cálculo de la amenaza sísmica, se han seleccionado modelos de movimiento fuerte desarrollados en la región centroamericana y en otras con regímenes tectónicos afines y terrenos volcánicos. Se han considerado específicamente modelos para zonas corticales de fallamiento local, modelos para zonas de subducción interplaca y otros para zonas de subducción intraplaca. Estos modelos han sido contrastados con datos de una base de datos acelerométrica de Centroamérica, integrada por registros de movimiento fuerte de Costa Rica, Nicaragua y El Salvador. Tras un completo y exhaustivo análisis de residuos obtenidos entre los parámetros de movimiento fuerte registrados y los predichos con los diferentes modelos, se han elegido los que mejor se ajustan a nuestros datos y que resultan más idóneos. Éstos han resultado ser los modelos de atenuación Climent *et al.* (1994) para zonas corticales, Youngs *et al.* (1997) para subducción interfase e intraplaca, y Zhao *et al.* (2006) para zonas corticales y de subducción intraplaca. Para el cálculo posterior de amenaza se han propuesto cuatro combinaciones de estos modelos que han constituido otras tantas ramas del árbol lógico configurado para tener en cuenta la incertidumbre epistémica inherente a la atenuación, dada la gran sensibilidad que ésta presenta en los resultados.

El cálculo de amenaza se ha desarrollado con el programa CRISIS 07 (Ordaz *et al.*, 2007) en una malla de puntos cubriendo toda Centroamérica, equiespaciados $0,1^\circ$ en longitud y latitud y partiendo del modelo de zonas sismogénicas a nivel nacional. Los cálculos se han desarrollado en términos de aceleración pico, PGA, y espectrales, SA (T) para $T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) \text{ y } (2 \text{ s})$, y para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Se han representado mapas para los tres periodos de retorno y para PGA, SA (0,2 s) y SA (1 s), considerando condiciones de roca, por lo que los 9 mapas resultantes no incluyen el efecto local o de sitio. Dichos mapas representan valores medios de los obtenidos con las cuatro combinaciones de modelos de atenuación ensayados, dado que cada combinación se ha ponderado con 0,25 en la correspondiente rama del árbol lógico. No obstante se han deducido también los valores de la mediana, comprobando que la desviación entre unos y otros es menor del 2%.

Las conclusiones más destacables de los mapas obtenidos son:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en la zona de la fractura de Panamá, en el sur de Guatemala y en determinadas regiones de la cadena volcánica.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA en torno a 600 gal para la zona de fractura de Panamá y alrededor de 500 gal para



algunas zonas de la cadena volcánica ubicadas en Nicaragua, El Salvador y Guatemala. La PGA decae fuertemente hacia el interior del continente, con excepción del sur de Guatemala, donde el decaimiento es menor que en otros países y las isolíneas dejan de ser paralelas a la costa, acusando la influencia de la zona que alberga la falla de Motagua. Honduras y el norte de Nicaragua presentan la menor amenaza sísmica de la región centroamericana.

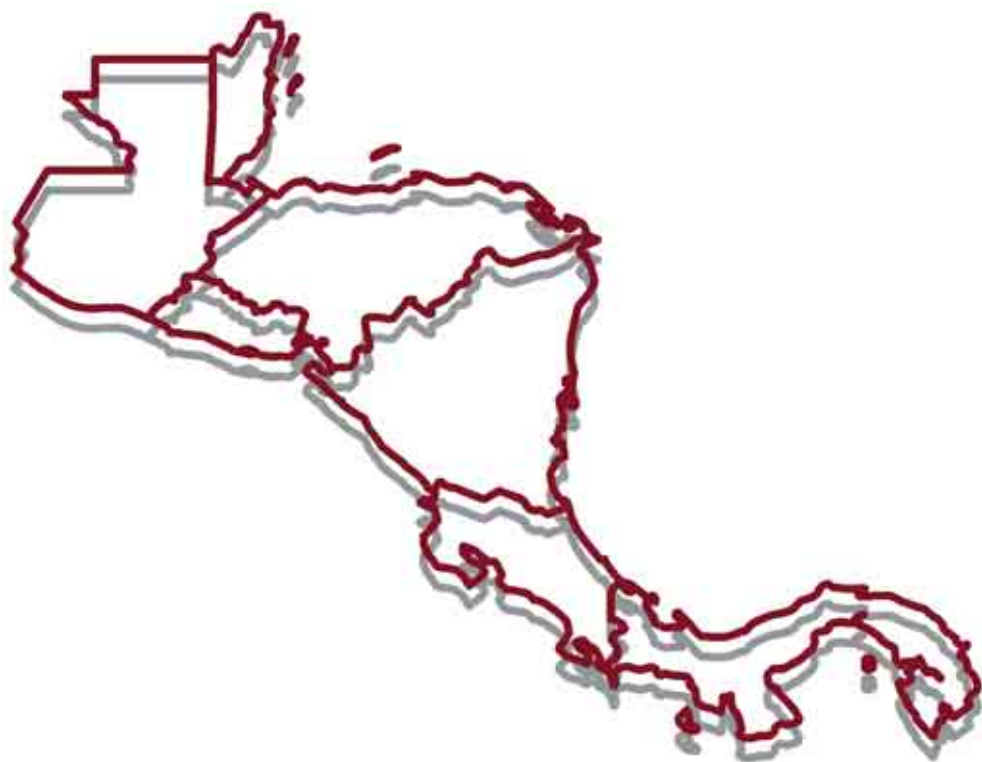
- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máximos.
- Los mapas de SA (0,2 s) muestran una forma bastante similar a los de PGA, con máximos más marcados al sur de Guatemala, llegando a valores del orden de 1.300 gal, 1.600 gal y 2.000 gal para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años, respectivamente.
- En los mapas de SA (1 s) desaparecen las concentraciones de máximo entorno a la cadena volcánica. La mayor amenaza se presenta en las zonas costeras, poniendo de manifiesto la mayor influencia de la actividad de subducción para este periodo estructural. Los valores máximos que se alcanzan son de 300 gal para 500 años de periodo de retorno, 400 gal para 1.000 años y 500 gal para 2.500 años.
- Los resultados obtenidos en nuestro estudio proporcionan valores de parámetros de movimiento superiores a los deducidos en el proyecto RESIS I (Rojas *et al.*, 1993; Montero *et al.*, 1997), siendo del mismo orden que los encontrados en el proyecto GSHAP (Shedlock, 1999) y en Tanner y Shedlock (2004). Nuestros mapas presentan una morfología muy diferente a los demás citados, con isolíneas más irregulares, evidenciando concentraciones en torno a las zonas más sísmicas, lo que se explica por la inclusión de zonas sismogénicas más pequeñas y con mayor detalle que las empleadas en los otros estudios. Otra importante diferencia se encuentra en que los valores máximos de los mapas de GSHAP y Tanner y Shedlock (2004) se concentran en ciertas zonas costeras, más influenciadas por los sismos en zona límite de placas, mientras que en nuestro estudio los máximos valores tienden a agruparse en zonas alineadas con la cadena volcánica, a excepción de dos núcleos que aparecen en la costa del sur de Guatemala y de Costa Rica.

Todos los resultados parciales y finales del estudio de amenaza realizado se han integrado en un Sistema de Información Geográfica (SIG) que es accesible para todos los componentes del grupo de trabajo y que previsiblemente facilitará la explotación y difusión de resultados.

Parte II

ESTUDIO

NACIONALES



| Parte II

GUATEMALA





CAPÍTULO 6. **GUATEMALA**

6.1. INTRODUCCIÓN

La amenaza sísmica en Guatemala es producto de la interacción de las placas tectónicas de Norteamérica (NA), Caribe (CA) y Coco (CO). Las principales fuentes sísmicas, que coinciden con los límites entre placas, son la zona de subducción (CO-CA), los sistemas de grandes fallas de Polochic-Motagua (NA-CA), y los sistemas de fallas en el interior de la placa del Caribe: la franja del Arco Volcánico y la región de grabens entre la falla de Motagua y el Arco Volcánico.

Históricamente, cada uno de estos sistemas de fallas ha producido sismos destructores. Sólo en el siglo XX ocurrieron 18 eventos que generaron intensidades mayores o iguales a VII en la escala Mercalli Modificada, I_{MM} . Los más importantes debido al área afectada o a los daños causados fueron el de 1902 en la zona sur-occidente (zona de subducción), los terremotos de 1917-1918 que destruyeron la Ciudad de Guatemala (graben de la Ciudad de Guatemala), el de 1942 que afectó a gran parte del altiplano (zona de subducción) y el de 1976, en la falla del Motagua, que dañó principalmente al altiplano central del país. Este último es el terremoto que más daños causó en América Central durante el siglo XX, dejando un saldo de más de 22.700 personas fallecidas y cerca de 76.000 heridos, produciendo pérdidas de alrededor de los 1,1 billones de dólares, que representaron un 18% del PNB de esa época.

En los siguientes apartados se presentan los antecedentes sobre estudios de la amenaza sísmica en Guatemala, aspectos generales del catálogo sísmico, la relación de los eventos que más daños han causado desde 1500 hasta la fecha y por último los resultados de la nueva evaluación de amenaza sísmica realizada en el marco del proyecto RESIS II, para todo el país y para la Ciudad de Guatemala.



6.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN GUATEMALA

Fue a raíz del terremoto de 1976 cuando se hicieron los primeros estudios de amenaza sísmica en Guatemala (Kiremidjian *et al.*, 1977; Monzón, 1984), utilizando el programa STSHA de *Standford Seismic Hazard Assessment* para el cálculo de la amenaza. Monzón (1984) propuso una zonificación sísmica para fines de cálculo estructural que posteriormente fue incorporada en la Norma Recomendada para la Construcción, elaborada por la Asociación Guatemalteca de Ingeniería Estructural y Sísmica, AGIES.

Los estudios realizados entre 1990 y 2000 fueron motivados por “La Década Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales”. Ésta dio origen al Centro de Coordinación para la Reducción de Desastres en América Central (CEPREDENAC), a través del cual la Agencia Noruega para el Desarrollo (NORAD) financió el proyecto RESIS I. Entre los principales resultados de este proyecto cabe citar las relaciones espectrales de atenuación que se dedujeron para la región (Climent *et al.*, 1994; Dahle *et al.*, 1995; Schmidt *et al.*, 1997), el catálogo regional de eventos sísmicos con información macrosísmica e instrumental (Rojas *et al.* 1993), las relaciones empíricas para homogeneizar la magnitud a M_w (Rojas *et al.*, 1993b), la creación del Centro Sismológico de América Central (CASC), y las estimaciones de la amenaza sísmica para todos los países y varias ciudades de la región, utilizando el programa NPRISK (Dahle, 1994, NORSAR). En Guatemala los estudios de amenaza realizados dentro del proyecto RESIS I fueron los de Villagrán *et al.* (1994), Ligorria *et al.* (1995) y Molina *et al.* (1999).

Con el apoyo de la Agencia Española de Cooperación Internacional (AECI), y del Instituto Tecnológico GeoMinero de España (ITGE), Benito (1999) realizó un estudio para la ciudad de Guatemala considerando en forma independiente la contribución de cada fuente sísmica y aplicando los métodos probabilista (NPRISK) y determinista, con las relaciones de atenuación de Schmidt *et al.* (1997) y el modelo de fuentes sísmicas propuesto por Ligorria *et al.* (1995). Además, comparó los espectros de respuesta obtenidos con los propuestos por la norma de AGIES y la normativa Española.

Otro estudio financiado por la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) fue realizado para cinco ciudades del país utilizando el método determinista, con las relaciones de atenuación de Schmidt *et al.* (1997) y considerando en forma analítica el efecto del suelo y el potencial de licuefacción.

En la Tabla 6.1 se presenta un sumario de los estudios de amenaza realizados en el país, indicando los autores, área geográfica abarcada, metodología empleada y los principales resultados obtenidos. Junto con los autores se incluyen las siglas de las instituciones involucradas. En la metodología, se indica si la estimación fue probabilista (P), determinista (D) o ambas, el programa utilizado para el cálculo, la relación de atenuación, el tipo de geometría de las fuentes y si los resultados son para roca y/o consideran el efecto del suelo.

En la tabla anterior no se incluyeron los estudios realizados a escala regional (Grases, 1975; Rojas *et al.*, 1994; Tanner, 1997, Tanner y Shedlock 2004), o aquellos que



engloban varios países (Tavakoli y Monterroso, 2003), ni los presentados como trabajos de tesis o de investigación en varias universidades (Menéndez, 1982; López, *et al.*, 1993; Chavarría, 1999; Tvedt, 2000).

Tabla 6.1. Antecedentes de estudios de amenaza sísmica realizados en Guatemala

Referencia	Área de estudio	Metodología (P,D)	Productos
Kiremidjian, et al., 1977. CGC-USAC-BANVI-INDE- Banco de Guatemala.	Guatemala	P: Poisson (STSHA); Esteva (1973), suelo Fuente: líneas P: Bayessiana (STSHA)	Mapas PGA para 50, 100, 500 y 1.000 años; y curvas de peligrosidad para 8 ciudades. Mapas PGV y duración para 50, 100, 500 y 1000 años.
Monzón, 1984 GTZ-INDE	Guatemala	P: Poisson (STSHA) OASES (1978), roca Fuentes: áreas y líneas	Mapas, PGA para 475 años por fuentes; y global para 70, 475, 950 y 10,000 años. Mapa Zonificación sísmica.
Villagrán, et al., 1994 NORAD-CEPREDNAC- INSIVUMEH	Cdad de Guatemala	P: Poisson (NPRISK) Climent et al. (1994), roca y suelo Fuentes: áreas y fallas	Curva de peligrosidad para un punto.
Ligoría, et al., 1995. NORAD-CEPREDNAC- INDE	Guatemala	P: Poisson (NPRISK) Climent et al. (1994), suelo. Fuentes: áreas	Mapas PGA para 50, 100 y 500 años de P.R; y curvas de peligrosidad en 10 lugares.
Molina, et al., 1999. NORAD-CEPREDNAC- INSIVUMEH	Cdad de Guatemala	P: Poisson (NPRISK) Dahle et al. (1995), Schmidt et al. (1997), roca y 2-tipos de suelo Fuentes: áreas y fallas	Mapas PGA para 50, 100 y 500 años, para roca. Curva de peligrosidad, ro; y espectro PSV para 100 años.
Benito, 1999. AECI-TGE-INSIVUMEH	Cdad de Guatemala	P: Poisson (NPRISK) Schmidt et al. (1997), roca. Fuente: áreas D: Schmidt et al. (1997), roca.	Curvas peligrosidad para PGA, por fuentes y total; y para las ordenadas espectral de 0.5, 2, 5 y 10 Hz. Espectros (UHS) para 50, 500 y 10,000 años. Espectros por fuente. Compara los espectros de ambos métodos con los de la NR-2 y la normativa Española.
JICA-INSIVUMEH, 2003.	Ciudades: Guatemala, Quetzaltenango, Pto. Barrios, Escuintla y Mazatenango	D, incluye efecto de sitio y potencial de licuación (analítica). Schmidt et al. (1997) Para cada Cdad. se analizaron los posibles escenarios o fuentes sísmicas	Mapas de Intensidad (con los correspondientes rangos de valores de la PGA) por escenario. Incluyen el efecto del suelo y el potencial de licuación, ambos en forma analítica.



6.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

6.3.1. Catálogo sísmico

Para el presente estudio se utilizó como información de partida el catálogo de Sismicidad Histórica y Reciente en Centroamérica (1500-1992) de Rojas (1993). Este catálogo fue actualizado hasta diciembre de 2007 con los datos del CASC, que reúne los eventos relocalizados con datos de las redes locales desde 1992.

El catálogo actualizado fue homogeneizado a magnitud M_w utilizando las relaciones empíricas de Rojas *et al.* (1993) y el análisis de completitud se hizo con el método de Stepp *et al.* (1973).

Las relaciones de recurrencia fueron calculadas únicamente con la sismicidad del periodo instrumental, es decir, de 1900 a 2007. Los parámetros básicos de los eventos con $M_w \geq 7,0$ y/o con $I_{MM} \geq VII$ fueron revisados utilizando los catálogos de White *et al.* (2004), Ambraseys y Adams (1996), White y Harlow (1993) y Pacheco y Sykes (1992).

6.3.2. Principales terremotos históricos de Guatemala

En este apartado se describen los sismos con $I_{MM} \geq VIII$ en Guatemala ocurridos en el periodo 1500-2007.

Los eventos fueron seleccionados de los catálogos o estudios específicos recogidos en la Tabla 6.2. Para el periodo anterior a 1900 se parte del catálogo de Peraldo y Montero (1999), que se prefiere a los demás catálogos por ser resultado de consultas de fuentes primarias, indicar la calidad de la información y de los parámetros macrosísmicos obtenidos y, además, incluir los resultados de catálogos y estudios publicados antes de 1999. Para los eventos del siglo XX en adelante se utilizan los catálogos que presentan los valores de la magnitud y profundidad revisados con información instrumental. Hay que recordar que para las primeras décadas del siglo XX la localización epicentral es una combinación de información instrumental y macrosísmica.

Los autores que figuran en la Tabla 6.2, que estudiaron la sismicidad de varios siglos, concuerdan que el catálogo de sismicidad histórica está completo para eventos corticales ($h \leq 25$ km) con $M_s \geq 7,0$ a partir del siglo XVIII y, posiblemente para eventos más profundos ($h > 25$ km), en la zona de subducción, a partir del siglo XIX.

Las magnitudes para los eventos anteriores a 1900 provienen de relaciones empíricas entre distintas escalas de magnitud instrumental y parámetros macrosísmicos, como, I_{MM} máxima, áreas de I_{MM} VI, VII y VIII, o la longitud mayor del área de I_{MM} VII (Rojas *et al.*, 1993; Peraldo y Montero, 1999; White, 1985; White y Harlow, 1993). Las magnitudes estimadas con estas relaciones se denotan como M_M , indicando magnitud deducida a partir de datos macrosísmicos.



Tabla 6.2. Catálogos o estudios específicos utilizados en la descripción de los sismos históricos

Autor	Periodo o fecha del evento(s)	Región
Ambraseys y Adams (1996)	1898-1994 ($M_S \geq 7,0$)	Centroamérica
Ambraseys (1995)	1898-1930 ($M_S \geq 5,0$)	Centroamérica
Del Cid (2007)	21/04/1830; 12/05/1870; 03/09/1874; 18/12/1885	Altiplano central y oriental de Guatemala
González (1987)	24/10/1765	Subducción, Guatemala
Peraldo & Montero (1999)	1500-1900	Centroamérica
Pacheco & Sykes (1992)	1900-1989 ($M_S \geq 7,0$; $h < 70$ km)	Mundial
Sutch (1981)	1500-1898	Honduras
White et al. (2004)	1526-2000	Subducción: SAL-GUA-Chiapas
White & Harlow (1993)	1900-1992 (destructivos, corticales)	Centroamérica
White (1988)	1500-1982	Guatemala, Polochic- Motagua
White (1985)	1816-0722	Chixoy-Polochic: Guatemala-Chiapas

Los eventos que se describen a continuación están ordenados cronológicamente y agrupados según su origen. Para cada uno de ellos se indica la fecha, la intensidad máxima y la magnitud macrosísmica (en el caso de los eventos del siglo XX se indica la magnitud instrumental, M_S). En la descripción se mencionan los lugares más afectados, los principales tipos de daños, las estimaciones de pérdidas, los efectos secundarios (deslizamientos, licuefacción, *tsunami*, etc.) y la fuente u origen tectónico. Al final se resumen en los parámetros básicos de cada evento en la Tabla 6.3.

Terremotos originados en la zona de subducción

- 1526 (I VIII, M 7,1). No hay certeza del mes y día en que ocurrió este evento, ya que en diferentes fuentes se mencionan indistintamente el 20 de julio y el 15 de agosto. No se tienen reportes de daños. El principal efecto reportado hace alusión al hecho de que *las personas no podían mantenerse de pie*. Esto sucedió en un lugar cercano a la actual Ciudad de Antigua Guatemala. También fue sentido sensiblemente en Tecpán, Chimaltenango y Cuscatlán, en El Salvador. Se considera que tuvo origen en la zona de subducción (Peraldo y Montero, 1999, y White y Cifuentes, 1988.)



- Septiembre de 1565 (I VIII). En este año tuvieron lugar una serie de eventos en agosto y septiembre. Como consecuencia, posiblemente se produjo licuefacción en Almolonga. Se reportaron daños en iglesias y conventos en Santiago de los Caballeros (Antigua Guatemala) y en varias poblaciones en el estado mexicano de Chiapas (I VIII). Peraldo y Montero (1999) sugieren fueron probablemente varios eventos en la zona de subducción o un evento en el sistema de fallas Chixoy-Polochic.
- 1575 (I VIII). Se produjeron varios temblores con daños en Santiago de los Caballeros. White y Cifuentes (1988) mencionan un terremoto que causó muchos daños desde Chiapas hasta Nicaragua. Peraldo y Montero (1999) proponen un temblor grande en la zona de subducción en la sección Guatemala-El Salvador.
- 29 de noviembre de 1577 (I VIII, M 7,2). Existen reportes de varios sismos sentidos en el mes de noviembre, siendo la zona de máxima intensidad la de Sacatepéquez, en el actual departamento de San Marcos. También hay reportes de daños en Antigua y fue sentido fuertemente en Chiapas. Peraldo y Montero (1999) lo ubican en la zona de subducción.
- 10 de agosto de 1742 (I VIII, M 7,2). Este sismo generó importantes daños en San Antonio, Suchitepéquez, Cuyotenango y San Francisco Zapotitlán, en el suroeste del país. Peraldo y Montero (1999) y White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción.
- 4 de marzo de 1751 (I VIII, M 7,2). Se registraron temblores de San Casimiro. Los daños más importantes se produjeron en Comalapa y Antigua (en 19 construcciones, entre edificios públicos, iglesias y conventos) aunque también se generaron daños en 9 poblaciones ubicadas en el altiplano central y oriental del país. Peraldo y Montero (1999) y White, Ligorria y Cifuentes (2004) lo asocian a la subducción.
- 9 de febrero de 1853 (I VIII, M 7,2). En Quetzaltenango se produjeron los mayores daños: 8 iglesias con daños severos y unas 200 casas destruidas en varios cantones de la ciudad. Se tienen otros reportes de daños en Cantel, Zunil y San Marcos, en el altiplano occidental, y fue también fuertemente sentido en Guatemala, Antigua Guatemala, El Salvador y Trujillo (Honduras). Peraldo y Montero (1999) y White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción, y los últimos autores le asignan M_M 6,8.
- 19 de diciembre de 1862 (I VIII, M 7,2). Los principales daños se registraron en Tecpán y Santa Catarina Ixtahuacán, en el altiplano occidental. Se produjo agrietamiento del terreno y posible licuefacción en San Cristóbal Totonicapán. Afectó al centro y este de Guatemala y a la zona occidental de El Salvador. Hay reportes de daños y efectos en 85 poblaciones de ambos países. Las réplicas fueron sentidas hasta finales del mes de diciembre. El área estimada de $I_{MM} \geq VII$ es de 29.400 km², con una longitud del eje mayor de 250 km en dirección paralela a la costa del Pacífico (Peraldo y Montero, 2000). Peraldo y Montero (1999) y White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción, estos últimos con M_M 8,1. El día 20 de diciembre del mismo año ocurrió lo que podría ser una réplica grande o un evento intraplaca en la zona del altiplano central de Guatemala inducido por cambios en el campo de esfuerzos (Peraldo y Montero, 1999).



- 19 de abril de 1902 (I IX, M_s 7,5). Este terremoto generó los mayores daños en Quetzaltenango, San Marcos y San Pedro Sacatepéquez (San Marcos). Hay reportes de daños en 77 lugares, principalmente en el altiplano y en la franja costera del Pacífico que se extiende de Guatemala hasta Chiapas, México. Asimismo, hay reportes de derrumbes en Cerro Quemado y de licuefacción en Ocos. Hubo un sismo que afectó a la misma zona el 18 de enero del mismo año (M_s 6,3). Se estima que murieron al menos 1.500 personas. Se sintieron un gran número de réplicas, principalmente en la zona de la costa. Su origen se asocia a la subducción.
- 6 de agosto de 1942 (I VIII, M_s 7,9). Los departamentos de Chimaltenango y Sacatepéquez, con el 50 o el 60% de las casas destruidas, sufrieron los peores daños. Hay reportes de intensidad en 65 lugares, incluyendo el sureste de México. Las réplicas se sintieron hasta el mes de septiembre. A causa de este sismo murieron 38 personas y las pérdidas fueron estimadas en 1 millón de dólares. Además, se produjeron deslizamientos en el altiplano que bloquearon la carretera Interamericana (CA-1). Está asociado a la subducción.
- 23 de octubre de 1950 (I VIII, M_s 7,3). Este evento fue acompañado de precursores y réplicas. Los principales daños se produjeron en San Marcos, donde el 20% de las viviendas quedaron destruidas y el 40% sufrieron daños severos. Hay reportes de intensidad en 30 lugares. El mareógrafo del puerto de San José registró un pequeño *tsunami* de 30 cm de amplitud. Esta serie de sismos se asocia a la subducción, con profundidad entre 60-100 km.

Terremotos originados en fallas

- 23 de diciembre de 1586 (I VIII, M 5,6). Hubo un evento precursor el día 5 de diciembre. Los daños más importantes se sufrieron en Santiago de los Caballeros. Se reportaron agrietamientos y deslizamientos. Peraldo y Montero (1999) sugieren que el epicentro estuvo situado en una falla local.
- 14 de marzo de 1591 (I VIII, M 7,2). Afectó a Guatemala y al sureste de México. Los principales daños se registraron en San Cristóbal las Casas y Chiapa de Corzo, en Chiapas. Peraldo y Montero (1999) lo relacionan con la falla Chixoy-Polochic.
- 9 de octubre de 1607 (I VIII, M 6,0). Santiago de los Caballeros (Antigua Guatemala) sufrió los principales daños. Este sismo dejó un saldo de 30 muertos y sus réplicas duraron de 4 a 6 meses. Peraldo y Montero (1999) lo asocian a una falla local.
- 18 de febrero de 1651 (I VIII, M 6,0). Aunque los mayores daños se produjeron en Santiago de los Caballeros, White y Cifuentes (1988) también mencionan daños en Amatitlán. Hubo réplicas hasta el mes de abril y reportes de deslizamientos. Peraldo y Montero (1999) lo asocian a una falla cortical.
- 12 de febrero de 1689 (I VIII, M 6,0). Se trata del terremoto de Santa Olaya. Los daños más significativos se localizaron en Santiago de los Caballeros y en San Pedro Las Huertas, ambos del actual departamento de Sacatepéquez. No obstante, también



se produjeron daños en otras poblaciones vecinas. Murieron algunas personas. Días después, el 23 de febrero, hubo una réplica grande. Peraldo y Montero (1999) lo asocian a falla local.

- 2 de junio de 1765 (I VIII, M 6,5). Es el terremoto conocido como de la Santísima Trinidad. Se registraron daños importantes en Chiquimula y más de 50 muertos. Existen reportes para 7 poblaciones ubicadas al este del país. Las réplicas fueron sentidas durante casi dos meses. Peraldo y Montero (1999) y White (1991) lo asocian al graben de Ipala.
- 22 de julio de 1816 (I IX, M 7,5). Este sismo tiene reporte de daños en 61 poblaciones, la mayoría ubicadas a ambos lados de la falla Chixoy-Polochic a lo largo de aproximadamente 240 km (área con $I_{MM} \geq VII$ de aproximadamente 13.000 km²). White (1985) considera que el evento se originó posiblemente en el extremo este de la falla Chixoy-Polochic. Al menos 23 personas murieron en Soloma, Huehuetenango, o en sus aledaños. Hay reportes de deslizamientos en 57 lugares. Este autor no asignó coordenadas para el epicentro, pero las indicadas por Peraldo y Montero (1999) corresponden con la zona de intensidades máximas. Por la experiencia del terremoto de 1976 en la falla Motagua sabemos que esta zona no necesariamente coincide con el epicentro.
- 6 de mayo de 1821 (I VIII, M 6,2). Se mencionan varios temblores asociados a este sismo. Hay reportes de daños en 9 poblaciones, la mayoría en el noroccidente de Guatemala. La intensidad máxima se sintió en Sacapulas, San Pedro Jocopilas e Ilo-tenango, todos ellos municipios del departamento del Quiché. Hay reportes de deslizamientos sin ubicación. Peraldo y Montero (1999) consideran que es parte de la secuencia de réplicas del evento del 22 de julio de 1816 en la falla de Chixoy-Polochic. White (1984) también lo asocia con este sistema de fallas con M_M 5,5-6,5.
- 21 de abril de 1830 (I VIII, M 6,0). Se menciona también la fecha de 23 de abril para este terremoto. Hay registros de réplicas correspondientes a un periodo de tiempo de dos meses. Se reportaron daños en 8 lugares, incluyendo la Nueva Ciudad de Guatemala y el sur de la misma. Los mayores daños se reportaron en Amatitlán y Petapa. Hay reportes de agrietamientos y licuefacción en Santa Inés, Petapa, y deslizamientos en el volcán de Pacaya. Peraldo y Montero (1999) lo asocian a fallas corticales del graben de la Ciudad de Guatemala, pero también pudo haberse originado en el sistema de fallas del Arco Volcánico de Centroamérica (AVCA). Del Cid (2007) también lo asocia a una falla local.
- 3 de mayo de 1830 (I VIII, M 6,0). Ocurrieron 2 temblores ese día, si bien no se mencionan eventos precursoros ni réplicas. Los principales daños se produjeron en Cuilapa, Santa Rosa. Hay reportes de daños en 4 poblaciones localizadas en el altiplano oriental y fue fuertemente sentido en Sonsonate, El Salvador. Peraldo y Montero (1999) lo asocian al sistema de fallas del AVCA.
- Marzo de 1845 (I VIII, M 6,0). Se registraron temblores desde finales de marzo y durante todo el mes de abril. Los lugares afectados fueron Amatitlán, Petapa y Palín. Peraldo y Montero (1999) lo asocian al sistema de fallas del AVCA. La zona afectada



y posible localización del epicentro es muy parecida a la del evento del 21 de abril de 1830. Además, hubo una erupción del volcán de Pacaya el 3 de mayo.

- 18 de diciembre de 1885 (I VIII, M 6,0). Se sintieron sismos precursores desde finales de noviembre y réplicas hasta inicios de enero de 1886. Los principales daños se localizaron en Amatitlán y San Vicente Pacaya, en el altiplano central del país. Hay reportes de deslizamientos y grietas en los alrededores del volcán de Pacaya, y de incremento de la actividad hidrotermal en la orilla sur del lago de Amatitlán. Peraldo y Montero (1999) y Del Cid (2007) lo asocian a fallas de la franja del AVCA.
- 8 de marzo de 1913 (I VIII, M_s 5,9). Los principales daños se produjeron en Cuila-pa y Barberena, del departamento de Santa Rosa. Este sismo dejó más de 60 muertos y entre 600 y 900 casas destruidas. Su origen se asocia a las fallas del AVCA.
- 25 de enero de 1918 (I VIII, M_s 6,2). Éste fue el sismo de mayor magnitud de una serie de eventos que tuvo lugar desde finales de diciembre de 1917 a finales de enero de 1918. Los sismos anteriores al del 25 de enero ya habían causado daños graves en ciudades de Guatemala y Amatitlán. En los catálogos de Ambraseys (1995) y de White y Harlow (1993) hay reportados 6 y 4 eventos, respectivamente, con magnitudes de M_s 5,1 a 6,2. Estos sismos están asociados a fallas en el AVCA o al graben de la Ciudad de Guatemala.
- 14 de julio de 1930 (I VIII, M_s 6,9). Se produjeron una serie de eventos desde principios hasta mediados de julio, siendo el del día 14 el evento de mayor magnitud. En los catálogos de Ambraseys (1995) y White y Harlow (1993) hay reportados 4 y 3 eventos, respectivamente, con magnitudes de 5,2 a 6,9. Están asociados a fallas en el AVCA. Los principales daños se produjeron en las poblaciones de San Juan Tecuaco y Santa María Ixhutatán, en el departamento de Santa Rosa.
- 4 de febrero de 1976 (I IX, M_s 7,5). Las poblaciones de San Juan y San Pedro Sacatepéquez, en el altiplano central, registraron los mayores daños. Este terremoto causó 23.000 muertos y 76.000 heridos y dejó 255.000 casas destruidas. Hubo gran cantidad de deslizamientos en el altiplano central y licuefacción en el departamento de Izabal. Afectó a 17 de los 23 departamentos del País. Fue producido por una ruptura compleja en la falla del Motagua. La traza de la falla fue observada a lo largo de 220 km, con un desplazamiento promedio, lateral-izquierdo, de 1 m. Un pequeño *tsunami* de 45 cm de amplitud fue registrado en el mareógrafo de Puerto Cortés, Honduras. Las réplicas duraron varios meses y el evento activó el sistema de fallas de Mixco, en el extremo oeste del graben de la Ciudad de Guatemala.

Terremotos de origen dudoso o desconocido

- Mayo de 1566 (I VIII). Peraldo y Montero (1999) consideran que es posible que los reportes se refieran al evento de 1565. White y Cifuentes (1988) estiman I_{MM} VIII en las poblaciones de Quetzaltenango y Taxisco en Guatemala y Sonsonate en El Salvador.
- 29 de septiembre de 1717 (I IX, M 7,4). Se produjeron temblores en San Miguel y una erupción en el volcán de Fuego el 27 de agosto y los temblores continuaron



durante septiembre y octubre. Los mayores daños se produjeron en Alotenango, Antigua y en 21 poblaciones en el altiplano central. En Antigua todas las iglesias, conventos y 3.000 casas fueron destruidos. Hubo deslizamientos y lahares que bajaron desde el volcán de Agua por el río Guacalate. White, Ligorria y Cifuentes (2004) lo asocian con la subducción, y Peraldo y Montero (2000) con una falla local, casi con las mismas coordenadas del epicentro y M_M 6,5.

- 24 de octubre de 1765 (I IX, M 7,6). Es conocido como terremoto de San Rafael. En San Pedro Sacatepéquez y San Marcos, ambos del departamento de San Marcos, se produjeron los mayores daños. Hubo 5 eventos precursoros y réplicas que se sucedieron hasta el 2 de noviembre. Causó deslizamientos y licuefacción en Quetzaltenango. También se reportaron daños o efectos en 25 poblaciones ubicadas en el altiplano occidental y noroccidental del país. Peraldo y Montero (1999) sugieren que el evento se originó en la falla del Montagua, con M_M 6,7 y asignan coordenadas del epicentro parecidas a las de White *et al.* (2004), que lo asocian a la subducción con M_M 7,6-8,2. En los registros no hay información sobre daños en las poblaciones de la costa sur.
- 29 de julio de 1773 (I IX, M 7,5). El terremoto de Santa Marta destruyó totalmente Santiago de los Caballeros (Antigua Guatemala). Cuarenta construcciones, entre edificios públicos, conventos e iglesias, quedaron seriamente dañadas. Esto motivó el traslado de la Ciudad de Guatemala al lugar actual. Se registraron sismos precursoros desde finales de mayo. Hubo varios sismos fuertes el 11 y 12 de junio. El 29 de julio ocurrieron dos temblores, separados por pocos minutos. Existen reportes de daños y efectos en 12 poblaciones ubicadas en el altiplano central. No hay reportes de daños en poblaciones en la costa sur. Las réplicas continuaron de agosto hasta diciembre. Peraldo y Montero (1999) sugieren que esta secuencia sísmica se originó en la falla del Motagua con epicentro en el punto de coordenadas 14,90 N y 90,57 W y con una magnitud de M_M 6,5. White *et al.* (2004) lo relacionan con la subducción y asignan la magnitud M_M 7,5.
- 17 de mayo de 1851 (I VIII, M 6,0). Los mayores daños se registraron en las poblaciones de Tajumulco y San Marcos, en el actual departamento de San Marcos. Las 5 poblaciones con reportes de intensidad se encuentran en el altiplano central y occidental del país, cubriendo una distancia de 200 km. En Tajumulco, el día 17, se sintieron numerosas réplicas. Peraldo y Montero (2000) lo asocian a la falla de Chixoy-Polochic, pero ésta se encuentra aproximadamente a una distancia de 40 km al norte de la población de Tajumulco y no hay reportes de daños en poblaciones más cercanas a la falla. White *et al.* (2004) tampoco lo incluyen en el listado de eventos en la subducción. Podría tratarse de un evento profundo ($h > 60$ km) en la zona de subducción, con una magnitud mayor a la estimada por Peraldo y Montero (1999).
- 12 de mayo de 1870 (I VIII, M 6,0). Se registraron eventos precursoros desde mediados de abril. Los principales daños se produjeron en Cuilapa y Santa María Ixhuatán, en el actual departamento de Santa Rosa, en la parte del altiplano oriental del país. Se registraron deslizamientos en las laderas de los volcanes Tecumburro y



Moyuta, que bloquearon varios caminos. El material arrastrado por los ríos causó inundaciones en Taxisco, en la planicie de la costa sur. Hay reportes de daños y efectos en 8 poblaciones del sureste del país. Peraldo y Montero (1999) y Del Cid (2007) lo asocian al sistema de fallas del AVCA. Existen reportes de otro evento ocurrido un mes después, el 12 de junio, que afectó a la misma zona. White *et al.* (2004) lo asocian con la subducción y asignan una magnitud M_M 7,2. No está claro si se trata de dos eventos o de uno solo, con confusión en el mes.

3 de septiembre de 1874 (I VIII, M 6,5). Existen registros de precursores desde inicios de agosto. En San Miguel Dueñas, Acatenango y Parramos, ubicados en el altiplano central del país, es donde se localizan los mayores daños. No obstante, hay informes de daños en otras 13 poblaciones localizadas dentro de un radio de 20 a 30 km alrededor de la zona de intensidad máxima. Hay reportes de grietas y deslizamientos en las faldas del volcán de Acatenango y cerros vecinos, y corrientes de lodo y escombros en varios ríos, que causaron muchos daños. Las réplicas fueron sentidas hasta el mes de enero de 1985. Peraldo y Montero (1999) y Del Cid (2007) lo asocian a fallas en el AVCA, aunque White, Ligorria y Cifuentes (2004) lo asocian a la subducción con M_M 7,1.

Tabla 6.3. Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Guatemala

Fecha	Hora	Latitud (oN)	Longitud (oW)	Prof. (km)	Población de Imax	I_0	I_{max}	M_M
1526		13,6	90,24	Subducción	V. Panchoy, Sacatepéquez	VIII		7,1
Septiembre de 1565					Chiapas-Guatemala	VIII		
Mayo de 1566					Quetzaltenango -Sonsonate	VIII		
1575				Subducción	Antigua Guatemala	VIII		
29/11/1577		14,00	92,50	Subducción	Sacatepéquez, San Marcos	VIII		7,2
23/12/1586		14,60	90,75	Cortical	Antigua Guatemala	VIII	VIII	5,6
14/03/1591		16,00	92,25	Cortical	S. Cristóbal Las Casas, Chiapas	VIII	VIII	7,2
09/10/1607		14,50	90,50	Cortical	Antigua Guatemala	VIII	VIII	6,0
18/02/1651		14,52	90,68	Cortical	Antigua Guatemala	VIII	VIII	6,0
12/02/1689		14,55	90,75	Cortical	Antigua Guatemala	VIII	VIII	6,0
29/09/1717		14,50	90,75	Subducción	Alotenango y Antigua	IX		7,4
10/08/1742		13,75	91,50	Subducción	S. Antonio Such. - Cuyotenango	VIII		7,2
04/03/1751		13,50	90,50	Subducción	Comalapa - Antigua Guatemala	VIII		7,2



Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de I _{max}	I ₀	I _{max}	M _M
02/06/1765		14,83	89,50	Cortical	Chiquimula	VIII	VIII	6,5
24/10/1765		15,00	91,75	Subducción	S. Pedro Sac. y S. Marcos		IX	7,6
29/07/1773		14,66	91,16	Subducción	Antigua		IX	7,5
22/07/1816		15,45	91,50	Cortical	Soloma, Jacaltenango, Todos Santos	IX	IX	7,5
06/05/1821		15,33	90,75	Cortical	Sacapulas, Quiché.	VIII	VIII	6,2
21/04/1830		14,47	90,60	Cortical	Amatitlán.	VIII	VIII	6,0
03/05/1830		14,33	90,42	Cortical	Cuilapa, Sta. Rosa	VIII	VIII	6,0
Marzo de 1845			14,42	Cortical	Amatitlán.	VIII	VIII	6,0
17/05/1851		15,08	91,78		Tajumulco y San Marcos.		VIII	6,0
09/02/1853		13,50	91,50	Subducción	Quetzaltenango		VIII	7,2
19/12/1862		14,40	90,20	Subducción	Salvador-Guatemala		VIII	7,2
12/05/1870		14,20	90,12	Cortical	Cuilapa, Sta. Rosa	VIII	VIII	6,0
03/09/1874		14,50	90,83	Subducción	S. Miguel Dueñas, Sacatepéquez.		VIII	6,5
18/12/1885		14,41	90,62	Cortical	Amatitlán.	VIII	VIII	6,0
19/04/1902	02:24	14,00	91,00	Subducción	S. Marcos, Quetzaltenango y Toto.		IX	7,5
08/03/1913	16:05	14,30	90,35	Cortical	Cuilapa, Barberena, Sta. Rosa.	VIII	VIII	5,9
25/01/1918	01:18	14,60	90,53	Cortical	Guatemala, Amatitlán.	VIII	VIII	6,2
14/07/1930	22:40	14,20	90,15	Cortical	S. Ma. Ixhuatán, S. Juan Tecuaco.	VIII	VIII	6,9
06/08/1942	23:36	13,90	90,80	Subducción	Sacatepéquez y Chimaltenango.		VIII	7,9
23/10/1950	16:13	14,30	91,70	65	San Marcos.		IX	7,3
04/02/1976	09:01	15,30	89,20	5	San Juan y San Pedro Sacatepéquez		IX	7,5

Los epicentros de los sismos contenidos en la Tabla 6.3 son representados en la Figura 6.1, con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km), de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).

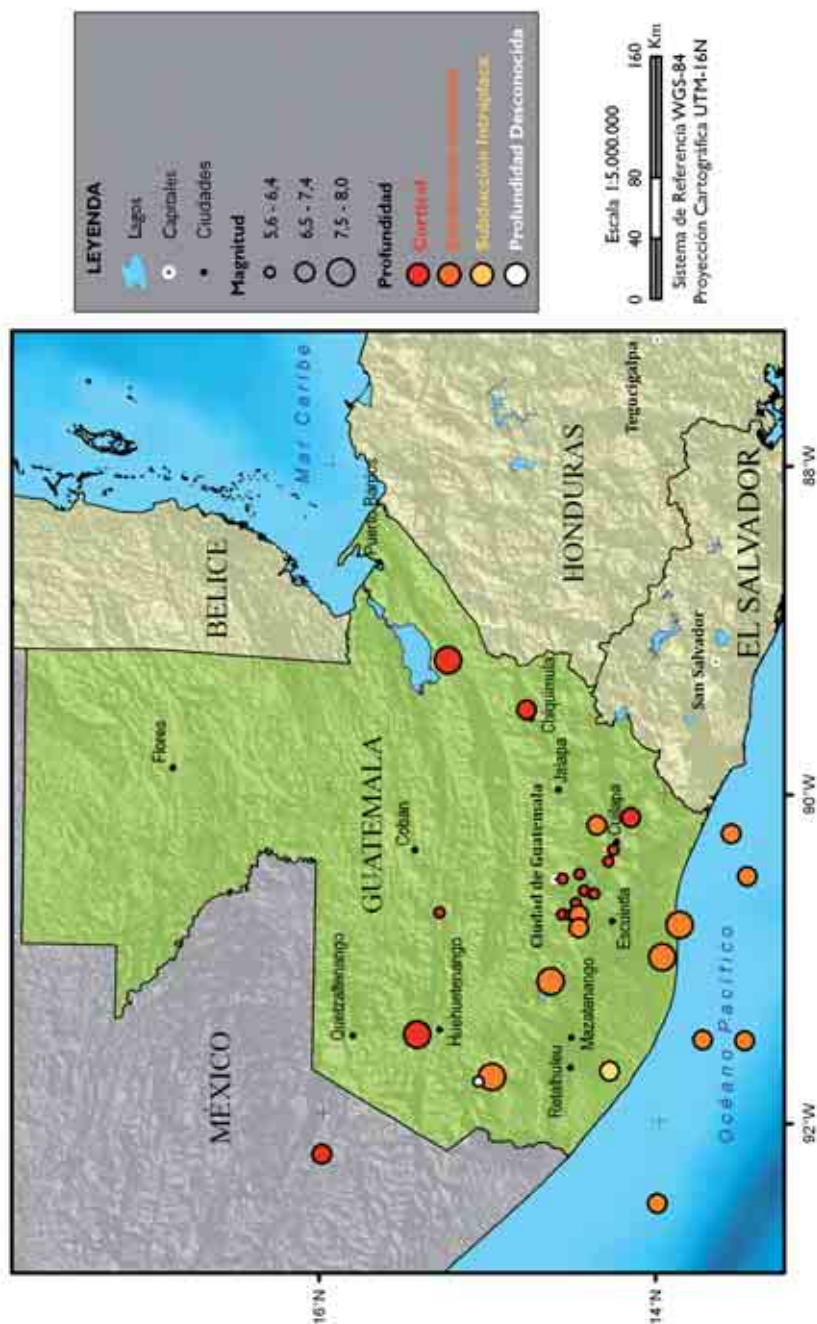


Figura 6.1. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Guatemala



6.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

En el marco del proyecto RESIS II se han generado nuevos resultados de amenaza sísmica a nivel nacional, así como resultados específicos para la capital, Ciudad de Guatemala. En los siguientes apartados se presentan dichos resultados.

6.4.1. Mapas de amenaza

Para todo el país se representan los mapas de amenaza en términos de aceleración pico PGA correspondientes a periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la Figura 6.2, en la Figura 6.3 y en la Figura 6.4.

En general, los tres mapas muestran que la amenaza disminuye de Sur a Norte. Los valores más altos de la PGA se alcanzan a lo largo de la costa sur y en el altiplano central y oriental (en la franja del Arco Volcánico), con isolíneas casi paralelas a la costa. En la parte central del país, la PGA disminuye más lentamente y las isolíneas son paralelas al rumbo de las fallas Polochic-Motagua. Al Norte, en el departamento del Petén es donde se tiene la menor peligrosidad, con valores de la PGA del orden de un tercio respecto a los de la costa sur y el altiplano.



Figura 6.2. Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años

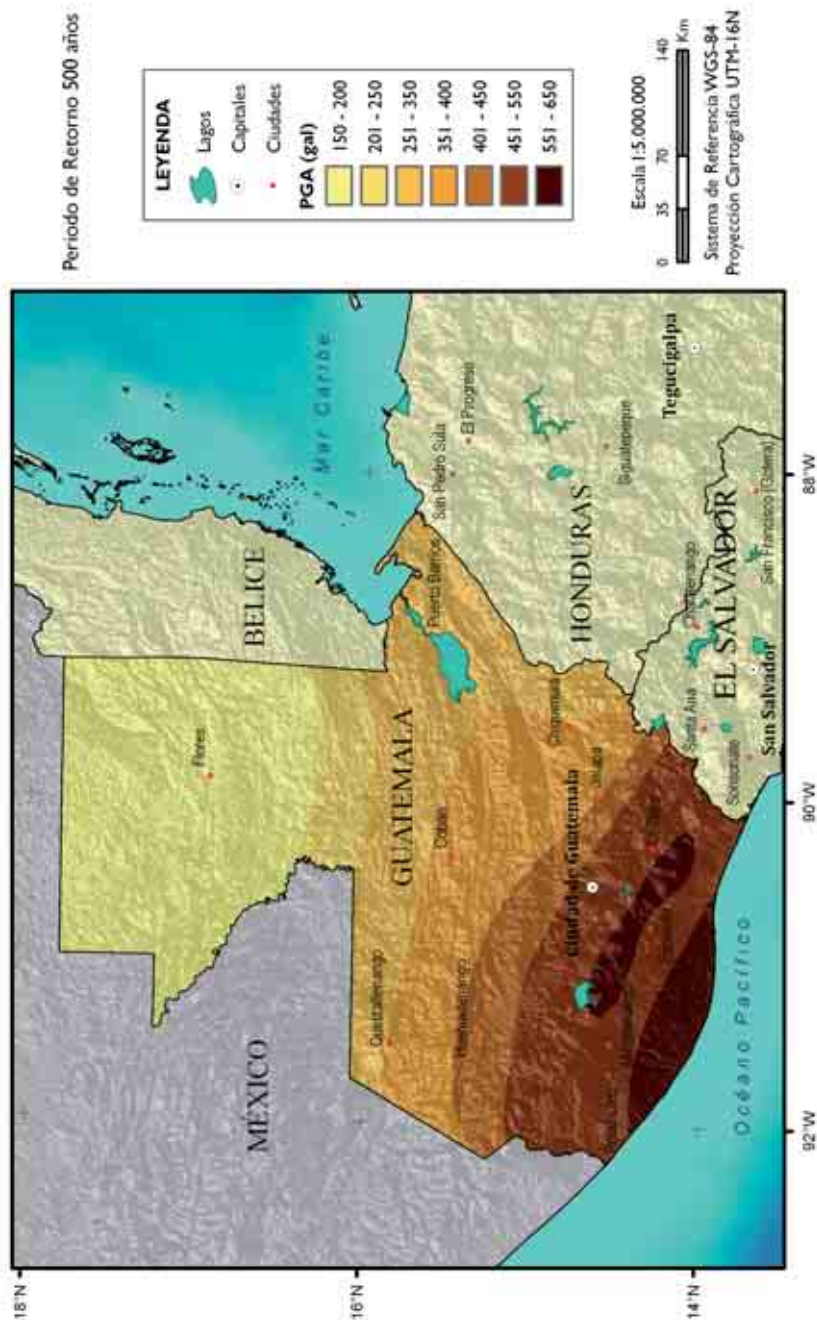




Figura 6.3. Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 1.000 años

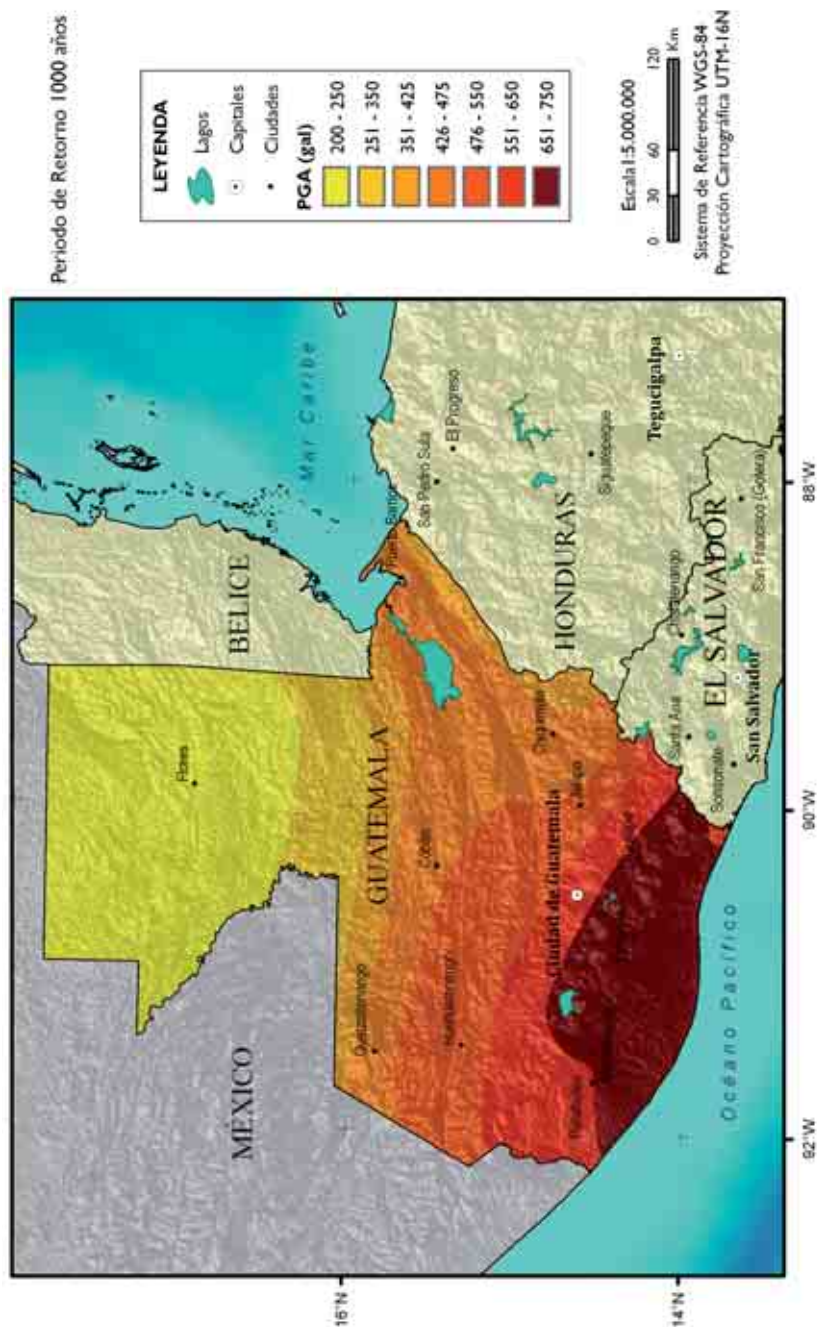
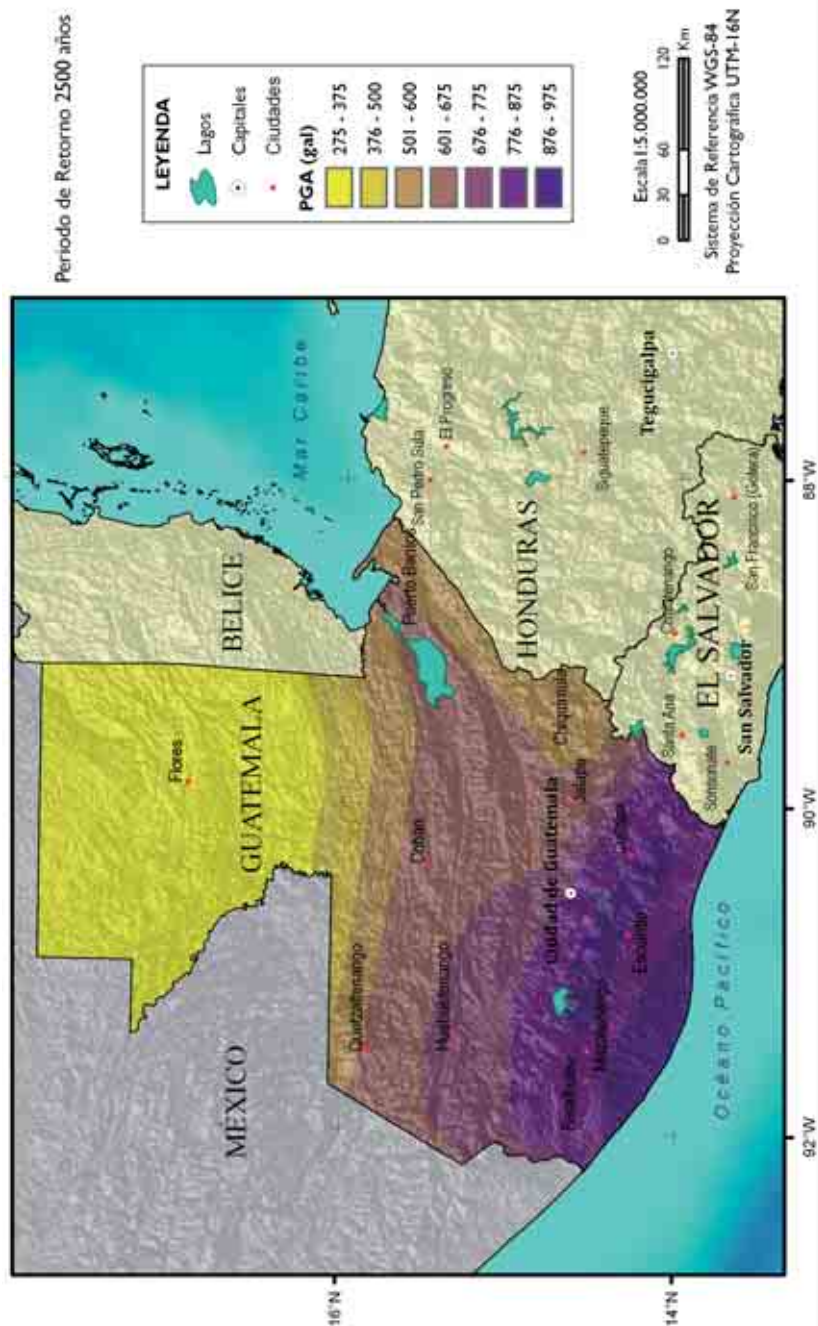




Figura 6.4. Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 2.500 años





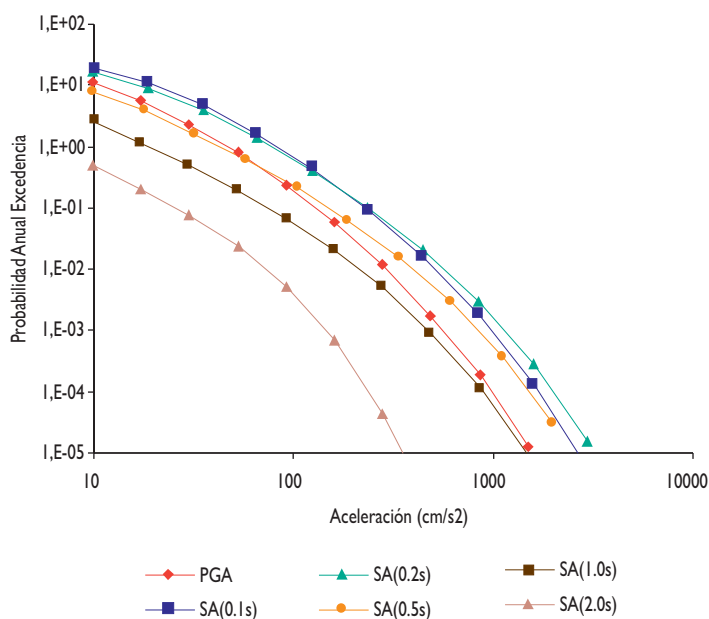
6.4.2. Resultados específicos para ciudad de Guatemala

Como resultados específicos para Ciudad de Guatemala se representan las curvas de amenaza, los espectros de amenaza uniforme UHS para los periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años y los sismos de control obtenidos por desagregación 2D de la amenaza. Estos últimos son identificados por los pares magnitud-distancia que más contribuyen a los movimientos objeto dados por los valores de PGA, SA (0,2 s) y SA (1 s) para los mismos periodos de retorno antes mencionados.

6.4.2.1. Curva de amenaza

Las curvas de amenaza para la Ciudad de Guatemala, en términos de PGA y aceleraciones espectrales SA (T) con T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s) se muestran en la Figura 6.5.

Figura 6.5. Curvas de amenaza para ciudad de Guatemala



Como era de esperar, en todos los casos, los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. En orden decreciente siguen las curvas de PGA, muy similares a las de SA (0,5 s), quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).



6.4.2.2. Espectros de respuesta uniforme

La Figura 6.6 presenta los espectros de amenaza uniforme para los periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años resultantes del estudio. Los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 6.4.

Figura 6.6. Espectros UHS en Ciudad de Guatemala, para PR = 500, 1.000 y 2.500 años

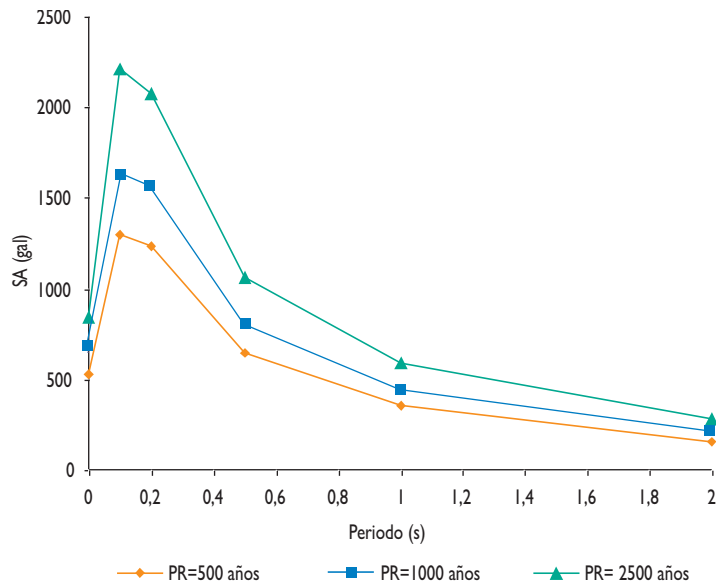


Tabla 6.4. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de Guatemala

Guatemala	Periodo de retorno (años)		
Aceleración (gals)	500	1.000	2.500
PGA	524	646	840
SA (0,1 s)	1297	1641	2211
SA (0,2 s)	1234	1555	2070
SA (0,5 s)	646	805	1063
SA (1 s)	353	447	593
SA (2 s)	158	204	279



6.4.2.3. Resultados de la desagregación

En la Figura 6.7 se representan los resultados de la desagregación por pares magnitud-distancia, M_w -R, correspondientes a los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1,0 s) para periodos de retorno de 500 y 2.500 años respectivamente. Las gráficas muestran las contribuciones parciales de cada par (M_w -R) y los máximos identifican los sismos de control en cada caso. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados se indican en la Tabla 6.5, correspondientes a la PGA, SA (0,2 s) y SA (1 s) para los periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años.

Es interesante observar cómo las gráficas de la desagregación presentan distribuciones bimodales, evidenciando dos posibles sismos de control en diferentes intervalos de distancia, si bien uno de ellos con una mayor contribución a la amenaza sísmica.

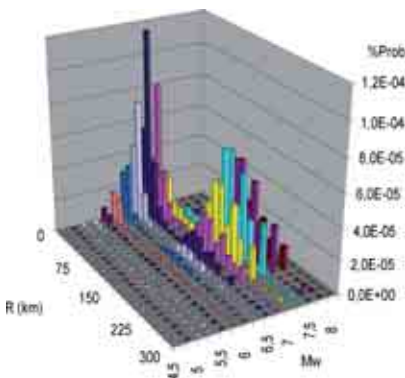
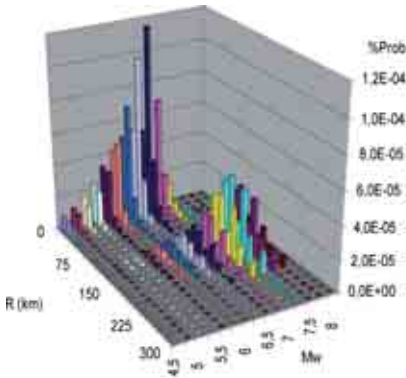
Los resultados de la desagregación muestran un sismo de control asociado al par M 6,5 y $R = 15$ km, que domina para todos los periodos de retorno y para el movimiento de corto periodo estructural, representado por la PGA y de largo periodo, dado por la SA (1 s). Además de ese sismo, aunque con menor densidad de probabilidad, aparece también una importante contribución de un sismo con M [7 a 7,5] a distancias R [135 y 150 km] para periodo de retorno de 500 años y otro de M [7,25 a 7,5] a R [150 a 180 km] para $PR = 2.500$ años. Todo parece indicar entonces que, si bien la amenaza está dominada en todos los casos por un sismo próximo de fallamiento local, también tiene su contribución un posible sismo de subducción más distante, y dicha contribución es mayor aún para el largo periodo del movimiento. Para 2.500 años de periodo de retorno parece evidenciarse la mayor influencia de un sismo en la falla de Motagua.



Figura 6.7. Resultados de desagregación en Ciudad de Guatemala para los movimientos objeto dados por: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años

A) Guatemala PGA, PR = 500 años

B) Guatemala SA(1s), PR = 500 años



C) Guatemala PGA, PR = 2500 años

D) Guatemala SA(1s), PR = 2500 años

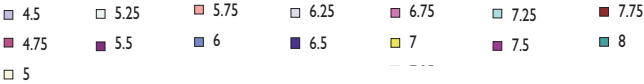
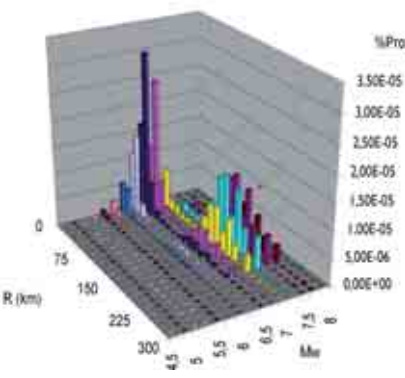
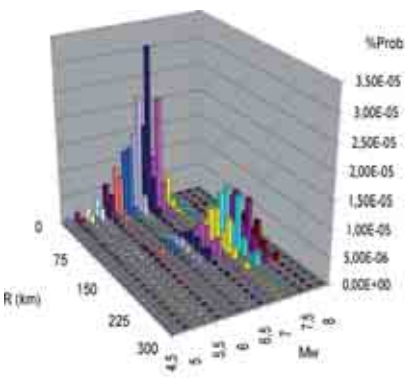




Tabla 6.5. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Ciudad de Guatemala

Ciudad de Guatemala					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	6,5	15	[7,0-7,5]	[135-150]
SA (0,2 s)	500	6,5	15	[7,0-7,5]	[135-150]
SA (1,0 s)	500	6,5	15	[7,25-7,5]	[135-150]
PGA	1000	6,5	15	[7,0-7,5]	[135-180]
SA (0,2 s)	1000	6,5	15	[7,0-7,5]	[135-180]
SA (1,0 s)	1000	6,5	15	[7,0-7,5]	[135-180]
PGA	2500	6,5	15	[7,25-7,5]	[150-180]
SA (0,2 s)	2500	6,5	15	[7,25-7,5]	[150-180]
SA (1,0 s)	2500	6,5	15	[7,25-7,5]	[135-180]

6.5. CONCLUSIONES GENERALES

Para finalizar se presenta un resumen de las principales conclusiones y productos:

- Mapas de amenaza para la PGA para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. En todos los mapas la mayor amenaza se estima en la costa del Pacífico y en la franja del altiplano central y oriental del país.
- Además de los mapas, se obtuvieron resultados de amenaza más específicos para la Ciudad de Guatemala. Concretamente, las curvas de amenaza en términos de los seis parámetros de movimiento analizados, los espectros de amenaza uniforme, UHS, para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años, y la desagregación para los movimientos objeto a esos periodos de retorno. Las principales conclusiones de esta parte son:
- La curva de peligrosidad de la PGA en roca muestra valores superiores a las de los estudios anteriores para periodos de retorno igual o mayor a 100 años y muy parecidos para periodos de retorno menores.
- Los espectros de amenaza uniforme, UHS, para periodos de retorno de 72 y 475 años se compararon con los correspondientes a los sismos frecuente y básico definidos en la NR-2 de AGIES. Los UHS tienen valores por encima de los de la NR-2, para periodos igual o menor a 0,3 segundos y, por debajo, para periodos mayores a éste.



- El resultado de la desagregación por pares magnitud y distancia muestra un claro sismo de control asociado al par $M 6,5$ y $R = 15$ km, que resulta dominante para todos los periodos de retorno, para los movimientos objeto dados por PGA y SA (1 s y 0,2 s). Otro sismo de mayor magnitud $M (7 \text{ y } 7,5)$ y en un rango de distancias también mayores (135 y 180 km) presenta una importante contribución especialmente para periodo de retorno de 2.500 años, aunque en un orden de magnitud menor respecto al primero. La amenaza parece dominada en todos los casos por un sismo de fallamiento local, con influencia significativa de un posible sismo de subducción más distante. Para los mayores periodos de retorno parece evidenciarse la influencia de un sismo en la falla de Motagua.

Los valores espectrales de los dos sismos de control para 500 años de periodo de retorno están muy por debajo de los valores del espectro de diseño del sismo básico de la NR-2 de AGIES.

| Parte II

HONDURAS





CAPÍTULO 7. HONDURAS

7.1. INTRODUCCIÓN

De todos los países de Centroamérica Honduras es el que, a lo largo de su historia, ha sufrido menos desastres por causa de los sismos. A pesar de ello desde los primeros años de la colonización española se reportaron algunos eventos importantes, como el del 24 de noviembre de 1539, que generó un *tsunami* en la costa Caribe a la altura del golfo de Honduras. Asimismo durante los siglos XVIII, XIX y XX ocurrieron algunos sismos que causaron daños en algunas poblaciones del país. El 28 de mayo de 2009, tuvo lugar el último sismo fuerte que afectó al país, con epicentro en la falla transformada del Cisne, en la costa del Caribe y con una magnitud de 7,3, produciendo algunos daños en instalaciones portuarias, viviendas y puentes en la costa Caribe del país y en las islas de la Bahía.

En Honduras se han realizado varios estudios para evaluar la amenaza sísmica en el país y en general han concluido que el territorio nacional es propenso a sufrir movimientos fuertes del terreno. En algunas zonas del país, los niveles de amenaza se comparan con los de otras zonas de alta actividad sísmica. Esto es así en la zona pacífica próxima a la zona de subducción de América Central, donde la placa del Coco subduce bajo la placa del Caribe y en la zona del Caribe, próxima al límite entre las placas del Caribe y Norteamérica.

Un código de construcción sismorresistente es el instrumento que especifica las normas técnicas sobre el diseño y edificación de las estructuras para que puedan resistir la sacudida de un terremoto y preservar las vidas humanas. El código es importante porque proporciona información sobre las cargas que se deben considerar en el diseño de las edificaciones y sobre los criterios y parámetros que las mismas deben cumplir para resistir el movimiento esperado en su tiempo de vida útil.

El sismo del 28 de mayo hizo patente la necesidad de que el país cuente con un código sismorresistente. El Colegio de Ingenieros Civiles de Honduras ha preparado una versión revisada del código de la construcción. Este código cuenta con un apartado



especial para las construcciones con resistencias sísmicas. El código se encuentra en el Congreso Nacional para su aprobación como Ley de Construcción. El mismo proporciona recomendaciones para niveles de amenaza con 10% de excedencia en 50 años.

Los estudios de amenaza sísmica son la base sobre la cual se fundamentan los códigos de diseño y construcción sismorresistente. Por ello consideramos que los resultados de evaluación de la amenaza sísmica en Honduras, que presentamos a continuación servirán de base para mejorar las normativas de construcción del país y promover un desarrollo más seguro.

7.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN HONDURAS

El primer estudio de amenaza sísmica para Honduras fue realizado por Kiremidjian *et al.* (1979), y al igual que estudios posteriores encontró que la amenaza más alta se localiza al suroeste del país, alcanzándose valores de hasta 0,55 g en Choluteca para 475 años de periodo de retorno. En 1998, en la Universidad de Bergen, en Noruega, José Jorge Escobar presentó un estudio de amenaza sísmica para Honduras. En el año 2000 se realizaron dos estudios independientes de la amenaza sísmica a nivel nacional: uno por Cáceres y Kulhanek (2000) y otro por Cruz *et al.* (2000). En el primero se obtuvieron, para una probabilidad de excedencia del 10% en 50 años, valores de PGA mayores a 0,6 y 1,0 g para la zona más próxima a la fosa centroamericana, mientras que para el mismo sitio e igual periodo de retorno, el segundo estudio obtuvo valores de 0,4 g y además proporcionó un espectro de amenaza probabilista uniforme. Nuevamente, estas diferencias pueden deberse a las distintas ecuaciones de atenuación utilizadas en ambos estudios.

7.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

7.3.1. Catálogo sísmico

Existen diversos estudios de sismicidad histórica a nivel de América Central y el Caribe en los cuales se mencionan sismos ocurridos en Honduras (Grases, 1975, 1994; Feldman, 1993; Peraldo y Montero, 1999; Ambraseys y Adams, 2001).

En el año 1996, por medio del proyecto RESIS I, se instaló una estación de banda ancha en el recinto de la UNAH, en Tegucigalpa, que es operada por el Departamento de Física de dicha institución. Posteriormente se instalaron dos estaciones telemétricas de periodo corto en los alrededores de Tegucigalpa. A raíz del sismo del 28 de mayo de 2009, y contando con la cooperación del INETER de Nicaragua, se han instalado un par de estaciones en la costa Caribe de Honduras.

En el presente trabajo se ha elaborado un catálogo basado en el desarrollado por Rojas *et al.* (1993a), que ha sido actualizado hasta diciembre de 2007, incorporando

nuevas relocalizaciones de sismos históricos e información de la Red Sismológica de la Universidad Nacional Autónoma de Honduras (UNAH) y las redes nacionales de Guatemala, Nicaragua y El Salvador.

7.3.2. Principales terremotos históricos de Honduras

La amenaza sísmica en Honduras se concentra en su mayor parte en las zonas fronterizas con las repúblicas de Guatemala y El Salvador. La prolongación de la falla Polochic-Motagua, que se extiende desde Guatemala y constituye el límite entre las placas de Norteamérica y Caribe, hace que en el litoral Caribe de Honduras la amenaza sísmica sea alta. En el litoral Pacífico, en el golfo de Fonseca, la amenaza asociada a los sismos que se originan en la zona de subducción de América Central es más moderada. En tiempos históricos se han reportado varios sismos con intensidades máximas iguales o mayores a I_{MM} VII en estas zonas, los cuales se describen muy brevemente a continuación.

Terremotos originados en fallas

- Julio de 1764 (I_{MM} VIII, M 6-6,5). El sismo está ubicado en la Depresión de Honduras. Se reportaron 108 casas destruidas y numerosas víctimas en Trujillo.
- 1777 (I_{MM} VII). Fue un evento superficial asociado al sistema de fallas Polochic-Motagua.
- 19 de octubre de 1820 (I_{MM} VIII, M 6-6,5). Causó la ruina de Omoa y San Pedro Sula, con algunas víctimas. Se produjeron deslizamientos, grietas y desprendimiento de laderas en los cauces de ríos. Se relaciona con el borde norte de la placa Caribe o con la depresión de Honduras.
- 14 de noviembre de 1851 (I_{MM} VIII, M 6-6,3). Dejó algunas casas destruidas en Tegucigalpa. Su epicentro se sitúa en la zona de depresión de Honduras.
- 25 de septiembre de 1855 (I_{MM} VIII, M 6-6,5). Causó daños en Trujillo, movimientos de ESE a WNW con duración de 15 s, acompañados por destellos de luz y de retumbos, en el borde norte de la placa Caribe, al norte de Honduras y también en Roatan. Se observó un *tsunami* en la costa Caribe, en el golfo de Honduras.
- 4 de agosto de 1856 (I_{MM} VIII, M 7-8). Fue un sismo terrible sentido a lo largo de la costa de Honduras desde Omoa a Belice. Generó grietas y cambio de dirección de los ríos. Se observó un *tsunami* en la costa Caribe, en el golfo de Honduras, reportándose variaciones del nivel del mar de hasta de 5 m. Los sismos continuaron durante 8 días.
- 23 de abril de 1881 (I_{MM} VII+, M 5,5-6,5). Sacudidas violentas y continuas a lo largo de la costa Caribe de Honduras y casas dañadas en Belice. Se asocia al borde entre placas.
- 11 de julio de 1999 (I_{MM} VII, M 6,7). Se produjo en las inmediaciones de Puerto Barrios y fue sentido en casi todo el país, aunque con mayor intensidad en Puerto Cortés y San Pedro Sula.



- 15 de septiembre de 2007 (I_{MM} VII, M 5,5). Se registraron 18 personas lesionadas, 388 familias afectadas, 373 casas destruidas y 306 dañadas. En 15 comunidades, las viviendas de bahareque y techos de tejas quedaron destruidas o con fisuras por los efectos del terremoto (Diario CoLatino, 2007). El mismo se originó en una falla conformada por los graben de El Negrito, Morazán y Yoro (La Tribuna, 2007).
- 28 de mayo de 2009 (I_{MM} VII, M_w 7,3). El último terremoto destructor ocurrido en Honduras tuvo lugar la madrugada del 28 de mayo de 2009, a las 2:24 h hora local, aproximadamente. El sismo, de magnitud momento 7,3, fue sentido en todo el país con intensidad máxima de I VII. Países como Guatemala, Belice y El Salvador también se vieron afectados y fue sentido en otros como México, Costa Rica, Cuba, Jamaica, Bahamas y las islas Caimán.
Su epicentro se localizó en el mar Caribe, a unos 64 km al noroeste de la isla de Roatán y a 310 km de Tegucigalpa, concretamente, en la latitud 16,73° N y longitud 86,21° W. Tuvo origen a 10 km de profundidad en la falla transformante del Cisne, un segmento del límite entre las placas norteamericana y Caribe (USGS, 2009). Las réplicas se sintieron durante semanas, agravando los primeros daños. Algunas de ellas alcanzaron una magnitud entre 4 y 5, y el día 7 de junio, se registró una réplica de magnitud 5,7.
Este evento dejó 7 víctimas, además de 136 heridos y una gran cantidad de daños en infraestructuras: más de 1.000 viviendas quedaron destruidas y más de 9.000 se vieron afectadas, más de 300 edificios públicos quedaron dañados, así como 44 carreteras, 7 parques industriales y 34 puentes (United Nation Disaster Management Team, UNDMT/United Nation Emergency Technical Team), entre ellos el Puente de La Democracia, que quedó cortado al tráfico al caer su parte central al río Ulúa. Se estima que los daños materiales ascienden a la cantidad de 100 millones de dólares (*El Herald*).

Terremotos de origen dudoso o desconocido

- 13 de diciembre de 1773 (I_{MM} VII, M 7,1). Fue el cuarto evento de una serie de terremotos de Santa Martha, y el segundo en intensidad. Se traslada la capital de la Capitanía General de Guatemala a su sitio actual en 1775. Se reportó ruina en la Antigua y se registró como un sismo fuerte en Chimaltenango.
- 12 de julio de 1870 (I_{MM} VIII, M 6,5). Dejó daños en Santa Rosa, al oeste de El Salvador y en Jutiapa (Guatemala).
- 1897 (I_{MM} VII, M 5-6). Causó algunos daños en las construcciones, en la parte noroeste y central de Honduras, que coinciden con reportes de movimientos similares en Guatemala y El Salvador.

Los parámetros sísmicos de localización y tamaño correspondientes a los sismos referidos se listan en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Honduras

Fecha	Hora	Latitud (oN)	Longitud (oW)	Prof. (km)	Población de I _{max}	I ₀	I _{max}	M _M
1764/07				somera	Trujillo		VIII	6,5
1773/12/13		14,98	91		Sta. Marta		VII	7,1
1820/10/19		14,98	88	somera	San Pedro		VIII	6,5
1851/11/14		14,08	87,21	somera	Tegucigalpa		VIII	6,3
1855/09/25		16,02	86	somera	Trujillo		VIII	6,5
1856/08/04		17	87	somera	Omoa		VIII	7,0
1870/07/12		13,81	89	somera	Santa Rosa		VIII	6,5
2009/05/28	02:24	16,73	86,21	10	Roatán		VII	7,3

Los epicentros de los sismos contenidos en la tabla anterior son representados en la Figura 7.1 con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km), de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).



Figura 7.1. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Honduras



7.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

Se presentan en este capítulo los resultados finales del cálculo de la amenaza sísmica en Honduras desarrollado en este estudio, que corresponden a mapas de amenaza para toda la región y resultados específicos para Tegucigalpa.

7.4.1. MAPAS DE AMENAZA

Se han generado mapas para periodos de retorno de $PR = 500, 1.000$ y 2.500 años, para la aceleración pico (PGA). Resultan 3 mapas, que se muestran en la Figura 7.2, en la Figura 7.3 y en la Figura 7.4.

Un primer análisis de estos mapas resultantes permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico, PGA, se predicen en la zona norte y occidente, en determinadas regiones de la cadena volcánica, donde se suma la influencia de la actividad de fallamiento local junto con la de la zona de subducción.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA en torno a 500 gal para la zona sur.

Los mayores valores de PGA se encuentran en las zonas fronterizas con Guatemala y El Salvador. Esto se debe a la cercanía de dichas fronteras a los límites de placa que se encuentran en dichos países. La zona central de Honduras está bajo la influencia de la depresión central. El oriente de Honduras presenta los valores más bajos, debido posiblemente a la poca sismicidad registrada en un área tan extensa. La falla del Guayape, que es una de las estructuras geológicas más notables de América Central, no parece ejercer una influencia notable en la amenaza sísmica de esta zona. Resulta evidente que la falta de información sobre dicha falla es una importante limitación para el cálculo de la amenaza sísmica en la zona norte de América Central.

Las Islas de la Bahía, ubicadas en el norte de Honduras, se encuentran muy cerca de la frontera de las placas de Norteamérica y la placa del Caribe. Debido a esto, estas islas presentan valores más altos de PGA que la zona central de Honduras.



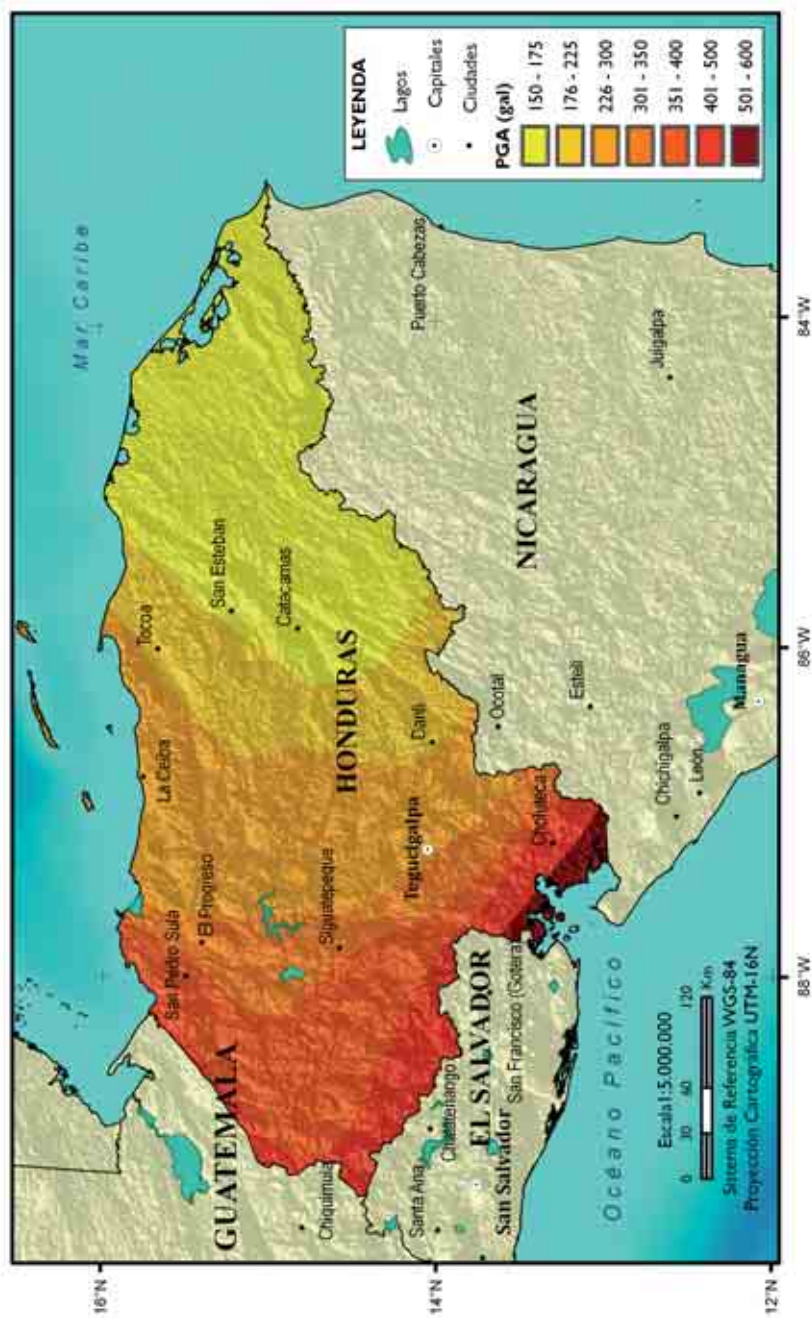
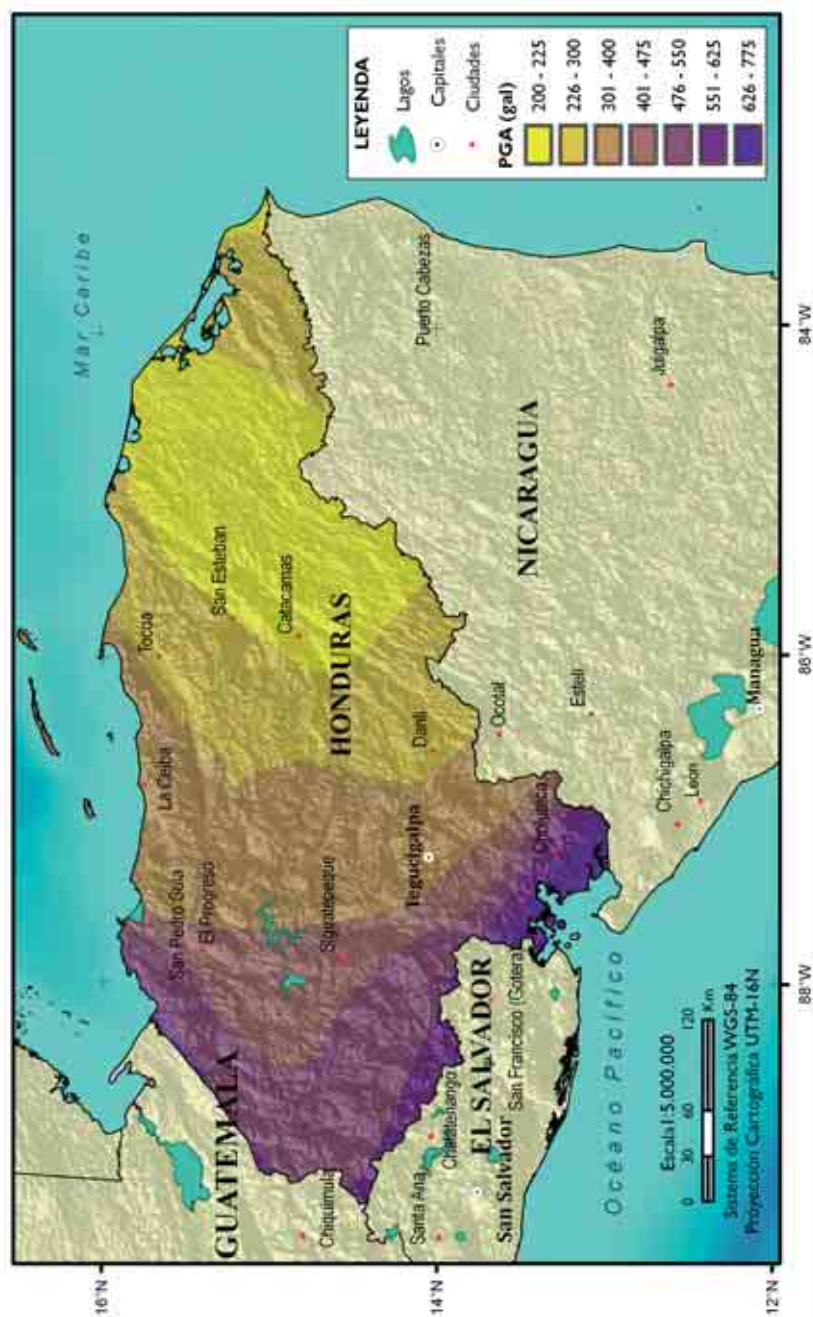




Figura 74. Mapa de amenaza sísmica de Honduras en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 2.500 años



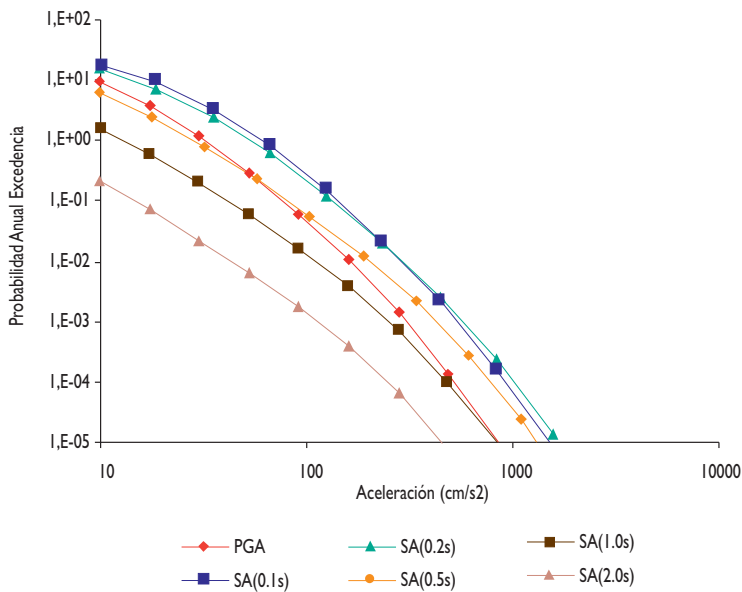
7.4.2. Resultados específicos para Tegucigalpa

Para Tegucigalpa se han obtenido las curvas de amenaza para varios parámetros de movimiento fuerte del suelo, junto con los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Además se ha efectuado la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA, y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados.

7.4.2.1. CURVA DE AMENAZA

Las curvas de amenaza resultantes para Tegucigalpa se incluyen en la Figura 7.5. Esta figura contiene las curvas de todos los parámetros de movimiento con los que se ha caracterizado la amenaza sísmica en nuestro estudio: PGA y ordenadas espectrales de (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s).

Figura 7.5. Curvas de amenaza para Tegucigalpa



Como era de esperar, en todos los casos los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A éstas les siguen las curvas de PGA, que para valores superiores a 100 gal se cruzan con las de SA (0,5 s) quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).



7.4.2.2. Espectros de respuesta uniforme

La Figura 7.6 representa los espectros de amenaza uniforme. Contiene los tres resultantes para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la capital. Los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 7.2.

Figura 7.6. Espectros UHS en Tegucigalpa, para PR =500, 1000 y 2500 años

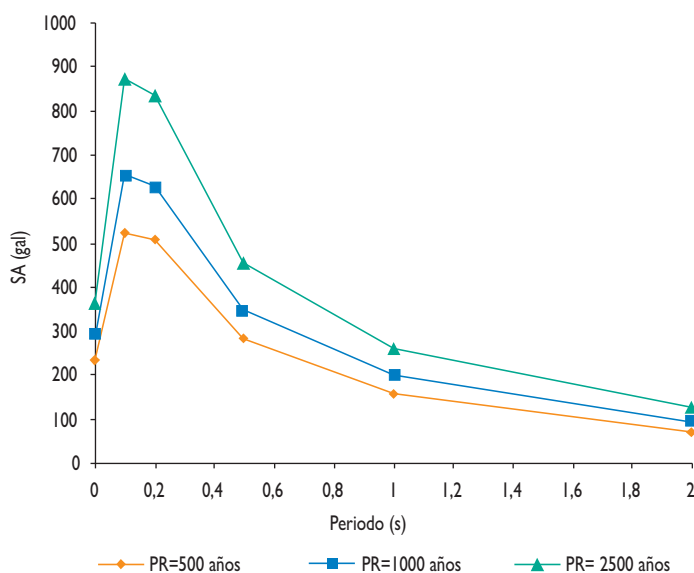


Tabla 7.2. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de Tegucigalpa

Tegucigalpa	Periodo de retorno (años)		
	500	1.000	2.500
Aceleración (gales)			
PGA	231	283	361
SA(0,1 s)	521	653	869
SA(0,2 s)	506	628	832
SA(0,5 s)	282	347	454
SA(1 s)	157	197	260
SA(2 s)	70	90	125

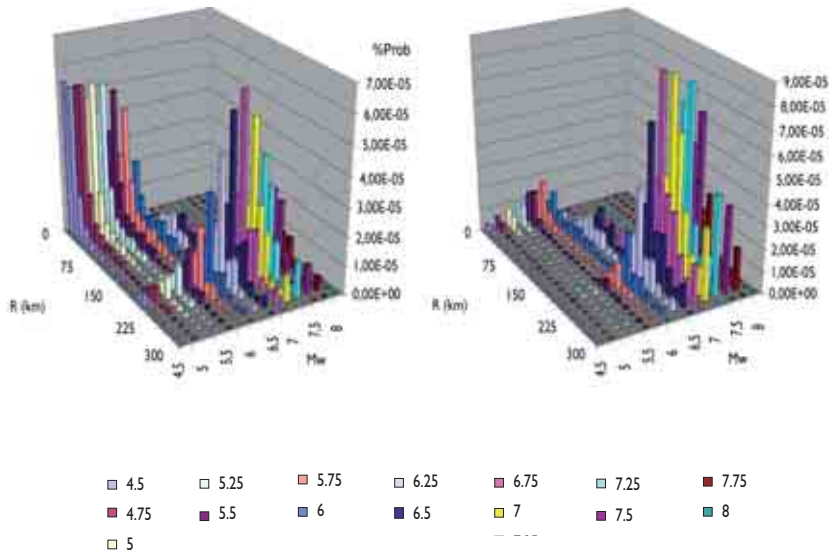
7.4.2.3. Resultados de la desagregación

Para Tegucigalpa se representan los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) obtenidos en el cálculo de la peligrosidad para periodos de retorno de 500 y 2.500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo, con la mayor y menor probabilidad de excedencia para las que se ha efectuado el estudio. Los resultados para Tegucigalpa se incluyen en la Figura 7.7. Los sismos de control, que resultan de la interpretación de los resultados previos, se indican en la Tabla 7.3, en las que aparecen también los resultados para SA (0,2 s) y periodo de retorno de 1.000 años.

Figura 7.7. Resultados de desagregación en Tegucigalpa para los movimientos objeto: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años

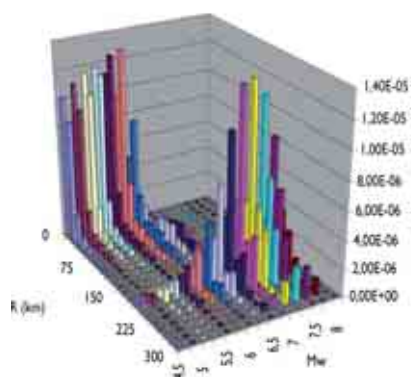
A) Tegucigalpa, PGA, PR = 500 años

B) Tegucigalpa,SA(1s), PR = 500 años





C) Tegucigalpa, PGA, PR = 2500 años



D) Tegucigalpa, SA(1s), PR = 2500 años

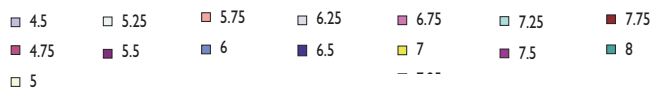
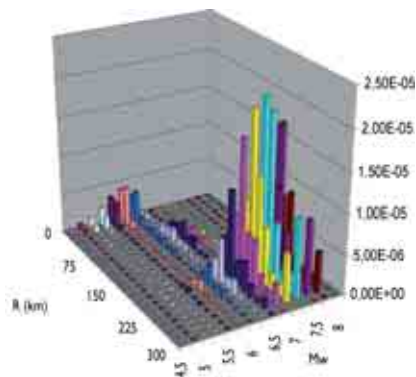


Tabla 7.3. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Ciudad de Guatemala

Tegucigalpa					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	6,75	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (0,2 s)	500	6,75	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (1 s)	500	6,75	210	-	-
PGA	1.000	6,75	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (0,2 s)	1.000	6,75	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (1 s)	1.000	7	210	-	-
PGA	2.500	7	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (0,2 s)	2.500	6,75	210	[4,5-5,75]	[0-15]
SA (1 s)	2.500	7,25	210	-	-

En Tegucigalpa se observa un primer sismo de control con M en el rango $[6,75 \text{ a } 7]$ y R del orden de 210 km para todos los periodos del movimiento y un segundo sismo, con menor contribución y sólo para los cortos periodos estructurales, a distancias próximas, R $[0-15 \text{ km}]$, y barriendo el rango de magnitudes de 4,5 a 5,75. Ello viene a indicar que, aunque la amenaza está dominada por un sismo lejano, que podría ser de subducción o bien de la falla de Motagua, los sismos moderados más próximos tienen también una importante contribución en periodo corto.

7.5. CONCLUSIONES GENERALES

Como resultados de este estudio se generaron mapas para los tres periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años, correspondientes a valores de aceleración máxima (PGA), considerando condiciones de roca, por lo que los mapas resultantes no incluyen el efecto local o de sitio.

Igualmente se produjeron curvas de amenaza para PGA y aceleraciones espectrales $[SA(T)]$ para $T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) \text{ y } (2 \text{ s})$ y espectros de amenaza uniforme o UHS para aceleración máxima 500, 1.000 y 2.500 años.

Las conclusiones más destacables del estudio realizado son:

- Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en la zona norte, Islas de la Bahía, Copan, la zona oriental y sur.
- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máximos.

Además de los mapas, se han obtenido resultados de amenaza específicos para Tegucigalpa. Concretamente, en dicha capital se han trazado las curvas de amenaza en términos de los seis parámetros de movimiento analizados, y espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años y se han deducido los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por la PGA y SA (1 s) a esos periodos de retorno. Las principales conclusiones de esta parte son:

- Interpretando los resultados de la desagregación para Tegucigalpa, cabe destacar lo ya manifestado en el correspondiente apartado: en Tegucigalpa se observa un primer sismo de control, con M en el rango $(6,75 \text{ a } 7)$ y R del orden de 210 km para todos los periodos del movimiento, y un segundo sismo con menor contribución y sólo para los cortos periodos estructurales, a distancias próximas R $(0-15 \text{ km})$ y barriendo el rango de magnitudes de 4,5 a 5,75. Ello viene a indicar que, aunque la amenaza está dominada por un sismo lejano, que podría ser de subducción o bien de la falla de Motagua, los sismos moderados más próximos tienen también una importante contribución en corto periodo.

| Parte II

EL SALVADOR





CAPÍTULO 8. **EL SALVADOR**

8.1. INTRODUCCIÓN

La interacción entre las placas tectónicas Coco y Caribe es la principal causa de la sismicidad que afecta al territorio salvadoreño. La placa de Cocos se introduce por debajo de la placa Caribe, generando sismos de grandes magnitudes, como el ocurrido el 13 de enero de 2001 frente a la costa del departamento de Usulután con magnitud M_w 7,6.

Los sismos de mayor magnitud ocurren frente a la costa salvadoreña, sin embargo los sismos con mayor potencial de destrucción son los que ocurren en el eje volcánico, debido a su cercanía con los centros de población y profundidades focales bastante superficiales. Un sismo con estas características es el ocurrido el 10 de octubre de 1986, en San Salvador, con magnitud m_b 5,4 y 8 km de profundidad. Causó 1.500 muertos, 10.000 heridos, 100.000 damnificados y pérdidas económicas estimadas entre 1,5 y 2,0 billones de dólares.

Otro aspecto importante a destacar es la ocurrencia de sismos significativos en un periodo corto de tiempo. Como ejemplo podemos citar los terremotos del 13 de enero (frente a Usulután) y 13 de febrero de 2001 (en San Vicente) con magnitudes M_w 7,6 y 6,6 respectivamente, así como los sismos del 6 de mayo de 1951 en Jucuapa-Chinameca con magnitudes M_s 6,0 y 6,2 y una diferencia en sus tiempos de ocurrencia de 5 minutos. También se tiene el caso de los sismos ocurridos el 7 de junio de 1917 con magnitudes M_s 6,5 y 6,4 y una diferencia temporal de 35 minutos (Martínez, 1978).

Los antecedentes antes mencionados indican que la amenaza por sismos en El Salvador es bastante alta. Para reducir la vulnerabilidad ante esta amenaza, es fundamental contar con una norma de diseño sismo-resistente, así como con los instrumentos legales para su implementación. La primera norma en El Salvador se estableció en 1966 como una respuesta al impacto causado por el terremoto de 1965. La norma de construcción actualmente vigente fue introducida en 1994.



La evaluación de la amenaza sísmica es insumo fundamental en el establecimiento de una norma de diseño sismo-resistente. Mediante la asistencia técnica y financiera del proyecto RESIS II, se ha logrado realizar una nueva evaluación de la amenaza sísmica que afecta a El Salvador, que es presentada en este capítulo.

Los resultados de esta nueva evaluación pueden ser de utilidad en futuras revisiones de la norma sismo-resistente, así como contribuir a la gestión del riesgo sísmico y ordenamiento territorial por parte de las respectivas autoridades locales y nacionales.

8.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN EL SALVADOR

El primer estudio de amenaza sísmica para El Salvador fue realizado por Algermissen *et al.* (1988). Un estudio más completo lo efectuaron Alfaro *et al.* (1990). Estos dos estudios presentaron los resultados en forma de aceleración pico del movimiento del terreno, PGA. Posteriormente, Singh *et al.* (1993) realizaron una evaluación que incluía estimaciones espectrales de los movimientos esperados del terreno, SA (T). En la Figura 8.1 se muestran los resultados de cada estudio, en términos de PGA, con una probabilidad del 10% de excedencia en 50 años, equivalente a un periodo de retorno de 475 años.

Una revisión y comparación de los tres estudios arriba mencionados fue hecha por Bommer *et al.* (1996), donde se pone de manifiesto las considerables diferencias en términos de la distribución geográfica de la amenaza y de los niveles de aceleración esperados (Figura 8.1). Las diferencias se deben a las incertidumbres asociadas con los datos de entrada y a los criterios particulares utilizados en cada trabajo.

Rojas *et al.* (1993b) y Lindholm *et al.* (1995) también presentan estimaciones de PGA para El Salvador. En la Tabla 8.1 se muestran los valores de PGA esperados para San Salvador según los estudios antes mencionados.

Alvarenga *et al.* (1997) presenta un análisis de sensibilidad de distintos parámetros en los resultados de la peligrosidad sísmica realizado mediante la formulación de un árbol lógico, utilizando como datos de entrada los resultados obtenidos por Algermissen *et al.* (1988), Alfaro *et al.* (1990), Singh *et al.* (1993), Taylor *et al.* (1992), Rojas *et al.* (1993b) y Lindholm *et al.* (1995). Se identifica que el modelo de atenuación muestra mayor sensibilidad en los resultados en comparación con la máxima magnitud. Los valores obtenidos en los diferentes estudios pueden consultarse en la Tabla 8.1.

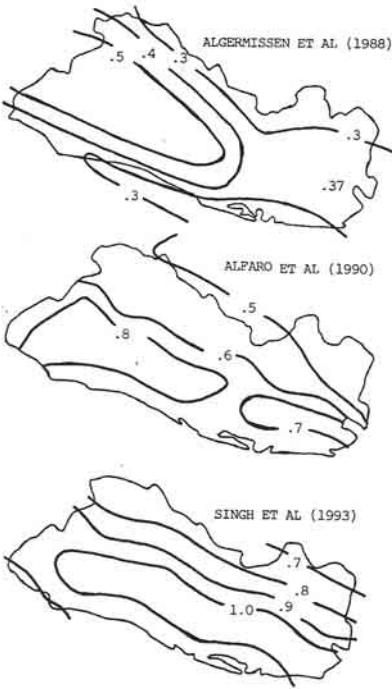
El actual Código Sísmico de El Salvador determina un periodo de retorno mínimo de 475 años para las obras civiles y está basado en el estudio de peligrosidad realizado por Singh *et al.* (1993).



Tabla 8.1. Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10% de excedencia en 50 años (Bommer et al., 1996; Alvarenga et al., 1997)

Estudio de amenaza	PGA (g) en San Salvador
Algermissen et al. (1988)	0,50
Alfaro et al. (1990)	1,05
Singh et al. (1993)	1,02
Rojas et al. (1993b)	0,76
Lindolm et al.(1995)	0,30
Alvarenga et al. (1997)	0,48

Figura 8.1. Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad del 10% de excedencia en 50 años, según diversos autores. Fuente: Bommer et al., 1996)





8.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

8.3.1. Catálogo sísmico

Los efectos de los sismos en El Salvador y Centroamérica empezaron a documentarse desde el periodo colonial. Existen diversos documentos que muestran información relevante recopilada desde ese periodo hasta tiempos recientes, entre ellos podemos mencionar los de White y Harlow, 1993; Harlow *et al.*, 1993; White *et al.*, 2004; Ambra-seys y Adams, 1996 y 2001; Peraldo y Montero, 2000; entre otros. Con las redes locales instaladas en El Salvador se tiene registro instrumental de sismos desde el año 1953 hasta la fecha actual, información que forma parte del catálogo sísmico preparado para la presente evaluación de la amenaza sísmica.

El catálogo sísmico de El Salvador proviene principalmente de dos fuentes: el catálogo conformado por Bejar *et al.*, 2003 y la base de datos sísmicos del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET).

El catálogo de Bejar *et al.* (2003) presenta datos para el periodo 1898-1983 y fue conformado principalmente por el catálogo de Salazar *et al.* (1997) y por la colección de boletines sismológicos de los extintos Servicio Geológico Nacional (SGN) y Centro de Investigaciones Geotécnicas (CIG) correspondiente al periodo 1958-1983. Adicionalmente fue complementado con datos del International Seismological Centre (ISC) y PDE Preliminary Determination of Epicenters (PDE).

De la base de datos sísmica del SNET se seleccionaron los sismos con magnitudes iguales o mayores a 3,5 para el periodo de 1984 a 2007.

Desde 1984, en El Salvador se ha calculado de manera rutinaria la magnitud M_C (magnitud calculada a partir de la duración del sismo), de manera ocasional también se ha calculado la magnitud Local M_L (magnitud calculada con la máxima amplitud) y, desde el año 2002, se han calculado de manera más frecuente magnitudes M_L y M_W .

Adicionalmente, a más de 4.000 sismos de la base del SNET se les ha incorporado la magnitud m_b reportada en los boletines del National Earthquake Information Center (NEIC). De igual manera se han incorporado las magnitudes M_W reportadas en los catálogos de Harvard-CMT.

Con el objeto de homogenizar el catálogo sísmico a magnitud M_W , se analizaron una serie de sismos provenientes de la base de SNET para encontrar relaciones empíricas que permitieran convertir los datos de magnitudes M_D , M_L , y m_b a magnitud M_W , relaciones que son indicadas en el siguiente párrafo.

Dado que el catálogo inicial tenía hasta 3 tipos de magnitudes reportadas, se utilizaron los siguientes criterios de prioridad en la homogenización:

- Si existe cálculo directo de M_W este valor es tomado inicialmente.
- Si no existe M_W pero existe M_L , el valor de M_L es convertido a M_W , utilizando la correlación $M_W = 0,821 M_L + 0,8975$.



- Si no existen M_w ni M_L , pero existe m_b , el valor de m_b es convertido a M_w utilizando la correlación $M_w = 0,8162 m_b + 1,2291$.
- Si no existen M_w , M_L , ni m_b , pero existe M_C , el valor de M_C es convertido a M_w utilizando la ecuación $M_w = 0,7571 M_C + 1,5408$.
- Si no existen M_w , M_L , m_b , ni M_C , pero existe M_s , el valor de M_s es convertido a M_w utilizando la correlación $M_w = 2,25 + 0,66 M_s$ siempre y cuando M_s sea menor a 6,6. En caso contrario M_s se asume igual a M_w (según Güendel y Bungum, 1995).

Adicionalmente, se realizó una revisión de documentos de sismicidad histórica con el fin de conocer las características de los sismos en el pasado. De gran importancia para el análisis de las magnitudes fueron los estudios de Harlow *et al.*, 1993 y White *et al.*, 2004. De igual forma se tomaron como referencia los trabajos de Rojas *et al.*, 1993a, y Ambraseys y Adams, 2001, para efecto de ubicación de los sismos.

Es importante destacar que el catálogo fue preparado para hacer un estudio de amenaza sísmica conjuntamente con todos los países de América Central, en donde cada país aportaría datos correspondientes a su zona y así poder conformar un catálogo regional.

8.3.2. Principales terremotos históricos de El Salvador

Diversas poblaciones de El Salvador han sido afectadas en repetidas ocasiones por sismos originados en el proceso de subducción de la placa de Coco bajo la placa del Caribe, así como por sismos originados por el movimiento de fallas corticales dentro del territorio salvadoreño.

Diversos autores han recopilado y/o analizado documentos históricos sobre la ocurrencia de sismos y su impacto hacia la población, ya sea a nivel nacional o regional. Entre ellos cabe citar los estudios de Larde (1960), Martínez (1978), Harlow *et al.* (1993), White y Harlow (1993), Peraldo y Montero (2000), Ambraseys y Adams (2001), White *et al.* (2004), entre otros.

La revisión de la documentación existente lleva a concluir que un importante número de sismos han causado daños de leves a severos en diversas partes de El Salvador. En el informe de amenaza sísmica para El Salvador (Marroquín y Benito, 2009) se listan más de 80 sismos que han causado algún tipo de daños durante el periodo de 1556 a 2006.

Antes del año 1700, la información sobre las características de los sismos es bastante limitada, debido a la falta de documentación suficiente para determinar la extensión de daños o, en algunos casos, para poder diferenciar entre sismos ocurridos en la cadena volcánica o en la zona de subducción (Harlow *et al.*, 1993).

En el periodo anterior a 1900, los parámetros sísmicos han sido estimados usando relaciones empíricas basadas en el diámetro de la isosista de intensidad I VII (White *et al.*, 2004; Harlow *et al.*, 1993). Posteriormente a 1900, los parámetros sísmicos son obtenidos usando datos registrados instrumentalmente.



A continuación se describirán sólo aquellos sismos que han alcanzado o superado la magnitud 7 y/o intensidad I_{MM} VIII con origen en la zona de subducción y los sismos que han alcanzado o superado la magnitud 6 y/o intensidad I VII con origen en la cadena volcánica. Los datos aquí presentados han sido tomados en su mayoría de Martínez (1978), Alfaro *et al.* (1990), Harlow *et al.* (1993) y White *et al.* (2004).

Terremotos originados en la zona de subducción

- 2 de junio de 1575 (I VIII). Un violento terremoto arruinó San Salvador. En la sierra de Texacuangos se produjeron numerosas grietas y derrumbes. Generó daños de intensidad I_{MM} VIII en San Salvador y ciudades ubicadas en la sierra de Texacuangos. White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción. En Martínez (1978) este sismo aparece con fecha 23 de mayo.
- 27 de diciembre de 1581 (I VIII). Este sismo provocó la total destrucción de San Salvador y dejó iglesias dañadas. Fue originado en la zona de subducción según White *et al.* (2004).
- 1650 (I VIII). En 1650 un violento sismo arruina nuevamente San Salvador. White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción.
- 1658 ó 1656 (I VIII). Este terremoto dejó numerosas edificaciones destruidas, siendo el causante del mayor impacto en 70 años. Alcanzó intensidad I VIII en las provincias de San Salvador y Sonsonate. Martínez (1978) hace referencia a terremotos en 1656 y 1658, y reporta una erupción del volcán de San Salvador paralelamente a la ocurrencia del sismo de 1658.
- 24 de agosto de 1671 (I VIII). En San Salvador quedaron todas las edificaciones caídas a causa de este sismo. Se sintieron temblores desde el día 16 de agosto.
- 14 de diciembre de 1712 (I VIII, M_1 7,1). Varias iglesias quedaron destruidas y las réplicas se prolongaron durante varios días. Se sintió con intensidad I VIII en las poblaciones de Costuma, San Pedro Nonualco y San Vicente. Para la misma fecha, Harlow *et al.* (1993) reporta un sismo de M_1 6,2 con origen en la cadena volcánica, que probablemente es el mismo sismo reportado con M_1 7,1 en White *et al.* (2004).
- 5 de marzo de 1719 (I VIII, M_1 7,6). Provocó la ruina de San Salvador, San Vicente y algunos pueblos vecinos, además de serios daños en Sonsonate. Varias iglesias quedaron destruidas, más de 150 sismos fueron sentidos y se registraron muchas muertes. Alcanzó intensidad I VIII en Ystepeque, Zacatecoluca y Cojutepeque.
- 6 de mayo de 1736 (I VIII, M_1 7,2). Varias iglesias quedaron destruidas y arruinadas. Se registró intensidad I VIII en Tecoluca. Fue originado en la zona de subducción.
- 1742 (I VIII, M_1 7,2). Este terremoto dejó iglesias destruidas y generó intensidad I VIII en Comasagua, Ilopango, Tonacatepeque.
- 13 de marzo de 1748 (I VIII, M_1 7,1). Numerosas iglesias fueron destruidas y arruinadas. En Olocuiltla se sintió con intensidad I VIII. Harlow *et al.* (1993) reportan un sismo por fallamiento local el día 3 de marzo con magnitud M_1 6,4.



- 30 de mayo de 1776 (I VII-VIII, M_I 7,9). Todas las iglesias quedaron arruinadas, en su mayor parte colapsadas. Se registró intensidad I VII-VIII en las provincias de Santa Ana, Ahuachapán, al occidente de La Paz y suroeste de Cuscatlán.
- 15 de noviembre de 1776 (I VII +, M_I 7,0). Intensidad VII + en San Salvador. White *et al.* (2004) lo asocian a la subducción.
- 7 de febrero de 1831 (I VII, M_I 7,1). Este sismo causó notables estragos en San Salvador y muchas poblaciones situadas en la costa sur. Alcanzó intensidad I VII en San Salvador, Comasagua, Jayaque, Armenia, Cacaluta, Izalco.
- 25 de agosto de 1859 (I VII, M_I 7,1). En el puerto de La Unión este sismo causó daños sin víctimas que lamentar y fue acompañado de un *tsunami*, así como de sismos de menor intensidad durante varios días.
- 9 de diciembre de 1859 (I VIII, M_I 7,3). Esta sacudida dejó destrucción y daños mayores en casi todas las poblaciones de los departamentos de Sonsonate y Ahuachapán, así como algunos daños en Panchimalco y Santa Ana. Se generó un *tsunami* que afectó al puerto de Acajutla.
- 3 de diciembre de 1860 (I VIII, M_I 7,1). Causó daños mayores en Quezaltepeque, Panchimalco, Santa Tecla, Ateos, Opico, Apopa, Tonacatepeque, Cuscatancingo, Comasagua, Talnique y daños menores en Texacuangos, Tacachico y Nejapa.
- 19 de diciembre de 1862 (I VIII, M_I 8,1). Ocasiónó grandes daños y réplicas continuas. Alcanzó intensidad I VIII en Santa Ana, Ahuachapán, Sonsonate y La Libertad.
- 30 de junio de 1867 (I VII, M_I 7,1). Se registraron daños en La Libertad, San Vicente, Suchitoto y Santa Tecla. Se reportó una intensidad I VII en las provincias de San Salvador y Cuscatlán.
- 19 de marzo de 1873 (I VIII, M_I 7,1). Este terremoto causó total destrucción y algunos muertos. Se registró un incremento en la sismicidad desde el día 22 de febrero. Alcanzó intensidad I VIII en un radio de 10 km alrededor de San Salvador, Alegría y otras poblaciones del área.
- 9 de septiembre de 1891 (I VII, M_I 7,1). Causó la ruina parcial de San Salvador y otras poblaciones. Se registró intensidad I VII entre las poblaciones de Analquito a Comasagua.
- 7 de septiembre de 1915 (I VIII-IX, M_S 7,7). Terremoto en el occidente del país que ocasionó grandes pérdidas materiales. Las poblaciones más afectadas fueron Juayúa y Salcoatitán. En Santa Ana causó 5 muertos. También produjo daños en la zona suroriental de Guatemala.
- 28 de marzo de 1921 (I VII-VIII, M_S 7,4). Causó daños en la parte central y oriental de El Salvador. En San Salvador hubo caída de repellos. Se registró intensidad VI-VII entre el golfo de Fonseca y Usulután.
- 8 de febrero de 1926 (I ¿?, M_S 7,1). Al revisar la documentación existente no se encontró reporte de daños. Datos de este sismo aparecen en Salazar *et al.* (1997) y Alfaro *et al.* (1990).
- 21 de mayo de 1932 (I VIII, M_S 7,1). Dejó Zacatecoluca arruinada completamente, además de 5 muertos.



- 26 de enero de 1947 (I VIII, M_s 6,7). Produjo daños en La Unión, quedando el puerto prácticamente reducido a escombros y muchas edificaciones desaparecieron, lamentándose algunas víctimas. Su epicentro se ubica en la costa de Nicaragua.
- 19 de junio de 1982 (I VII, M_s 7,3). Este terremoto dejó construcciones dañadas en San Salvador y en poblaciones ubicadas al sur-poniente, en su mayoría de adobe y bahareque. Según un reporte de Cruz Roja Salvadoreña, 8 personas murieron, 96 quedaron heridas y 5.000 damnificadas.
- 13 de enero de 2001 (I VIII, M_w 7,7). Según datos del Comité de Emergencia Nacional (COEN) se reportaron 944 fallecidos, 1.155 edificios públicos dañados, 108.261 viviendas destruidas, 19 hospitales dañados, 405 iglesias dañadas y 445 derrumbes. Gran parte de los fallecimientos tuvieron lugar a raíz del deslizamiento ocurrido en Las Colinas (Santa Tecla, departamento de La Libertad).

Terremotos originados en fallas

- Abril de 1765 (I VII +, M_l 6,1). Arruina Ilopango, San Martín, San Pedro Perulapán y San Bartolomé Perulapía.
- 29 de noviembre de 1783 (I VII +, M_l 6,6). Arruina gran parte de la entonces Villa de San Vicente de Austria. Harlow *et al.* (1993) lo reportan con magnitud 5,9 y originado por fallamiento local.
- 2 de febrero de 1798 (I VII +, M_l 6,2). Se reportó destrucción en San Salvador a causa de este sismo. Las víctimas fueron numerosas, dada la vulnerabilidad de las abundantes construcciones de adobe o ladrillo secado al sol. También se produjeron daños en Cuscatlán.
- Diciembre de 1838 (I VIII). Arruina completamente Chinameca, en el departamento de San Miguel. Este sismo aparece reportado en Martínez, 1978.
- 22 de marzo de 1839 (I VII +, M_l 6,2). Este terremoto causó estragos en San Salvador y pueblos vecinos como Quezaltepeque y Nejapa.
- 23 de junio de 1847 (I VII +, M_l 6,3). Causó daños en los pueblos del Bálsamo, en particular en Armenia, Cacaluta y Jayaque.
- 16 de abril de 1854 (I VII +, M_l 6,6). Se registraron una serie de sismos desde la madrugada del día 14 de abril de 1854 hasta el día 16 en que tuvo lugar el terremoto principal que causó destrucción en San Salvador y afectó a pueblos vecinos.
- 11 de junio de 1854 (I VII +, M_l 6,2). A causa de este sismo se registró destrucción en San Vicente y daños en Chinameca (Texacuangos).
- 6 de noviembre de 1857 (I VII +, M_l 6,4). Las poblaciones más afectadas por este terremoto fueron San Juan y San Miguel Tepezontes y muchas otras en las proximidades de la zona oriental del lago de Ilopango.
- 21 de junio de 1860 (I VII +, M_l 6,1). Se reportaron daños en Santa María Ostuma, Guadalupe, Tepetitán y Verapaz (departamento de San Vicente).
- 4 de marzo de 1873 (I VIII, M_l 6,4). Este sismo dejó destrucción en los Texacuangos, Santo Tomás, Soyapango, Ilopango, Mejicanos, Aculhuaca (Ciudad Delgado),



Paleca, etc. Martínez (1978) reporta que la sismicidad incrementó desde el día 22 de febrero.

- 2 de octubre de 1878 (I VIII). Este violento terremoto causó la destrucción total de Jucuapa, ruina parcial de Chinameca y grandes daños en El Triunfo, Santiago de María.
- 25 de marzo de 1899 (M_I 6,1). Causó la ruina de San Vicente, Apastepeque e Iztepeque.
- 8 de junio de 1917 (I VIII, M_s 6,5). Este sismo causó la destrucción de Armenia y graves daños en Ateos, Sacacoyo y San Julián. Dejó 40 muertos y 100 heridos.
- 8 de junio de 1917 (I VIII, M_s 6,4). Dejó daños en San Salvador, Apopa, Nejapa, Quezaltepeque, Opico y Santa Tecla. A las 02:11 comenzó la erupción del volcán de San Salvador. Se reportaron muchos muertos y heridos, además de 1.000 damnificados.
- 28 de abril de 1919 (I VII +, M_s 6,0). Afectó severamente a Soyapango, San Salvador, San Marcos y los alrededores del Cerro de San Jacinto. Le siguieron varios sismos de menor intensidad, muchos de ellos acompañados de retumbos.
- 20 de diciembre de 1936 (I VII-VIII, M_s 6,1). A causa de este sismo, la ciudad de San Vicente y la villa de San Esteban quedaron totalmente destruidas. El sismo causó ruina parcial en Iztepeque, Tepetitán, Santo Domingo y Santa Clara. Dejó entre 100 y 200 muertos, 300 lesionados y 1.000 damnificados.
- 25 de diciembre de 1937 (I VIII, M_s 5,8). Este sismo causó destrucción en Ahuachapán y Atiquizaya, daños en Turín, La Puerta, Junquillo, Palo Pique y Las Chinas, 3 muertos y 50 damnificados.
- 6 de mayo de 1951 (I VIII, M_s 6,2). Jucuapa quedó completamente destruida a causa de este terremoto, que además causó daños graves en Chinameca, San Buenaventura, Nueva Guadalupe, Beneficio, San José y Las Marías. Dejó más de 400 muertos, 1.100 heridos y unos 25.000 damnificados. Cinco minutos antes, ocurrió en la misma zona un sismo con magnitud M_s 6,0, dañando un 10% de las edificaciones de Jucuapa y alrededores. El día 7 ocurrió un sismo de magnitud M_s 5,8 que afectó a Santiago de María y Berlín. Los 3 sismos fueron generados por fallamiento local.
- 3 de mayo de 1965 (I VIII, M_s 6,0). Las ciudades más afectadas fueron San Salvador, Ilopango, Soyapango, Ciudad Delgado, Cuscatancingo, Mejicanos y Ayutuxtepeque. Generó numerosos derrumbes en los márgenes del lago de Ilopango. Fue precedido de premonitores desde principios del mes de febrero y originó una serie sísmica en la que reportaron más de 11.000 eventos. Causó 125 muertos, 400 heridos y 30.000 damnificados. La serie fue generada por fallamiento local.
- 10 de octubre de 1986 (I VIII-IX, m_b 5,7). Se registraron graves daños en San Salvador, 1.500 muertos, 10.000 heridos y 100.000 damnificados.
- 13 de febrero de 2001 (I VII-VIII, M_w 6,5). Se reportan 315 fallecidos, 82 edificios públicos dañados, 41.302 viviendas destruidas, 5 hospitales dañados, 73 iglesias dañadas y 71 derrumbes [según datos del Comité de Emergencia Nacional (COEN)].



Los parámetros sísmicos de localización y tamaño correspondientes a los sismos referidos se incluyen en la Tabla 8.2. Para los sismos previos a 1900, los valores de latitud y longitud que figuran en la tabla corresponden al centro de la isosista de mayor intensidad y no necesariamente al epicentro del sismo. Para los sismos posteriores a 1900 los valores de latitud y longitud corresponden al epicentro. Los datos mostrados han sido tomados de Martínez (1978), Harlow *et al.* (1993), White y Harlow (1993), Alfaro *et al.* (1990), White *et al.* (2004), Base Sísmica del Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET).

Tabla 8.2. Parámetros de localización y tamaño de los sismos reportados en El Salvador con $I \geq VIII$ y/o $M \geq 7$ para los que tienen su origen en la zona de subducción y con $I \geq VII$ y/o $M \geq 6$ para los asociados a fallamiento local

Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de I_{max}	I_0	I_{max}	M
14/12/1712	-	13,220	-88,900	59	San Pedro Nonualco, San Vicente	-	VIII	7,1 (MI)
05/03/1719	-	13,300	-89,120	59	Cojutepeque, Zacatecoluca	-	VIII	7,6 (MI)
06/05/1736	-	13,250	-89,050	59	Tecoluca	-	VIII	7,2 (MI)
¿?/¿?/1742	-	13,260	-89,200	55	Comasagua, Ilopango	-	VIII	7,2 (MI)
13/03/1748	-	13,310	-89,200	59	Olocuilta	-	VIII	7,1 (MI)
¿?/04/1765	-	13,720	-89,066	-	Ilopango	VII+	-	6,1 (MI)
30/05/1776	-	13,500	-89,950	50	Ahuachapán, Santa Ana	-	VII- VIII	7,9 (MI)
15/11/1776	-	13,250	-89,150	50	San Salvador	-	VII+	7,0 (MI)
29/11/1783	-	13,632	-88,783	-	San Vicente	VII+	-	6,6 (MI)
02/02/1798	-	13,702	-89,208	-	San Salvador	VII+	-	6,2 (MI)
07/02/1831	-	13,400	-89,750	49	Jayaque, Armenia, San Salvador	-	VII	7,1 (MI)
¿?/12/1838	-	13,517	-88,350	-	Chinameca	VIII	-	¿?
22/03/1839	-	13,762	-89,230	-	San Salvador	VII+	-	6,2 (MI)
23/06/1847	-	13,708	-89,469	-	Armenia, Jayaque	VII +	-	6,3 (MI)
16/04/1854	-	13,681	-89,135	-	San Salvador	VII +	-	6,6 (MI)



Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de I max	I ₀	I _{max}	M
11/06/1854	20:00	13,672	-89,038	-	Chinameca (Texacuangos)	VII+	-	6,2 (MI)
06/11/1857	-	13,696	-89,009	-	San Juan y San Miguel Tepezontes	VII+	-	6,4 (MI)
26/08/1859	05:00	12,850	-88,000	59	La Unión	-	VII	7,1 (MI)
09/12/1859	04:45	13,350	-89,150	59	Ahuachapán, Santa Ana	-	VIII	7,3 (MI)
21/06/1860	23:00	13,630	-88,887	-	Santa María Ostuma, Tepetitán, Verapaz	VII+	-	6,1 (MI)
03/12/1860	17:00	13,350	-89,450	49	Talnique, Cuscatancingo-	VIII	-	7,1 (MI)
19/12/1862	-	13,400	-89,750	49	Santa Ana, Ahuachapán, Sonsonate, La libertad	-	VIII	8,1 (MI)
30/06/1867	23:30	13,310	-89,200	59	San Salvador, Cuscatlán	-	VII	7,1 (MI)
04/03/1873	22:30	13,683	-89,117	-	San Salvador	VIII	-	6,4 (MI)
19/03/1873	-	13,300	-89,300	50	San Salvador	-	VIII	7,1 (MI)
02/10/1878	14:00	13,500	-88,400	-	Jucuapa	VIII	-	-
09/09/1891	-	13,250	-89,300	50	San Salvador	-	VII	7,1 (MI)
25/03/1899	-	13,651	-88,796	-	San Vicente	VII+	-	6,1 (MI)
07/09/1915	01:20	13,9	-89,6	60	Juayúa, Salcoatitán	VIII-IX	-	7,7 (MS)
08/06/1917	00:55	13,7	-89,5	-	Armenia, Ateos, Sacacoyo	VIII	-	6,5 (MS)
08/06/1917	01:30	13,75	-89,27	-	San Salvador	VIII	-	6,4 (MS)
28/04/1919	06:45	13,667	-89,167	-	Soyapango, San Salvador	VII+	-	6,0 (MS)
28/03/1921	07:47	12,9	-88,7	100	Golfo de Fonseca, Usulután	-	VI- VII	7,4 (MS)
08/02/1926	15:17	12,90	-88,7	100	-	-	-	7,1 (MS)
21/05/1932	10:12	12,8	-88,0	150	Zacatecoluca	-	VIII	7,1 (MS)
20/12/1936	02:43	13,72	-88,93	10	San Vicente	VII- VIII	-	6,1 (MS)
25/12/1937	23:50	13,93	-89,78	10	Ahuachapán, Atiquizaya	VIII	-	5,8 (MS)
06/05/1951	23:08	13,52	-88,40	10	Jucuapa, Chinameca	VIII	-	6,2 (MS)

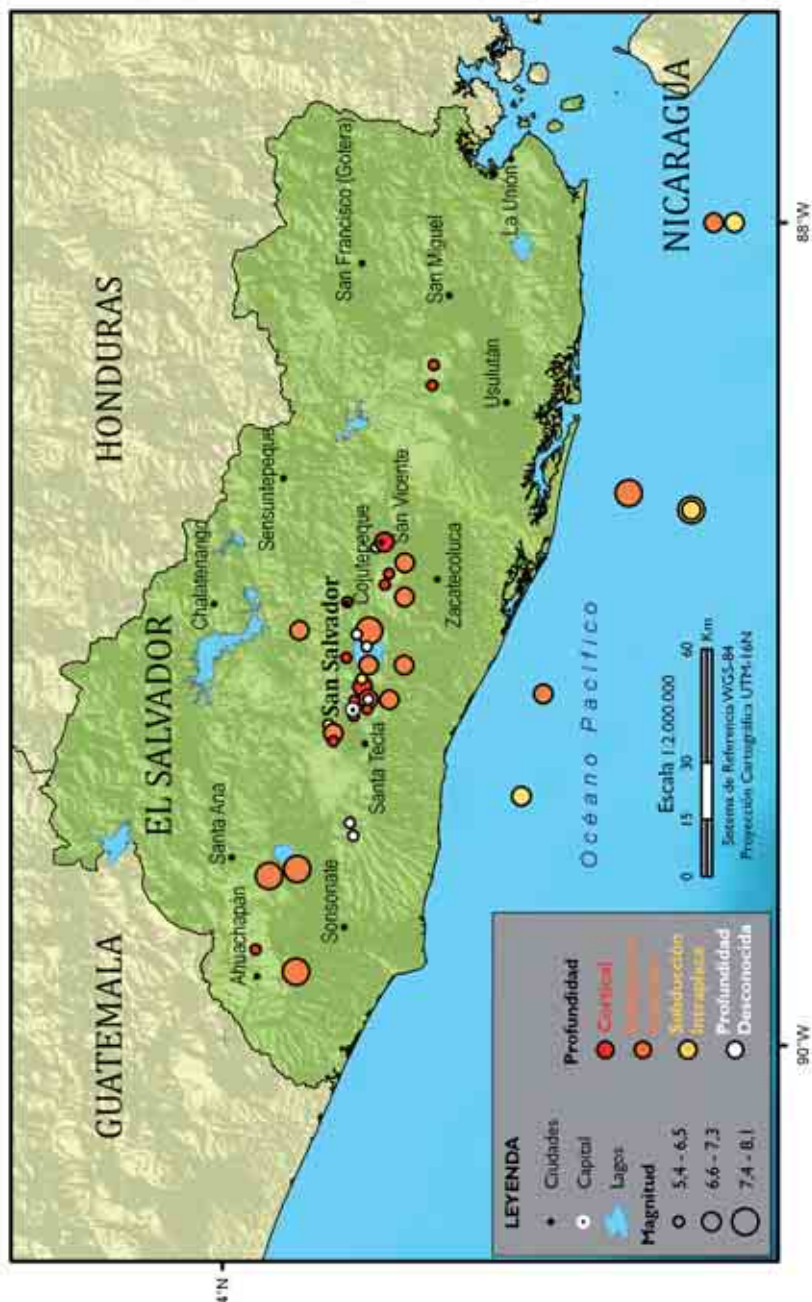


Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de I _{max}	I ₀	I _{max}	M
03/05/1965	10:01	13,70	-89,17	15	San Salvador	VIII	—	6,0 (MS)
19/06/1982	06:21	13,3	-89,4	80	La Libertad, San Salvador	—	VII	7,3 (MS)
10/10/1986	17:49	13,67	-89,19	8	San Salvador	VIII- IX	—	5,7 (M _w)
13/01/2001	17:35	13,05	-88,66	60	Usulután, Zacatecoluca	—	VIII	7,7 (M _w)
13/02/2001	14:22	13,62	-88,86	9,8	San Vicente	VII- VIII	—	6,5 (M _w)

Los epicentros de los sismos contenidos en la tabla anterior son representados en la Figura 8.2 con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km), de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).



Figura 8.2. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en El Salvador





8.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

En el marco del proyecto RESIS II se han generado nuevos resultados de amenaza sísmica a nivel nacional, así como resultados específicos para la capital, San Salvador. En los siguientes apartados se presentan dichos resultados.

8.4.1. Mapas de amenaza

Para todo el país se representan los mapas de amenaza en términos de aceleración pico PGA correspondientes a periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la Figura 8.3, en la Figura 8.4 y en la Figura 8.5.

Un primer análisis de estos mapas resultantes permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico PGA se predicen en la zona de la cadena volcánica, donde se suma la influencia de la actividad de fallamiento local junto con la de la zona de subducción.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores del orden de los 500 gal., observándose los máximos valores en la parte occidental de la cadena volcánica y en la zona costera limítrofe con Guatemala. Fuera de esta región, la PGA decae hacia el interior, presentando valores inferiores. La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gales, respectivamente.

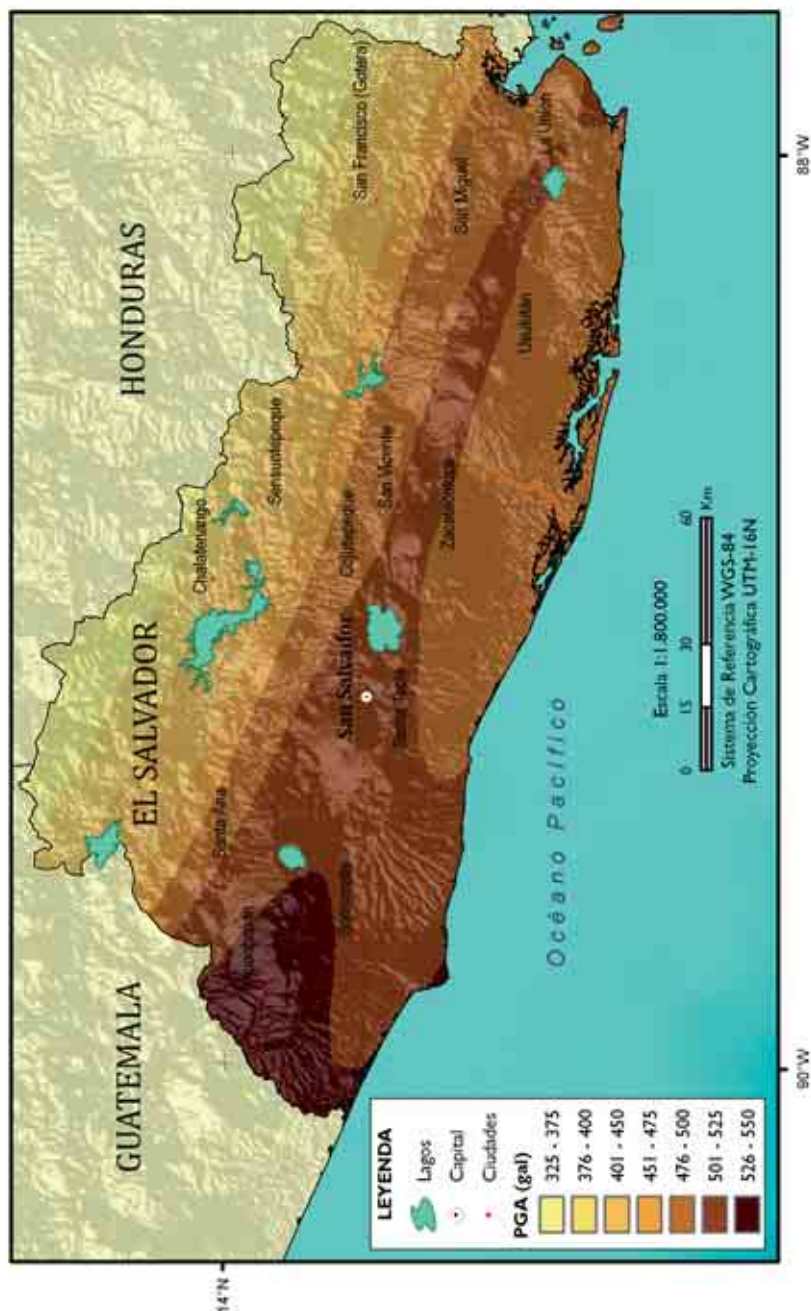


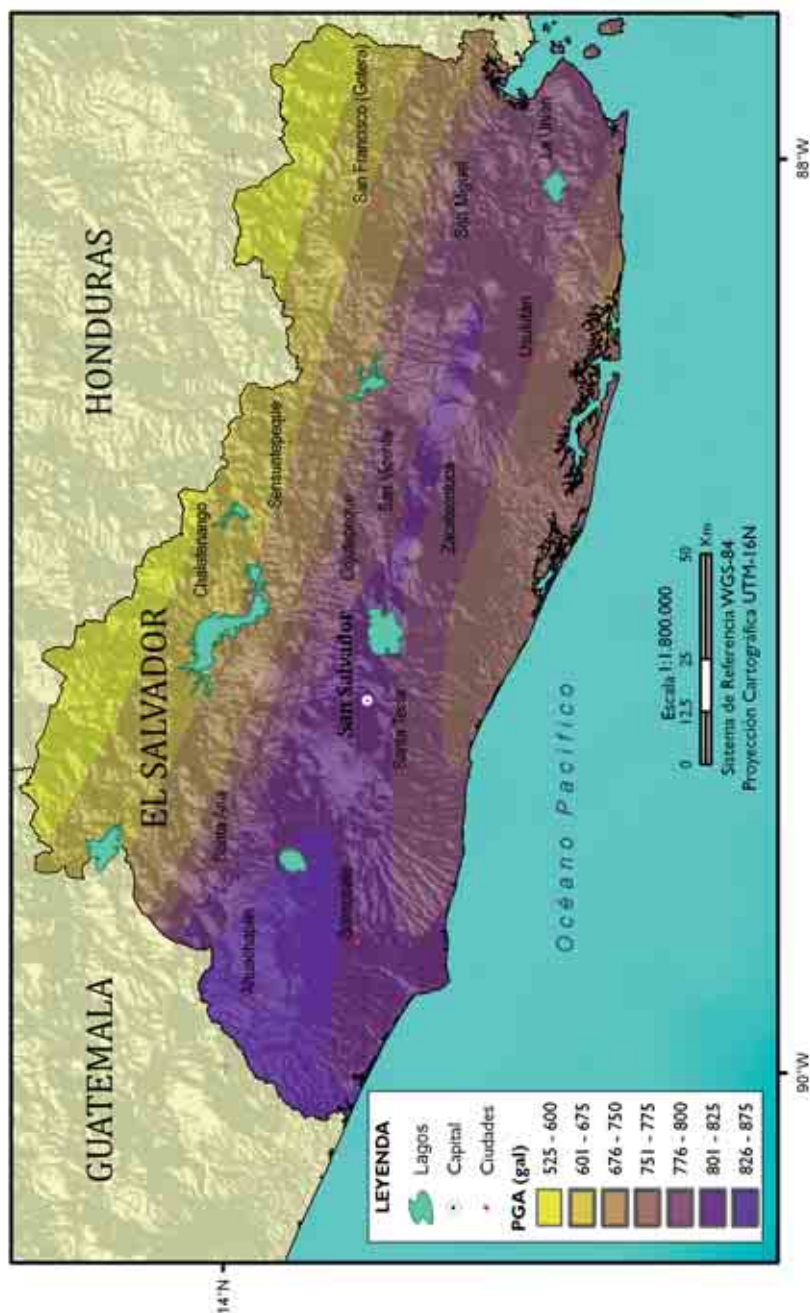


Figura 8.4. Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR = 1,000 años





Figura 8.5. Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR = 2.500 años



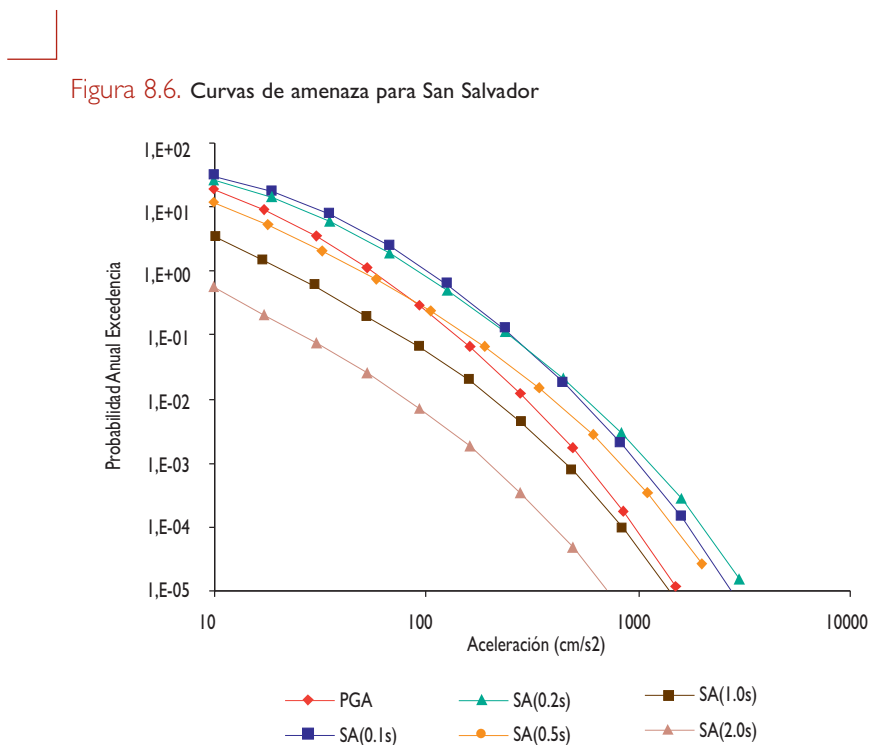


8.4.2. Resultados específicos para San Salvador

Para San Salvador se han obtenido las curvas de amenaza para varios parámetros de movimiento fuerte, junto con los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Además, se ha efectuado la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados.

8.4.2.1. Curvas de amenaza

Las curvas que representan la amenaza sísmica de San Salvador, en términos de PGA, y aceleraciones espectrales SA (T) para T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s), se incluyen en la Figura 8.6.



Como era de esperar, los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A éstas les sigue la curva de PGA, muy similar a la de SA (0,5 s), quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).

8.4.2.2. Espectros de respuesta uniforme

La Figura 8.7 representa los espectros de amenaza uniforme para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la ciudad de San Salvador. Los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 8.3.

Figura 8.7. Espectros UHS en San Salvador, para PR = 500, 1.000 y 2.500 años

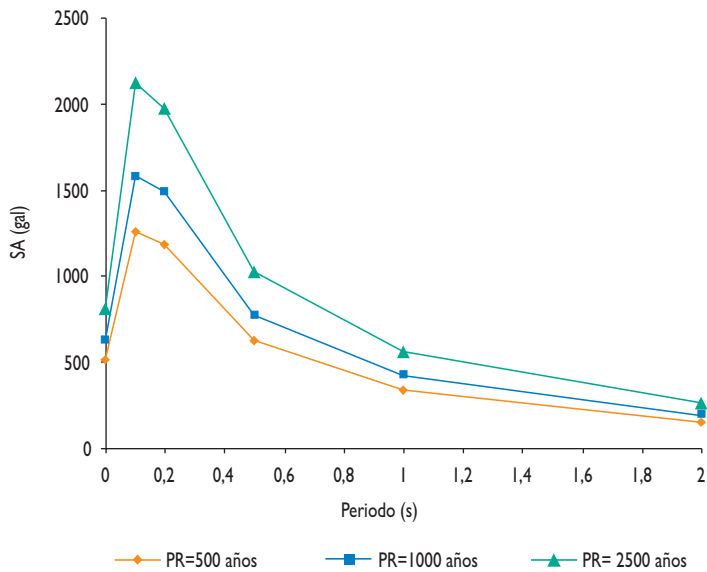


Tabla 8.3. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en San Salvador

San Salvador	Periodo de retorno (años)		
Aceleración (gales)	500	1.000	2.500
PGA	510	624	810
SA (0,1 s)	1.253	1.576	2.115
SA (0,2 s)	1.180	1.485	1.967
SA (0,5 s)	625	775	1.018
SA (1 s)	331	419	554
SA (2 s)	146	188	258



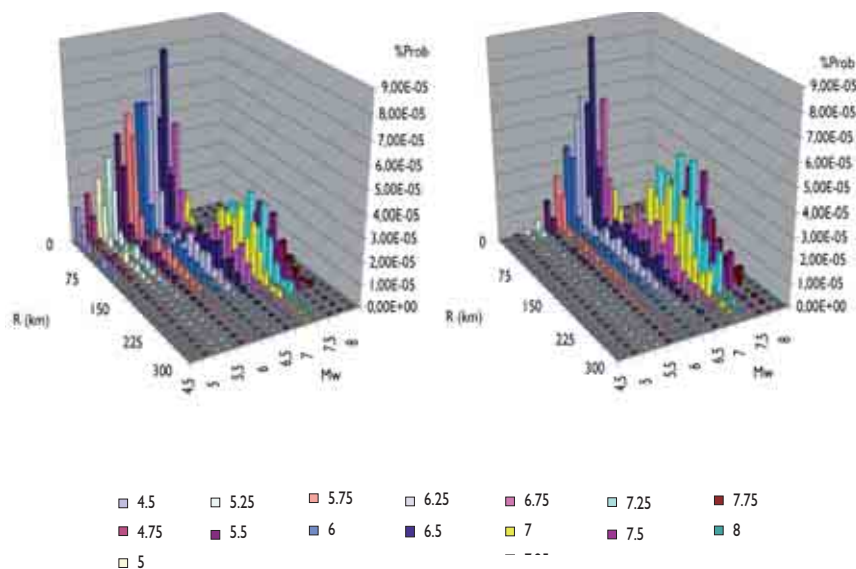
8.4.2.3. Resultados de la desagregación

En la Figura 8.8 se representan los resultados de la desagregación en San Salvador para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) obtenidos en el cálculo de la peligrosidad para periodos de retorno de 500 y 2.500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento, con la mayor y menor probabilidad de excedencia para las que se ha efectuado el estudio. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados previos se indican en la Tabla 8.4 en la que aparecen también los resultados para SA (0,2 s) y periodo de retorno de 1.000 años.

Figura 8.8. Resultados de desagregación en San Salvador para los movimientos objeto: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años

A) San Salvador, PGA, PR = 500 años

B) San Salvador, SA(1s), PR = 500 años



C) San Salvador, PGA, PR = 2500 años

D) San Salvador, SA(1s), PR = 2500 años

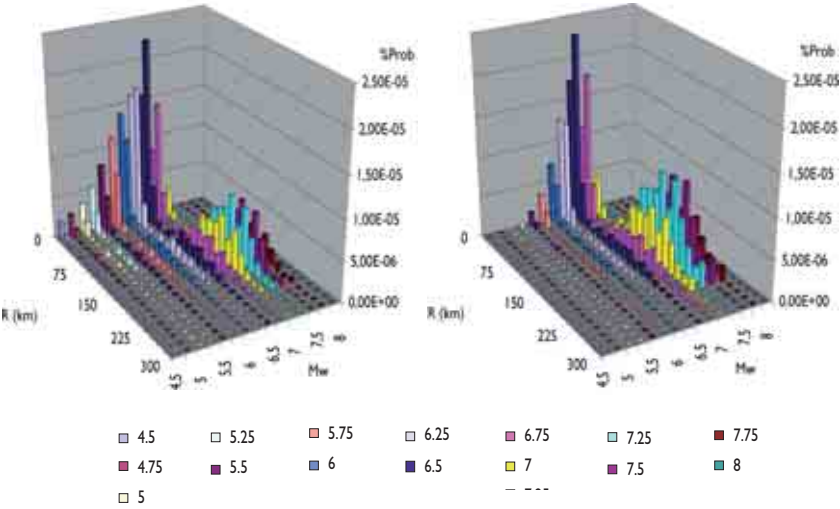


Tabla 8.4. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Ciudad de Guatemala

San Salvador					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	6,5	15	-	-
SA (0,2 s)	500	6,5	15	7,25	[150-180]
SA (1,0 s)	500	6,5	15	7,25	180
PGA	1.000	6,5	15	-	-
SA (0,2 s)	1.000	6,5	15	7,25	[150-180]
SA (1,0 s)	1.000	6,5	15	7,25	180
PGA	2.500	6,5	15	-	-
SA (0,2 s)	2.500	6,5	15	7,25	[150-180]
SA (1,0 s)	2.500	6,5	15	7,25	[150-180]



El análisis de resultados lleva a identificar los sismos de control asociados a los pares magnitud distancia dominantes (M, R) para los diferentes periodos de retorno. Es interesante observar cómo las gráficas de contribución a la amenaza presentan distribuciones bimodales, evidenciando dos posibles sismos de control en diferentes intervalos de distancia, si bien generalmente uno de ellos presenta mayor densidad de probabilidad.

Al examinar los resultados, se evidencia que en la ciudad de San Salvador se identifica un claro sismo de control asociado al par $M 6,5$ y $R = 15$ km, que domina para todos los periodos de retorno y para el movimiento de corto periodo estructural, representado por la PGA, y de largo periodo, dado por la SA (1 s). Un segundo sismo con menor contribución se evidencia, sobre todo en el largo periodo de movimiento, para $M 7,25$ y R entre 150 y 180 km, que puede estar representando al sismo de la zona de subducción. Llama la atención que los resultados no cambian apreciablemente de 500 a 2.500 años de periodo de retorno.

8.5. CONCLUSIONES GENERALES

Los resultados de este estudio constituyen un nuevo avance en el conocimiento de la amenaza sísmica de El Salvador, habiéndose considerando información actualizada de los bancos de datos sismológicos y de movimiento fuerte.

Se han generado mapas de amenaza sísmica para todo el país en términos de aceleración pico PGA para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años.

Para periodos de retorno de 500 años los mayores valores de PGA aparecen en regiones de la cadena volcánica y en la zona costera limítrofe con Guatemala, alcanzando valores del orden de los 500 gales. La morfología de los mapas de PGA, para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años, es muy similar, alcanzando valores del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máximo.

Al comparar los valores de PGA con estudios realizados específicamente para El Salvador encontramos que nuestros resultados son ligeramente mayores a los obtenidos por Algermissen *et al.*, 1988 e inferiores a los estimados por Alfaro *et al.*, 1990 y Singh *et al.*, 1993.

Además de los mapas, se han obtenido resultados específicos de amenaza para la ciudad de San Salvador. Concretamente se han trazado las curvas de amenaza para PGA y ordenadas espectrales de (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s) y el espectro de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Para San Salvador también se han deducido los resultados de la desagregación para los movimientos objeto a esos periodos de retorno, identificándose un claro sismo de control para $M 6,5$ y $R = 15$ km, dominante en todos los casos. Un segundo sismo de control con menor contribución se manifiesta, sobre todo, en el largo periodo de movimiento, para $M 7,25$ y R entre 150 y 180 km, que puede estar representando al sismo de la zona de subducción.

| Parte II

NICARAGUA





9.1. INTRODUCCIÓN

Nicaragua es un país de alta amenaza sísmica debido a su posición cercana al contacto de las placas tectónicas Coco y Caribe. Varios terremotos destructivos han ocurrido en el Occidente de Nicaragua (Managua, 1931, 1968 y 1972), todos ellos ubicados en la Cadena Volcánica con origen asociado a fallamiento local.

El terremoto del 31 de marzo de 1931 destruyó Managua, capital de Nicaragua, ocasionando casi 2.000 víctimas mortales, en un momento en que la ciudad era poco poblada.

El 4 de enero de 1968, se produjo otro terremoto moderado en la ciudad de Managua cuyo mayor daño se reportó en la colonia Centroamérica y en el colegio del mismo nombre. El foco, calculado a partir de los datos de dos acelerógrafos instalados en el Banco Central y en el Hospicio Zacarías Guerra, estuvo situado a 6 km al sur de la colonia Centroamérica, con una profundidad menor de 10 km. Se estimó para este evento una magnitud de 5,5 en la escala de Richter y una intensidad de I VII en la escala Mercalli en el área de la colonia Centroamérica.

El 23 de diciembre de 1972, un fuerte terremoto se produjo nuevamente en la ciudad de Managua que albergaba una población de alrededor de 400.000 habitantes en esa época, de los cuales más de 10.000 perdieron la vida durante el evento principal. Las pérdidas económicas ascendieron a varios millones de dólares.

Las fuentes de mayor actividad sísmica en Nicaragua son la cadena volcánica y la zona de subducción. En ésta se han generado fuertes terremotos frente a las costas del Pacífico de Nicaragua, siendo el más reciente el ocurrido el 1 de septiembre del año 1992, el cual afectó a todas las poblaciones del Pacífico de Nicaragua y generó la pérdida de 180 vidas humanas y de millones de dólares en términos económicos.

Aunque la sismicidad es significativamente baja en la parte central y oriental del país, sismos de magnitud moderada hasta M_L 6,0 han ocurrido en los últimos años en



Nicaragua Nororiental, en la costa caribeña (cerca de las ciudades de Bluefields), en Puerto Cabezas, en el mar Caribe (cerca de isla del Maíz), en el sur del pueblo El Rama y, muy recientemente, en el municipio de San Juan de Río Coco.

Las autoridades nacionales y locales, las universidades, los tomadores de decisiones, y el público en general, demandan cada vez más herramientas y estudios eficaces en el campo de la amenaza sísmica, a fin de disponer de más conocimiento y recursos para la reducción del riesgo sísmico.

Los resultados de la evaluación de la amenaza sísmica presentados en este trabajo servirán de base para mejorar el Reglamento Nacional de la Construcción en Nicaragua, así como también serán de gran utilidad para las instituciones financieras, de seguros y turísticas. Igualmente, permitirán que las autoridades nacionales y locales cuenten con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.

9.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN NICARAGUA

Los primeros estudios de amenaza sísmica en Nicaragua se realizaron a raíz del terremoto de Managua, ocurrido el 23 de diciembre de 1972, basándose en datos sobre la sismicidad obtenidos con la red sísmica mundial y en parámetros de la atenuación.

Tras el sismo de 1972 que destruyó Managua, se instaló una red sísmica en Nicaragua, en el año 1975. Los datos de esta red han hecho posible desarrollar mapas de amenaza sísmica y estudios locales en ciertas ciudades del territorio nacional. Un primer estudio de usando datos de la red sísmica de Nicaragua fue realizado por Arellano (1984) y una evaluación macrosísmica probabilística de la amenaza sísmica fue llevada a cabo por Espinoza (1996).

Strauch *et al.* (2000) efectuaron un estudio de amenaza sísmica para Managua, que presentó valores de PGA mayores a 4 m/s^2 , para un periodo de retorno de 475 años y además un espectro de amenaza uniforme UHS.

En el año 2001, en un trabajo de colaboración de MOVIMONDO con fondos de la Unión Europea, se desarrolló el estudio de vulnerabilidad sísmica para los municipios de Quezalquaque y Momotombo, en el occidente de Nicaragua, incluyendo también cálculos de amenaza sísmica para toda Nicaragua, en el marco del proyecto “Fortalecimiento Nacional y Local en Prevención, Mitigación y Atención de Desastres Naturales en Nicaragua”.

En el periodo 2004-2006, con financiación de la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA), se elaboró el mapa de amenaza sísmica para Managua, a través del proyecto “Estudio para el establecimiento de mapas básicos y mapas de amenaza para SIG en la república de Nicaragua”. Se revisaron también el catálogo de sismos y las leyes de atenuación para sismos en la cadena volcánica y sismos tectónicos.



9.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

9.3.1. Catálogo sísmico

El catálogo sísmico de Nicaragua incluye información de diferente procedencia en dos periodos temporales. Desde 1522 hasta marzo de 1975 contiene información del catálogo histórico de Alfaro *et al.* (1990), del Preliminary Determination of Epicenters (PDE), del catálogo del International Seismological Center (ISC) y del catálogo de sismos históricos e instrumentales, presentado por Rojas *et al.* (1993).

Desde abril de 1975 hasta la fecha contiene la información recopilada por la Red Sísmica Nacional de Nicaragua, incluida en los boletines mensuales y anuales, de donde se han extraído unos 5.100 eventos de magnitud momento M_w mayor que 3,5. Estos datos son más confiables y precisos.

Para homogenizar la magnitud a M_w , se utilizaron las relaciones de magnitud obtenidas en el “Estudio para el establecimiento de mapas básicos y mapas de amenaza para el SIG de la republica de Nicaragua”, con la ayuda y cooperación de la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA). Estas correlaciones o expresiones de correlación entre magnitudes son las siguientes:

- $M_C = M_L$
- $M_S = (0,8 M_L - 0,01 M_{L2} - 0,8)/0,63$
- $M_S = 1,74 mb - 3,95$
- Si $M_S \leq 6,6$ entonces: $M_w = (2/3) M_S + 2,43$
- Si $M_S > 6,6$ entonces: $M_w = M_S$

Si se desconoce el tipo de magnitud, se asume M_w como M_S .

9.3.2. Principales terremotos históricos de Nicaragua

La amenaza sísmica en Nicaragua se concentra en su mayor parte en la costa pacífica y está asociada a la zona de subducción de América Central y al fallamiento local en la Depresión de Nicaragua y el Arco Volcánico (Frez y Gámez, 2008). Los mayores sismos ocurridos con I ? VII de los que se tiene algún reporte se describen a continuación. Los parámetros focales de los mismos han sido obtenidos del catalogo del International Seismological Centre (ISC).

Terremotos originados en la zona de subducción

- Mayo de 1844 (I_{MM} VIII). Este mes se reportó un violento terremoto que destruyó la ciudad de Rivas. Provocó cambios en el nivel de las aguas de los ríos Tipitapa y San Juan. Las aguas del lago de Nicaragua también experimentaron cambios en su nivel (Morales, 2008).



- 11 de octubre de 1885 (I_{MM} VIII-IX). A las 10 de la noche de este día, domingo, ocurrieron violentas sacudidas sísmicas que causaron serios daños en León, donde todas las iglesias, los edificios públicos y gran cantidad de casas particulares sufrieron daños. En Chinandega, las iglesias fueron reducidas a escombros, al igual que casas particulares. Millares de personas perdieron sus hogares. En Managua, potentes ruidos subterráneos acompañaron a los fortísimos sismos, causando pánico general y obligando a las personas a lanzarse a las calles mientras nubes de polvo de techos y casas que caían oscurecían la ciudad. En el momento del sismo no se podía caminar. Muchas casas se vieron caer y algunas personas sentían que el suelo se hundía bajo sus pies. Todas las iglesias sufrieron daños, así como el Palacio Nacional. Se calculó que la sacudida más larga duró 30 segundos. En Las Sierras de Managua el sismo se sintió con mucha violencia. Se abrieron grietas en el suelo. Los caminos fueron obstruidos y cayeron muchas casas (Morales, 2008).
- 29 de abril de 1898 (I_{MM} VIII). A las 10:45 de la mañana, en Managua, un fuerte y destructor movimiento de tierra hizo que el suelo se ondulara como la superficie de un lago durante una tempestad. Los edificios públicos e iglesias sufrieron daños mayores y todas las casas particulares quedaron dañadas. En León (I_{MM} VIII) fallecieron siete personas al caerles una pared del mercado. Las naves de la iglesia catedral quedaron cuarteadas. Todas las casas sufrieron daños. Se produjeron derrumbes en el cráter del volcán Momotombo. En Chinandega (I_{MM} VIII) no quedó una sola casa en pie. Millares de personas quedaron sin hogar. Las campanas de las iglesias repicaron solas a la hora del sismo. En el cementerio, los mausoleos fueron seriamente dañados. Los edificios públicos e iglesias quedaron completamente destruidos. Se reportaron gran cantidad de heridos y muertos. Fuertes ruidos subterráneos acompañaban cada sismo (Morales, 2008).
- 1 de septiembre de 1992 (M 7,2). Este terremoto ocurrió en el océano Pacífico. Una ola gigantesca destruyó gran parte de la costa del océano Pacífico de Nicaragua. La ola alcanzó entre 4 y 10 M de altura y causó 178 muertos (INETER, 2008).

Terremotos originados en fallas

- 23 de diciembre de 1972 (I_{MM} VIII-IX, M 6,2). En la madrugada de este día ocurrió un terremoto por fallamiento local que destruyó totalmente Managua. Dejó 10.000 muertos y gravísimos daños a la economía del país (Rojas *et al.* 1993).

Terremotos de origen desconocido

- 1528. Causó la destrucción de León Viejo (Rojas *et al.*, 1993).
- 1663 (I_{MM} VIII). Este fuerte terremoto destruyó completamente la ciudad de León y en Granada fue sentido con mucha violencia. Se reportaron cambios en el cauce del río San Juan, obstaculizando la navegación de navíos procedentes de Cádiz (España), hacia el lago de Nicaragua (Morales, 2008).



- 16 de febrero de 1922 (I_{MM} VIII). Violentas sacudidas sísmicas ocasionaron grandes daños en la ciudad de Granada. Las campanas de las iglesias repicaron solas. Parte de la torre de la parroquia se vino al suelo y el resto quedó completamente dañado. La energía eléctrica sufrió interrupción. Desde la cúpula de la iglesia La Merced cayó la cabeza de la estatua del Buen Pastor. Se derrumbó una parte del hospital. Sufrieron serios daños las haciendas Veracruz, Mecatepe y Mecatepillo. La tierra se abrió en los potreros y el ganado balaba desesperadamente. Cercos de piedras fueron destruidos en su mayor parte. En Nandaime, cayó una cruz de piedra que adornaba el atrio de la iglesia, la cual también quedó seriamente accidentada, al igual que muchas casas particulares (Morales, 2008).
- 5 de noviembre de 1926 (I_{MM} VII-VIII). En León sufrieron deterioros el 80% de sus edificios, quedando el resto en completo estado de ruina. En Managua, el 50% de los edificios fueron dañados. Se observaron ondulaciones en el pavimento a la hora del sismo. Se notaron serios daños en las paredes del Palacio Nacional, Mercados, Palacio de Justicia y Banco Nacional. Hubo derrumbes entre las Piedrecitas y Casa Colorada. En Las Sierras se rompieron muchas pilas de agua y en los caminos se produjeron grandes grietas. El sismo dejó numerosos muertos y heridos. Los daños materiales fueron estimados en cuatro millones de dólares (Morales, 2008).
- 31 de marzo de 1931 (I_{MM} VIII). Un terremoto fuerte destruyó Managua (I VIII). La violenta sacudida sísmica conmovería el país entero, viendo sucumbir Managua en la mañana de ese día, dejando grandes daños materiales, gran cantidad de heridos y golpeados, y 2.000 muertos (Rojas *et al.* 1993).
- 11 de enero de 1953. Hubo un terremoto en Somoto que dañó y destruyó casas y tuvo muchas réplicas. Durante casi todo el año de 1953 hubo sismos en Somoto y Ocotál. Parte de la gente salió de la ciudad para vivir en otros lugares. Hubo derrumbes en los cerros y se abrieron manantiales en las montañas. Se abrieron grietas en el terreno y se escucharon ruidos subterráneos (Morales, 2008).
- 4 de abril de 1955 (I_{MM} VIII). Una serie de sismos violentos se sintieron durante abril y mayo de 1955. Los mismos causaron grandes pérdidas materiales en Mateare (I_{MM} VIII) y Nagarote. Muchas iglesias y casas particulares se derrumbaron, aunque no se reportaron pérdidas humanas (Morales, 2008).
- 16 de diciembre de 1985 (I_{MM} VII, M 6). El sur de Nicaragua fue violentamente estremecido por una serie de movimientos telúricos que afectaron a la ciudad de Rivas y sus alrededores, siendo el pueblo rivense de Buenos Aires el más afectado ya que hubo algunos golpeados, casas derrumbadas y la iglesia severamente dañada hasta tal punto que tuvo que ser demolida en gran parte (Morales, 2008).
- 6 de julio de 2000 (I_{MM} VII, M 5,4). Fue una serie de terremotos. El mayor, de $M=5,4$, ocurrió en la Laguna de Apoyo y Masaya. Se reportaron 5 muertos y destrucción de casas en Masaya y otras ciudades cerca de la Laguna de Apoyo (Morales, 2008).

Los parámetros focales de los sismos sentidos en Nicaragua con $I_{MM} \geq VIII$, según el catálogo del International Seismological Centre (ISC), son listados en la Tabla 9.1.



Tabla 9.1. Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Nicaragua

Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de I _{max}	I ₀	I _{max}	M _M
1528					León Viejo		VIII	
1663					León		VIII	
1844/05				130	Rivas		VIII	7,1
11/10/1885				60	León		IX	7,0
29/04/1898				100	León y Managua		VIII	7,4
1931/03/31	16:02	12,3	86,6	5	Managua		VIII	5,6
1955/04/04	19:24	13,0	87,0	5	Mateare		VIII	
1972/12/23	08:00	12,3	86,1	5	Managua		X	6,2

Los epicentros de los sismos contenidos en la tabla anterior están representados en la Figura 9.1 con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km), de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).

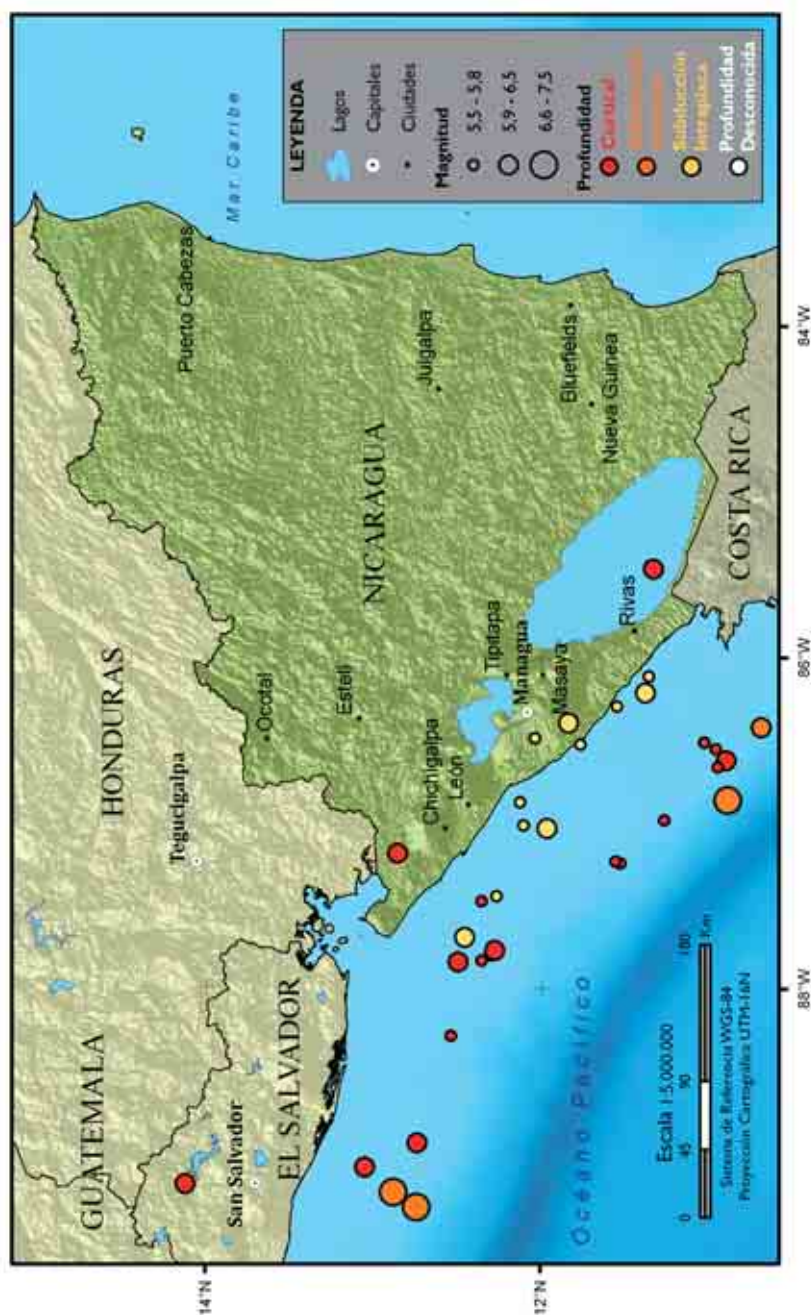


Figura 9.1. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Nicaragua



9.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

En el marco del proyecto RESIS II se han generado nuevos resultados de amenaza sísmica a nivel nacional, así como resultados específicos para la capital, Managua. En los siguientes apartados se presentan dichos resultados.

9.4.1. MAPAS DE AMENAZA

Se han generado mapas de amenaza para todo el país, expresada en términos de aceleración pico (PGA), a nivel de lecho rocoso, para periodos de retorno PR de 500, 1.000 y 2.500 años. Estos mapas se muestran en la Figura 9.2, en la Figura 9.3 y en la Figura 9.4. Un primer análisis de los mismos permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en determinadas regiones de la cadena volcánica.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA entorno a de 500 gal para algunas zonas de la cadena volcánica ubicadas en Nicaragua. La PGA decae fuertemente hacia el interior del país. El norte de Nicaragua presenta la menor amenaza sísmica.
- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 800 gal, respectivamente, en las zonas de máximo.



Figura 9.2. Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años





Figura 9.3. Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 1,000 años





Figura 9.4. Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 2.500 años





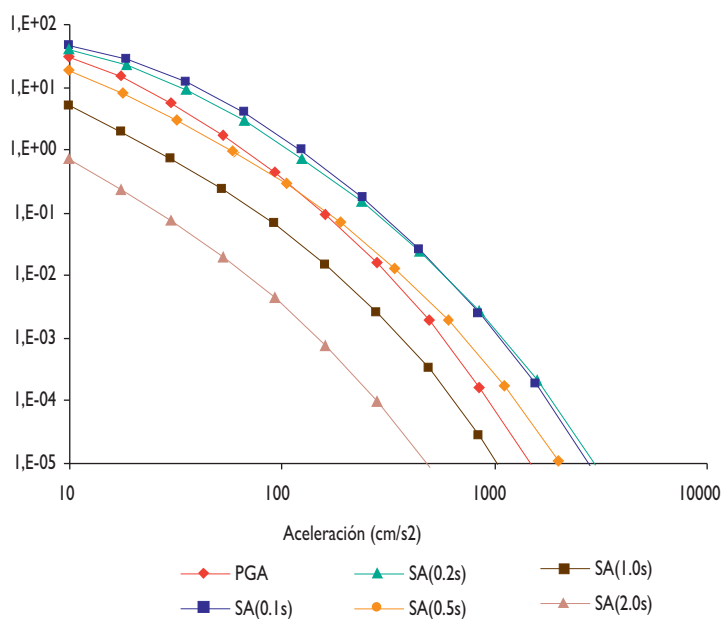
9.4.2. Resultados específicos para Managua

Para Managua se han obtenido las curvas de amenaza para varios parámetros de movimiento fuerte, junto con los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Además, se ha efectuado la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados.

9.4.2.1. Curvas de amenaza

Las curvas que representan la amenaza sísmica de Managua, en términos de PGA, y aceleraciones espectrales SA (T) para T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s), se incluyen en la Figura 9.5.

Figura 9.5. Curvas de amenaza para Managua



Como era de esperar, los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A éstas le siguen las curvas de PGA, que se cruzan con las de SA (0,5 s), para valores superiores a unos 100 gal, quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).



9.4.2.2. Espectros de respuesta uniforme

La Figura 9.6 representa los espectros de amenaza uniforme resultantes del estudio realizado para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en Managua. Los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 9.2.

Figura 9.6. Espectros UHS en Managua, para PR = 500, 1.000 y 2.500 años

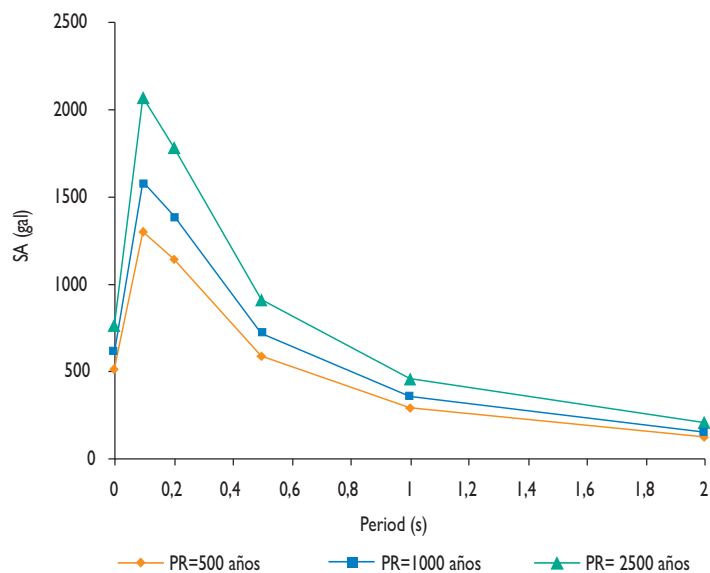


Tabla 9.2. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en Managua

Managua	Periodo de retorno (años)		
Aceleración (gales)	500	1.000	2.500
PGA	507	605	763
SA (0,1 s)	1.298	1.584	2.061
SA (0,2 s)	1.138	1.392	1.782
SA (0,5 s)	586	710	903
SA (1 s)	288	351	453
SA (2 s)	122	152	200

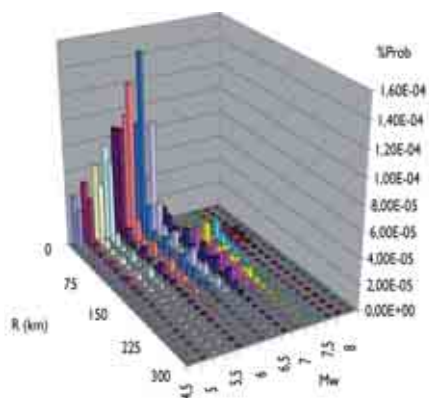


9.4.2.3. Resultados de la desagregación

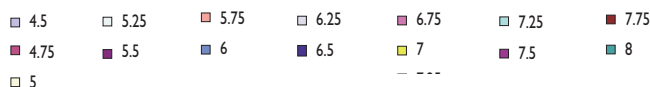
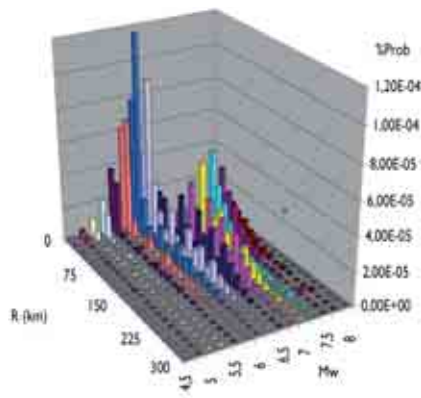
En la Figura 9.7 se representan los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) obtenidos en el cálculo de la peligrosidad para periodos de retorno de 500 y 2.500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación para la ciudad de Managua. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento, con la mayor y menor probabilidad de excedencia para las que se ha efectuado el estudio. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados previos se indican en la Tabla 9.3, en la que aparecen también los resultados para SA (0,2 s) y periodo de retorno de 1.000 años.

Figura 9.7. Resultados de desagregación en Managua para los movimientos objeto dados por: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años

A) Managua, PGA, PR = 500 años



B) Managua, SA(1s), PR = 500 años





C) Managua, PGA, PR = 2500 años

D) Managua, SA(1s), PR = 2500 años

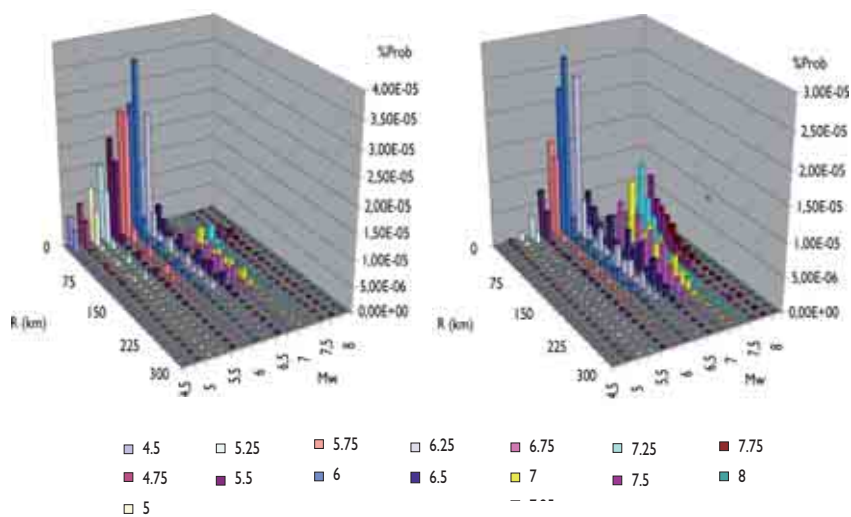


Tabla 9.3. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Managua

Managua					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	6	15	—	—
SA (0,2 s)	500	6	15	—	—
SA (1,0 s)	500	6	15	7,25	75
PGA	1.000	6	15	—	—
SA (0,2 s)	1.000	6	15	—	—
SA (1,0 s)	1.000	6	15	7,25	75
PGA	2.500	6	15	—	—
SA (0,2 s)	2.500	6	15	—	—
SA (1,0 s)	2.500	6	15	7,25	75



El análisis de resultados lleva a identificar los sismos de control asociados a los pares magnitud distancia dominantes (M, R) para los diferentes periodos de retorno. Es interesante observar cómo en muchos casos las graficas de contribución a la amenaza presentan distribuciones bimodales, evidenciando dos posibles sismos de control en diferentes intervalos de distancia, si bien generalmente uno de ellos presenta mayor densidad de probabilidad.

Si examinamos los resultados se evidencia que en Managua la amenaza parece dominada por un sismo local a $R = 15$ km de magnitud M 6, que estaría representando a un sismo de cadena volcánica. En este caso, sólo para el largo periodo SA (1 s), se acusa la influencia de un segundo sismo a distancia en torno a 75 km y M 7,25. Éste podría ser un sismo de subducción.

9.5. CONCLUSIONES GENERALES

Las conclusiones más destacables de los mapas obtenidos son:

- Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico PGA aparecen en determinadas regiones de la cadena volcánica.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA entorno a de 500 gal para algunas zonas de la cadena volcánica ubicadas en Nicaragua. La PGA decae fuertemente hacia el interior del país. El norte de Nicaragua presenta la menor amenaza sísmica.
- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 800 gal, respectivamente, en las zonas de máximo.
- Además de los mapas, se han obtenido resultados de curvas de amenaza específicos en Managua, capital del país, donde también se han definido los UHS correspondientes a periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años.
- Como resultados de la desagregación de peligrosidad en Managua la amenaza parece también dominada por un sismo local a $R = 15$ km, aunque de magnitud menor, M 6, que estaría representando a un sismo de cadena volcánica. En este caso, sólo para el largo periodo SA (1 s) se acusa la influencia de un segundo sismo, a distancia entorno a 75 km y M 7,25. Éste podría ser un sismo de subducción, que por la mayor proximidad de la trinchera a la costa, presenta distancias menores a la capital.

| Parte II

COSTA RICA





CAPÍTULO 10. **COSTA RICA**

10.1. INTRODUCCIÓN

Costa Rica, por su conformación sismotectónica y proximidad a límites convergentes de placas, se caracteriza por poseer una alta sismicidad de magnitud intermedia ($5,0 < M < 7,7$), que ha sido la causante de la ocurrencia de muchos sismos destructivos a lo largo de su historia. Uno de los más importantes y de mayor magnitud en tiempos recientes ocurrió en el año 1991 con una magnitud $M_w 7,7$ (Terremoto de Limón) que impactó severamente sobre la región Caribe del país, causando daños en un área de 8.000 km^2 , el 80% de los cuales corresponden al territorio costarricense y el 20% al de Panamá. Los daños y pérdidas más notables ocurrieron en líneas vitales, incluyendo carreteras, ferrocarriles, puentes, puertos y acueductos. En el país fue necesario reconstruir 309 km de carreteras. En total, los daños (en Costa Rica) ascendieron a 21.991,9 millones de colones (Denyer *et al.*, 1994a). El más reciente, con características destructivas, ocurrió el 8 de enero de 2009 con una magnitud $M_w 6,2$, localizándose su epicentro en la zona de Vara Blanca-Cinchona (región norte del valle central de Costa Rica), la cual sufrió serios daños en carreteras y caminos, así como en edificaciones y viviendas, debido tanto al efecto de la sacudida sísmica como a la gran cantidad de deslizamientos que sucedieron.

La mayoría de los sismos en el país ocurren principalmente a lo largo de la zona de subducción y el arco volcánico. Otras zonas con actividad sísmica importante incluyen el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la Zona de Fractura de Panamá. El potencial de causar daños de los sismos de la cadena volcánica es mayor que el de la zona de subducción por su foco somero, proximidad a centros poblados importantes y ocurrencia cercana a zonas con alta susceptibilidad a los deslizamientos.

La base para la reducción de la vulnerabilidad física o estructural a los terremotos está en las buenas prácticas de diseño y construcción y en el cumplimiento de las normas de diseño sismorresistente. A su vez, el fundamento de todo código o reglamento estructural sismorresistente reside en evaluaciones confiables de la amenaza sísmica.



La finalidad del presente trabajo es la obtención de mapas actualizados de amenaza sísmica que incluyan la información más actualizada posible sobre la sismología y tectónica de Costa Rica. Asimismo, se pretende que los resultados sirvan de base para mejorar y actualizar el código sísmico nacional y que sean de utilidad para las instituciones financieras y de seguros. De igual modo, permitirán a las autoridades contar con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.

Dada la importancia del objetivo planteado, la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR) decidió participar en el proyecto RESIS II, de carácter regional, y a nivel de país asumir los compromisos que el proyecto requiriese. Para el desarrollo de este estudio se participó en diferentes talleres técnicos, donde conjuntamente con especialistas europeos y de la región centroamericana, se discutieron y definieron aspectos relacionados con los diferentes parámetros que están involucrados en la estimación de la amenaza, enriqueciendo de esta manera el cálculo final realizado en la Universidad Politécnica de Madrid.

10.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN COSTA RICA

Varios estudios de amenaza sísmica se han realizado en Costa Rica a lo largo de los años, reflejo del estado del conocimiento de la sismicidad, de la tectónica del país y de la necesidad de reducir el riesgo sísmico en ese momento. Dichos estudios contaron con la participación de reconocidos ingenieros, sismólogos y geólogos, tanto nacionales como extranjeros.

Los primeros estudios de amenaza sísmica en Centroamérica fueron realizados a escala nacional en los laboratorios del John Blume Earthquake Engineering Center, de la Universidad de Stanford, California, a mediados de la década de los setenta. En Costa Rica el estudio lo realizaron Mortgat *et al.*, 1977, utilizando la metodología probabilística y dando como resultado mapas de isoaceleración e isoduración para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1.000 años, los cuales fueron incluidos en el Código Sísmico de Costa Rica en 1986 (CFIA, 1987). El valor máximo de amenaza estimado en ese estudio para San José fue de 0,31 g para un periodo de retorno de 500 años.

Laporte *et al.* (1994) realizaron un nuevo estudio de amenaza probabilístico (utilizando árbol lógico) a nivel nacional, en el cual se utilizó un modelo de atenuación de las ondas sísmicas desarrollado para la región centroamericana (Climent *et al.*, 1994), cuyos resultados fueron mapas de isoaceleración para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1.000 años, curvas de amenaza para San José y Golfito, así como espectros de pseudovelocidad de amenaza uniforme para periodos de retorno de 50, 100, 500 y 1.000 años. En este estudio se estimó en San José un valor de PGA de 0,37 g para 500 años de periodo de retorno.

Rojas *et al.* (1998), siguiendo la metodología probabilista y basados en una zonificación mixta de 15 áreas fuente y en el modelaje de cinco sistemas de fallas activas, presentaron tres mapas de isoamenaza para el Valle Central, para periodos de retorno de



50, 100 y 500 años. En este estudio se utilizó la ecuación de atenuación desarrollada por Schmidt *et al.* (1997) y se obtuvo un valor de PGA de 0,53 g para San José, para 500 años de periodo de retorno.

Fernández y Rojas (2000) publicaron un mapa de amenaza sísmica de Costa Rica para un periodo de retorno de 500 años, basados en una zonificación de 21 áreas sísmicas corticales y 2 intraplaca, aplicando las leyes de atenuación de Schmidt *et al.* (1997), en el cual se determinó una PGA de 0,42 g para la ciudad San José.

El estudio nacional más reciente fue realizado por Rojas *et al.* (2005) como un estudio particular para el Instituto Nacional de Seguros, en el que se incluyeron 36 zonas sísmicas, entre ellas, 27 superficiales y 9 de subducción (interplaca e intraplaca), combinadas con 8 sistemas de fallas locales conocidos. En este estudio se estimó un valor de PGA de 0,51 g para San José, para 500 años de periodo de retorno.

Los estudios anteriores a 2002 fueron considerados para la actualización del Código Sísmico de Costa Rica, que empezó a regir a partir de diciembre de 2003 (CFIA, 2003) y en el que se estipula un periodo de retorno de 500 años como mínimo para el diseño de cualquier obra civil en el país.

Al igual que en otras partes de Centroamérica, en el país se ha realizado una gran cantidad de estudios de amenaza sísmica para obras vitales, cuyos resultados son de uso interno o reservado, como los realizados por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) desde 1980 utilizando diferentes metodologías y que son aplicados al diseño y construcción de proyectos de generación eléctrica.

Como un avance importante en el desarrollo de los estudios de amenaza sísmica, tanto para el país como a nivel centroamericano, destaca el desarrollo, en los años noventa, de modelos espectrales de atenuación del movimiento fuerte propios para la región (Taylor *et al.*, 1992; Climent *et al.*, 1994; Dahle *et al.*, 1995; Schmidt *et al.*, 1997; las tres últimas espectrales) y que han sido utilizados en diversos estudios de amenaza a nivel regional en los últimos años.

10.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

10.3.1. Catálogo sísmico

Los temblores utilizados en el análisis de la sismicidad de Costa Rica provienen del catálogo desarrollado por Rojas (1993), quien revisó e integró, en formato de procesamiento sísmico SEISAN, todos los datos históricos de Centroamérica y los datos instrumentales de las redes centroamericanas hasta el año 1992. A nivel de Costa Rica, se incluyó la información de los sismos de la Red Sismológica Nacional (RSN) y del OVSICORI a partir de 1983.

El registro instrumental más preciso y confiable de la sismicidad se realiza entre 1983 y 2007, dada la mejora en cobertura de las redes sismológicas que operan a nivel nacional (RSN y OVSICORI), así como la implementación instrumental de redes



sísmicas locales operadas principalmente por el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). Más recientemente (1993), se han incorporado los datos del Centro Sismológico de América Central (CASC), con sede en la Universidad de Costa Rica, así como la información aportada por la red sísmica de la Universidad de Panamá, que opera una red permanente de estaciones en la zona fronteriza entre ambos países. Todo lo anterior ha contribuido a mejorar la completitud del catálogo, especialmente para magnitudes bajas.

El componente de sismos históricos fue también actualizado al incorporarse los datos de los libros de sismicidad histórica de Viquez (1910), Miyamura (1980), Peraldo y Montero (1994) y Ambraseys y Adams (2001).

Actualmente, el catálogo sísmico de Costa Rica cuenta con 56.000 eventos y está actualizado hasta diciembre de 2007. Para efectos del presente estudio, se ha considerado una completitud a partir de magnitud M_w superior a 3,5, quedando así el banco de datos en unos 10.600 sismos (formato nórdico tipo SEISAN), completo a partir de 1983 (Fernández y Rojas, 2000; Moya *et al.*, 2000; Taller Madrid, 2008).

Para uniformizar la magnitud del banco de datos a M_w se utilizaron las ecuaciones de conversión desarrolladas por Rojas (1993) que se presentan a continuación:

- $M_s = -5,74 (\pm 0,19) + 2,08 (\pm 0,02)m_b$
- $M_s = -4,165 (\pm 0,22) + 1,783 (\pm 0,04) M_L$
- $M_w = 2,251 (\pm 0,19) + 0,655 (\pm 0,04) M_s$

10.3.2. Principales terremotos históricos de Costa Rica

A continuación, se presenta una breve descripción de algunos de los terremotos ocurridos en Costa Rica y que son considerados como los más importantes y representativos, ya que causaron los mayores daños o pérdidas humanas y económicas:

Terremotos relacionados con la Subducción

- 27 de febrero de 1916 (I_{MM} IX, M_w 7,3). Terremoto de Papagayo, con epicentro en el golfo de Papagayo. Causó mucho daño en la zona de Santa Cruz, Guanacaste y en la costa noroeste de la península de Nicoya. En Santa Cruz se cayeron las torres de la iglesia, y en el Coco se produjeron algunas grietas en el terreno (Tristán, 1916).
- 21 de diciembre de 1939 (I_{MM} VIII, M_w 7,3). El terremoto intraplaca de mayor tamaño registrado en el siglo XX fue el del 21 de diciembre de 1939 (M_w 7,3), que fue sentido con intensidad máxima I VIII en la zona del suroeste de San José y Los Santos. Produjo dos muertes y dejó muchas edificaciones dañadas y casas destruidas (Rojas, 2004). El epicentro estuvo ubicado en la zona de Puriscal, a unos 60 km de profundidad.
- 5 de diciembre de 1941 (I_{MM} IX, M_w 7,4). Terremoto de Golfito, con epicentro en el Golfo Dulce. Fue sentido en todo el país y causó muchos daños en la zona sur,



especialmente en Golfito donde se reportó la ocurrencia de licuefacción. Boschini (1989) señala la muerte de dos personas en Palmar Norte y una en Palmar Sur. Ambraseys y Adams (1996) indican cuatro decesos más en Golfito. Este evento en Puerto Cortés y alrededores derribó árboles, casas, objetos de establecimientos comerciales y armarios; destruyó la escuela e inhabilitó la iglesia y el atracadero. Hubo licuefacción y daños en el andarivel de transporte de banano y en las líneas de ferrocarril (Arroyo 2001).

- 5 de octubre de 1950 (I_{MM} VIII, M_s 7,7). El terremoto de Nicoya del 5 de octubre de 1950 es el sismo de mayor tamaño del margen convergente durante el siglo XX, el cual alcanzó una intensidad I VIII en la provincia de Guanacaste y tiene una magnitud de M_w 7,8 estimada a partir del dato de intensidad. Provocó daños en muchas edificaciones, así como gran cantidad de deslizamientos y también causó varios heridos (Montero 1984).
- 9 de septiembre de 1952 (I_{MM} VIII, M_w 7,0). Terremoto de Quepos, asociado al proceso de subducción y localizado en la región pacífica central del país, al sur de Quepos. Causó daños importantes en los poblados de la costa pacífica central, así como en otros del Valle Central como Grecia, Palmares y Atenas (Montero y Climent, 1990).
- 3 de abril de 1983 (I_{MM} VIII, M_w 7,3). El terremoto de Golfito del 3 de abril de 1983, de magnitud M_w 7,3, es conocido como el terremoto del Sábado Santo. Su epicentro fue en el Golfo Dulce, y el sismo fue clasificado como de tipo interfase por subducción de la placa del Coco bajo la Microplaca de Panamá. Éste fue sentido en todo el país, generó intensidades de I VII y VIII en Golfito y alrededores, y causó graves daños en la Zona Sur del país, donde se presentaron colapsos totales y parciales de algunas construcciones, en las cuales, por lo general, no se habían respetado las mínimas normas de seguridad o bien se asentaban sobre rellenos insuficientemente compactados. En la región cercana al epicentro causó gran cantidad de deslizamientos y licuefacción y se reportaron cerca de 300 heridos en la zona sur, el Pacífico Central y el Valle Central (Montero y Mora, 1985).
- 25 de marzo de 1990 (I_{MM} VIII, M_w 7,1). El terremoto del Golfo de Nicoya fue parte de una serie sísmica caracterizada por la ocurrencia de dos eventos gemelos en una misma ruptura en la parte superior de la zona de subducción y localizados en la entrada del Golfo de Nicoya. Se registraron daños importantes en Cóbano, Puntarenas centro y Mata de Limón, dos personas fallecieron y hubo varios heridos. En las zonas costeras cercanas al epicentro se presentó el fenómeno de licuefacción y un pequeño *tsunami* en Tambor y Montezuma (Barquero y Boschini, 1991).
- 20 de agosto de 1999 (I_{MM} VIII, M_w 6,9). Es conocido como Terremoto de Dominical. Tuvo su origen en la zona de subducción, al sur de la costa de Dominical. Se reportaron deslizamientos en Dominical y Tinamaste y el sismo se sintió en todo el país. Se reportó como sentido por el personal de un barco que se encontraba frente a la costa oeste de la isla del Caño (Rojas y Redondo, 2002; Bilek y Lithgow-Bertelloni, 2005).



Por fallamiento transcurrente entre las placas del Coco y Nazca

- 25 de diciembre de 2003 (I_{MM} VIII, M_w 6,5). Fue el último terremoto asociado a esta fuente sísmica y ocurrió en Puerto Armuelles con M_w 6,5. Dejó importantes daños, efectos secundarios como asentamientos diferenciales y licuefacción, así como varios heridos y el colapso de algunas construcciones en mal estado (Barquero, 2004).

Por fallamiento local (cortical)

- 15 de febrero de 1772 (I_{MM} VIII, M_w 6,0). En el siglo XVI se reportó en esta fecha el primer terremoto histórico superficial en Costa Rica asociado a fallamiento local, con una magnitud estimada de M_w 6,0 (Peraldo y Montero 1994), conocido como el terremoto de Barba de Heredia. Este evento está documentado en los archivos de La Curia Metropolitana, ya que causó el colapso del convento y la iglesia de Barba. Además hubo varias casas dañadas y personas heridas, y posiblemente está relacionado con el sistema de falla de Alajuela (Peraldo y Montero, 1999).
- 7 de mayo de 1822 (I_{MM} IX, M_w 7,6). En el siglo XIX se recuerda este evento conocido como terremoto de San Estanislao, con M_w 7,6. Provocó deformaciones permanentes a lo largo de la costa atlántica de Costa Rica, Nicaragua y Panamá. Se reporta en Matina que ningún vecino había sentido un sismo más fuerte que éste y que se produjeron grietas profundas, licuefacción e inundaciones por *tsunami*. Se registró destrucción en los alrededores de Cartago y hubo muertos y heridos. Se cree que está relacionado con la fuente sísmica del sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá y Costa Rica (Rojas, 1993).
- 2 de septiembre de 1841 (I_{MM} IX, M_w 6,4). Éste fue el terremoto que produjo mayor cantidad de muertes y pérdidas en el siglo XIX, que causó una enorme destrucción entre Cartago y San José, en el que fallecieron 36 personas y hubo muchos heridos. Este sismo, conocido como terremoto de Cartago, sirvió de base para que se desarrollaran las primeras normas constructivas en Costa Rica, ya que el presidente de ese momento, Lic. Braulio Carrillo, decretó fortalecer las construcciones y aumentar el ancho de las calles para reducir el riesgo. El origen de este sismo puede estar relacionado con el sistema de la falla Lara al norte de Cartago (Peraldo y Montero, 1999).
- 24 de agosto de 1853 (I_{MM} VIII, M_w 6,0). Conocido como Temblor de Cañas, este evento afectó a la población de Cañas en el noroeste de Costa Rica. Se menciona que los estragos en la Villa de Cañas fueron de bastante consideración, destechándose enteramente todas las casas, cayendo algunas y quedando desplomadas las demás. También se observó la destrucción de gran parte de la montaña, grandes oquedades en la tierra y apertura de grietas (Peraldo y Montero, 1999).
- 30 de diciembre de 1888 (I_{MM} VIII, M_w 6,0). Éste fue uno de los terremotos del siglo XIX más recordados en el Valle Central del país, conocido como el terremoto de Fraijanes. Registró una intensidad I VIII en la zona del norte de Alajuela y provocó muchos daños en las construcciones del Valle Central. Además hubo varios heridos



y una víctima mortal, y fue acompañado de un importante deslizamiento que dio origen a la actual laguna de Fraijanes. El epicentro se asocia al sistema de falla de Alajuela (Alvarado *et al.*, 1988).

- 5 de mayo de 1910 (I_{MM} VIII, M_w 6,4). Uno de los terremotos más recordados a inicios del siglo XX fue el que destruyó la ciudad de Cartago, conocido como el terremoto de Santa Mónica. Fue desastroso, provocó la destrucción del 90% de la infraestructura de la ciudad de Cartago y se registraron 800 víctimas, entre muertos y desaparecidos, y unos 5.000 heridos. Fue sentido en todo el país y también generó daños en otras ciudades del Valle Central. Fue originado en la falla Agua Caliente, que pasa justo al sur de Cartago (Montero, 1983).
- 29 de agosto de 1911 (I_{MM} IX, M_w 6,2). En este sismo se reportó caída de casas y formación de múltiples grietas y grandes deslizamientos en Toro Amarillo y alrededores. Varias casas resultaron dañadas en Sarapiquí, Naranjo, Grecia y San Ramón. Alvarado *et al.* (1988) localizan el epicentro en el área de Toro Amarillo, donde tuvo una intensidad máxima I_{MM} de IX.
- 10 de octubre de 1911 (I_{MM} VIII, M_w 6,5). Conocido como el terremoto de Guatuso, en la zona epicentral, produjo, según los reportes, árboles arrancados de raíz, derrumbes en el camino y muchas grietas. En las hornillas de Miravalles, se registró una sacudida muy fuerte en dirección NE a SW (Tristán, 1912).
- 4 de marzo de 1924 (I_{MM} X, M_w 7,0). En el siglo XX, éste fue uno de los terremotos de fallamiento local más destructivos ocurridos en Costa Rica. Alcanzó intensidades máximas de IX grados en el oeste del valle central, provocó mucho daño en la infraestructura, cambios en el relieve, gran cantidad de deslizamientos y varios heridos. Fueron generadas muchas réplicas, que se mantuvieron por más de dos meses y algunas de ellas de moderada magnitud, que contribuyeron al incremento de daños y al pánico de la población de aquel entonces. Este evento se ha asociado con la falla Tárcoles (Montero, 1999).
- 30 de diciembre de 1952 (I_{MM} VIII, M_w 6,2). Conocido como terremoto de Patillos, el cual fue originado por una falla local, muy superficial, con epicentro en el flanco noroeste del macizo del Volcán Irazú. Causó múltiples deslizamientos dejando un saldo de 23 fallecidos (Montero 1983).
- 1 de septiembre de 1955 (I_{MM} VIII, M_w 6,1). Terremoto de los Bajos del Toro. Hay reporte de destrucción de casas en Río Segundo. La ermita de Toro Amarillo colapsó junto con otras construcciones en los alrededores. Se reportaron daños de consideración en San Juanillo y Grecia y en los comercios de Naranjo. Fue percibido en Ciudad Quesada, Zarcero, Río Cuarto y San José (Alvarado *et al.*, 1988).
- 14 de abril de 1973 (I_{MM} IX, M_w 6,5). Fue un terremoto importante de fallamiento superficial en la cadena volcánica de Costa Rica que causó importantes daños en la zona de Tilarán, más de 500 viviendas afectadas, 84 totalmente destruidas, 1.537 personas evacuadas y provocó la muerte de 23 personas. Fue originado en la falla Chiripa, con movimiento predominante de desplazamiento horizontal derecho (Montero, 1984).



- 3 de julio de 1983 (I_{MM} VIII, M_w 6,2). Conocido como terremoto de Buena Vista de Pérez Zeledón. Este evento causó daños en pequeñas edificaciones, caminos y en la carretera Interamericana, así como deslizamientos y la pérdida de una vida humana, afectando un área de unos 400 km². Este evento es atribuido a la falla Buenavista, con rumbo N120W, de tipo dextral con componente vertical y una longitud mínima de 30 km (Boschini *et al.*, 1988).
- 22 de diciembre de 1990 (I_{MM} VIII, M_w 6,0). Éste fue el terremoto de Piedras Negras, asociado también a fallamiento local. Tanto este sismo como los dos anteriores dejaron muchos daños en la infraestructura y en el ambiente, e importantes pérdidas económicas, además de varias personas fallecidas y decenas de heridos (Barquero y Boschini, 1991).
- 22 de abril de 1991 (I_{MM} X, M_w 7,7). Fue otro sismo importante ocurrido en esta región, conocido como el terremoto de Limón, sumamente destructivo, que provocó grandes pérdidas, dejó 585 heridos y 102 muertes entre Costa Rica y Panamá. Generó intensidades máximas de I X en la zona mesosísmica y provocó un levantamiento vertical entre 0,5 y 1,5 m, a lo largo del sector Caribe, desde Puerto Limón hasta una zona próxima a la frontera de Panamá. La ruptura se inició a una profundidad cercana a 20 km y se propagó hacia arriba alcanzando el piso oceánico y generando un *tsunami*. La zona donde se localizaron las réplicas indica una falla que tuvo una longitud de 85 km por unos 45 km de ancho, medidos a lo largo de la inclinación de la falla, que pertenece al sector oeste de la zona sísmica del Cinturón Deformado del Norte de Panamá-Costa Rica (Ponce *et al.*, 1994).
- 10 de julio de 1993 (I_{MM} VIII, M_w 6,0). Terremoto de Pejibaye. Su epicentro coincide prácticamente con las trazas de las fallas Atirro-Tucurrique y Turrialba. Este evento generó daños en Pejibaye, El Humo, Tuís y Turrialba y en la zona mesosísmica se presentaron deslizamientos (Barquero y Peraldo, 1993).
- 20 de noviembre de 2004 (I_{MM} VII +, M_w 6,4). Este sismo tuvo lugar en Dumas y fue asociado a un fallamiento tipo normal profundo, con inicio de ruptura a 25 km de profundidad. Provocó licuefacción como uno de sus principales efectos secundarios. En la zona de Parrita, Quepos y en poblaciones de la zona de León Cortés, hubo caída de objetos y daños importantes en estructuras con bajo nivel de ingeniería. En San José también se sintió con fuerza y se reportó la caída de objetos y ventanas quebradas (Barquero y Rojas, 2004; Pacheco *et al.*, 2006).
- 8 de enero de 2009 (I_{MM} IX, M_w 6,2). Este sismo ocurrido recientemente en Chinchona fue el último terremoto de cadena volcánica, que provocó la muerte de 25 personas, 15 desaparecidos, cerca de 300 heridos y gran destrucción de infraestructura y carreteras en la zona de Varablanca, Poasito y Chinchona, además de provocar prácticamente la desaparición de este último poblado, el cual será reubicado en otro sector de la región (Barquero, 2009).

Los parámetros sísmicos de localización y tamaño correspondientes a los sismos referidos se listan en la Tabla 10.1.

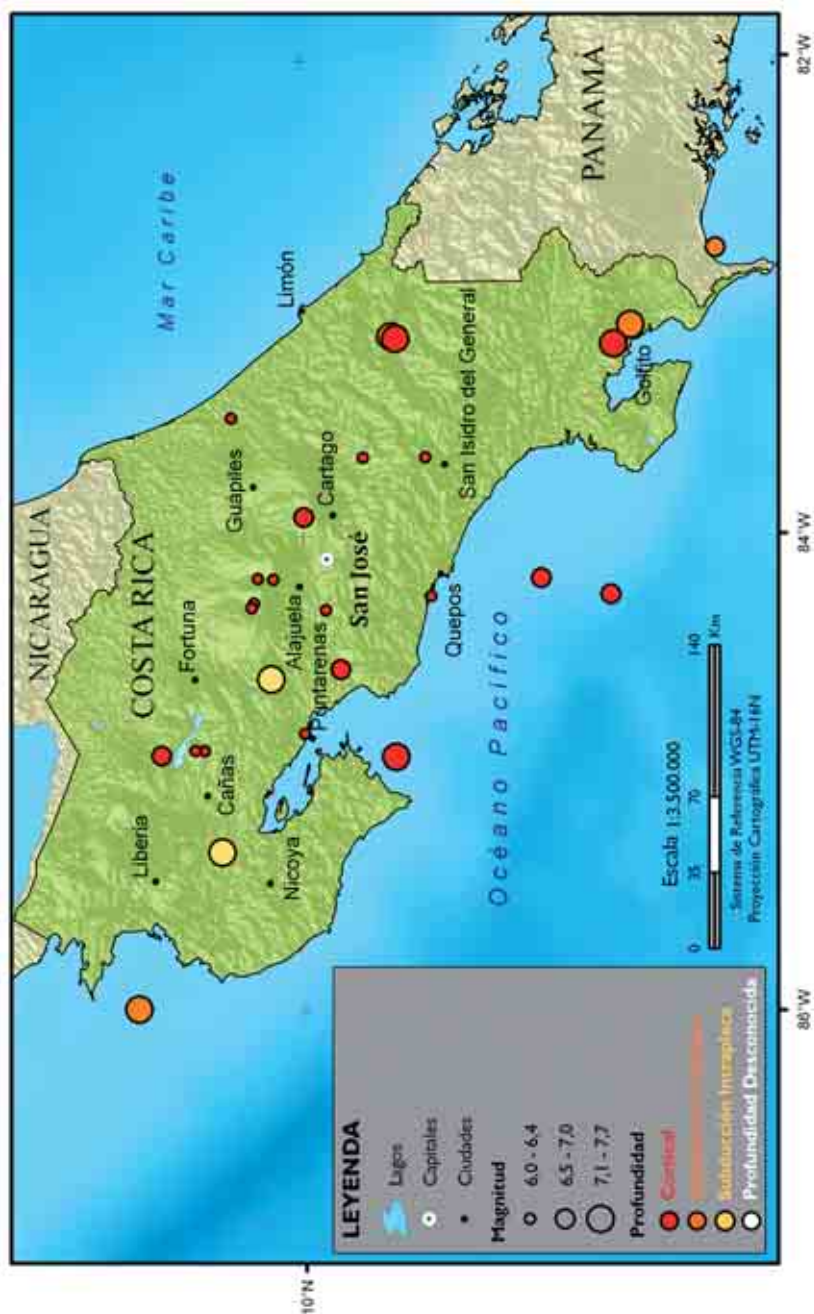
Tabla 10.1. Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Costa Rica

Fecha	Hora	Latitud (oN)	Longitud (oW)	Prof. (km)	Población de I _{max}	I ₀	M
15/02/1772	–	10,12	84,20	10	Barva	VIII	6,0
07/05/1822	06:30	9,63	83,15	20	Valle de la Estrella	IX	7,6
02/09/1841	12:30	9,84	83,95	10	Cartago	IX	6,4
24/08/1853	–	10,42	84,90	10	Cañas	VIII	6,0
30/12/1888	10:12	10,14	84,18	10	Fraijanes	VIII	6,0
05/05/1910	00:47	9,84	83,91	9	Cartago	VIII	6,4
29/08/1911	04:06	10,21	84,28	8	Bajos del Toro	IX	6,2
10/10/1911	13:37	10,60	84,92	10	Guatuso	VIII	6,5
27/02/1916	21:34	10,70	85,99	50	Papagayo	IX	7,3
04/03/1924	10:07	9,83	84,56	15	Orotina	X	7,0
21/12/1939	20:54	9,87	84,35	70	Puriscal	VIII	7,3
05/12/1941	20:46	8,70	83,20	28	Golfito	IX	7,4
05/10/1950	16:09	10,1	85,30	55	Nicoya	VIII	7,8
09/09/1952	12:54	8,72	84,25	20	Quepos	VIII	7,0
30/12/1952	12:07	10,30	83,50	10	Patillos	VIII	6,2
01/09/1955	17:33	10,22	84,30	3	Bajos del Toro	VIII	6,1
14/04/1973	08:34	10,45	84,9	10	Tilarán	IX	6,5
03/04/1983	02:50	8,50	83,50	34	Golfito	VIII	7,3
03/07/1983	17:13	9,49	83,67	14	P. Zeledón	VIII	6,2
25/03/1990	13:22	9,62	84,93	16	Cóbano	VIII	7,1
22/12/1990	17:27	9,91	84,31	4	Piedras Negras	VIII	6,0
22/04/1991	21:56	9,63	83,15	23	Limón	X	7,7
10/07/1993	20:40	9,75	83,67	14	Turrialba	VIII	6,0
20/08/1999	10:02	9,01	84,18	22	Quepos	VIII	6,9
25/12/2003	07:11	8,28	82,84	15	Península Burica	VIII	6,5
20/11/2004	08:07	9,469	84,254	25	Damas	VII+	6,4
08/01/2009	19:21	10,193	84,177	4,6	Cinchona	IX	6,2

Los epicentros de los sismos contenidos en la tabla anterior son representados en la Figura 10.1 con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km), de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).



Figura 10.1. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Costa Rica





10.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

En el marco del proyecto RESIS II se han generado nuevos resultados de amenaza sísmica a nivel nacional, así como resultados específicos para la capital, San José. En los siguientes apartados se presentan dichos resultados.

10.4.1. Mapas de amenaza

Se han generado mapas de amenaza para todo el país expresada en términos de aceleración pico (PGA), a nivel de lecho rocoso, para periodos de retorno PR de 500, 1.000 y 2.500 años. Estos mapas se muestran en las Figura 10.2, en la Figura 10.3 y en la Figura 10.4. Un primer análisis de los mismos permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno las mayores aceleraciones pico (PGA) se predicen en zonas cercanas a la costa pacífica del país, y a todo lo largo de la misma, así como en el valle central, donde se suma la influencia de importante actividad de fallamiento superficial junto con la de la zona de subducción. No obstante, en todos los mapas los mayores valores de PGA aparecen concentrados en tres zonas:

1. La parte noroeste de la península de Nicoya.
2. Un área que podemos enmarcar entre Tárcoles y Parrita.
3. La parte sur de la península de Osa y Punta Burica.

Estas tres áreas son muy similares a las definidas como de máxima amenaza en el estudio de Laporte *et al.* (1994), que aparecen incluidas en áreas mayores de acuerdo a la representación escogida para los mapas en este informe. Un área que no aparece reflejada como un máximo es la de Limón, probablemente debido a la zonificación sísmica utilizada.

En la ciudad de San José se estimaron valores máximos de PGA entorno a 500 gal para 500 años de periodo de retorno, bastante similar al estimado por Rojas *et al.* (1998) y Rojas *et al.* (2005), aunque un poco mayor al estimado por Laporte *et al.* (1994) y Fernández y Rojas (2000).

La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, con las líneas de isoaceleración presentando una distribución con un rumbo preferencial NW-WE, en gran parte reflejo de la disposición y geometría de la zona de subducción y los principales sistemas de fallas al interior del país. En estos mapas se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máxima amenaza.



Figura 10.2. Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR = 500 años

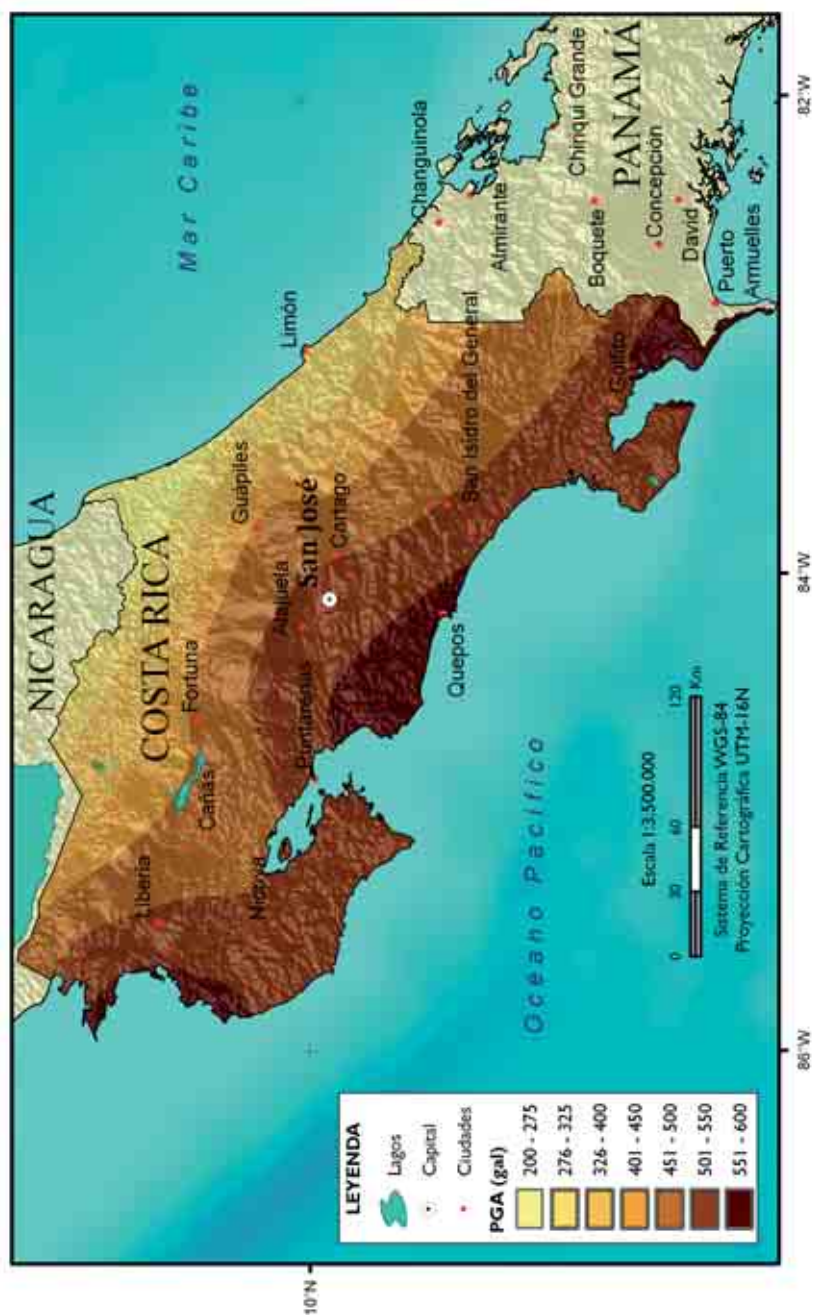




Figura 10.3. Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR = 1.000 años





Figura 10.4. Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR = 2.500 años





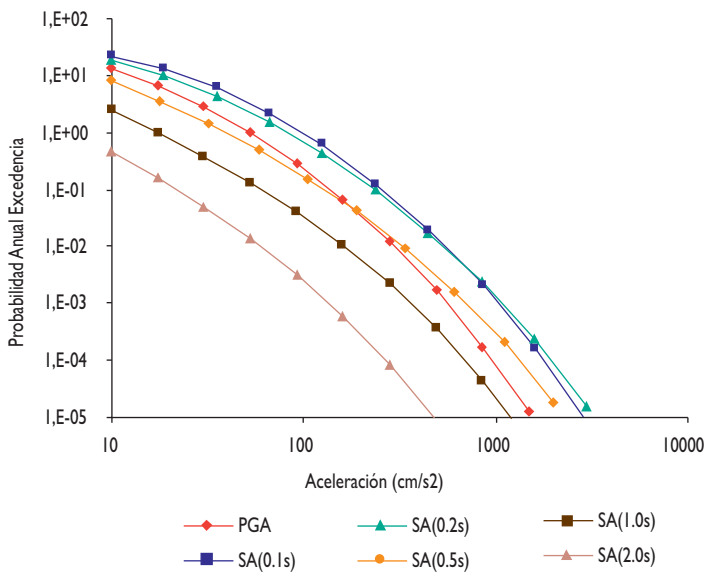
10.4.2. Resultados específicos para San José

Para San José se han obtenido las curvas de amenaza para varios parámetros de movimiento fuerte, junto con los espectros de amenaza uniforme UHS para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Además, se ha efectuado la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados.

10.4.2.1. Curvas de amenaza

Las curvas que representan la amenaza sísmica de San José, en términos de PGA, y aceleraciones espectrales SA (T) para T= (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s), se incluyen en la Figura 10.5.

Figura 10.5. Curvas de amenaza para San José



Como era de esperar, en todos los casos los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1 s) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A éstas les siguen, en orden decreciente de valores, las curvas de PGA, muy similares a las de SA (0,5 s), quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).



10.4.2.2. Espectros de respuesta uniforme

La Figura 10.6 representa los espectros de amenaza uniforme resultantes del estudio realizado para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la ciudad de San José. Los resultados numéricos se incluyen en la Tabla 10.2.

Figura 10.6. Espectros UHS en San José, para PR = 500, 1.000 y 2.500 años

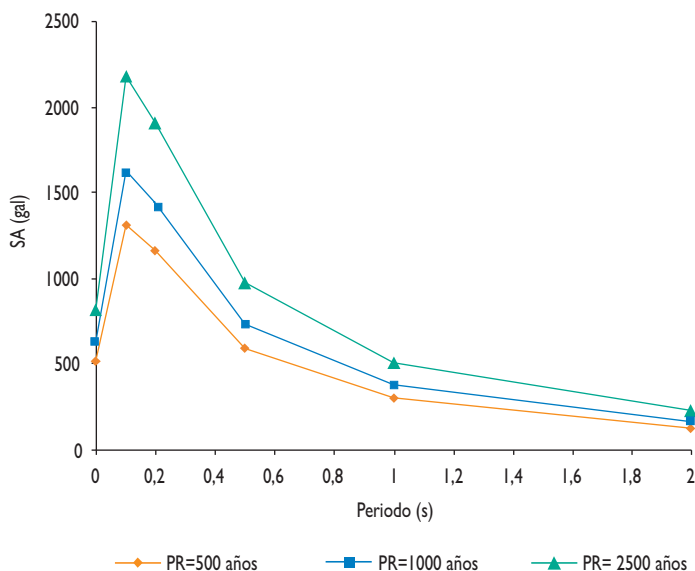


Tabla 10.2. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en San José

San José	Periodo de retorno (años)		
Aceleración (gales)	500	1.000	2.500
PGA	513	628	810
SA(0,1s)	1307	1627	2175
SA(0,2s)	1154	1440	1901
SA(0,5s)	586	731	969
SA(1 s)	297	376	505
SA(2 s)	125	161	222

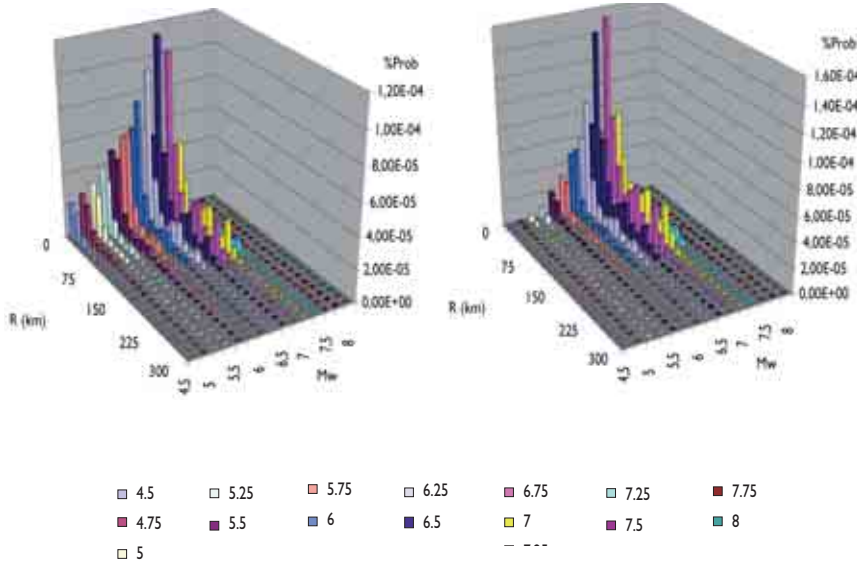
10.4.2.3. Resultados de la desagregación

En la Figura 10.7 se presentan los resultados de la desagregación en San José para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) obtenidos en el cálculo de la amenaza para periodos de retorno de 500 y 2.500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación en la ciudad de San José. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento, con la menor y mayor probabilidad de excedencia para las que se realizó el estudio. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados mostrados en las figuras se indican en la Tabla 10.3.

Figura 10.7. Resultados de desagregación en San José para los movimientos objeto dados por: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años

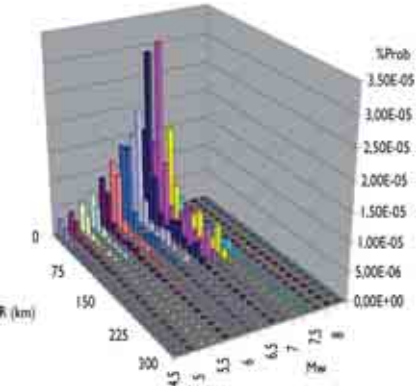
A) San José, PGA, PR = 500 años

B) San José, SA(1s), PR = 500 años





C) San José, PGA, PR = 2500 años



D) San José, SA(1s), PR = 2500 años

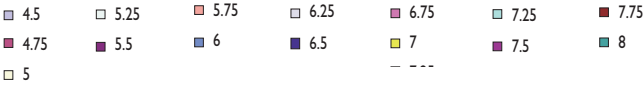
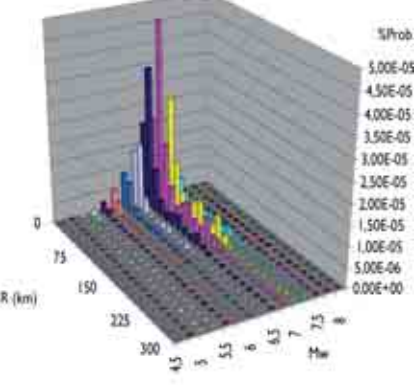


Tabla 10.3. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en San José

San José					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	6,5	15	—	—
SA (0,2 s)	500	6,5	15	—	—
SA (1,0 s)	500	6,75	15	—	—
PGA	1.000	6,5	15	—	—
SA (0,2 s)	1.000	6,5	15	—	—
SA (1,0 s)	1.000	6,75	15	—	—
PGA	2.500	6,75	15	—	—
SA (0,2 s)	2.500	(6,5,6,75)	15	—	—
SA (1,0 s)	2.500	6,75	15	—	—



Es interesante observar cómo, en muchos casos, las gráficas de contribución a la amenaza presentan distribuciones bimodales, evidenciando dos posibles sismos de control en diferentes intervalos de distancia, si bien generalmente uno de ellos presenta mayor densidad de probabilidad. Esto ha sucedido en algunas capitales de Centroamérica (Informe Regional “Evaluación de la Amenaza Sísmica en Centroamérica”, proyecto RESIS II). También es de destacar cómo en algunas capitales se producen cambios importantes con el periodo de retorno y/o con el periodo estructural, poniendo de manifiesto que el sismo de control puede variar con ambos, dado que la influencia de una determinada fuente sísmica sobre otra depende de la probabilidad de excedencia que se considere (o periodo de retorno) y desde luego del periodo de movimiento que se analice. Para periodos cortos es de esperar mayor influencia de sismos próximos, mientras que para periodos largos de movimiento van cobrando más importancia los sismos lejanos, cuyos espectros presentan mayor contenido en esos periodos. Si examinamos los resultados en la ciudad de San José (Figura 10.7), se evidencia que la distribución de contribuciones de pares (M, R) a la amenaza presenta un solo modo que se asocia a un único sismo de control, para M del orden de 6,5 y R de 15 km, a periodo de retorno de 500 años. La magnitud de este sismo aumenta ligeramente, siendo del orden de 6,7 para 2.500 años de periodo de retorno. Parece que la subducción no presenta una contribución marcada en este caso.

10.5. CONCLUSIONES GENERALES

Según los resultados obtenidos en este estudio, se puede indicar que la amenaza sísmica en el país se distribuye en forma alargada en la dirección NW-SE, siguiendo un contorno ligeramente paralelo a la ubicación de la trinchera y al arco volcánico, y se observa una mayor amenaza hacia la costa pacífica de todo el país, así como en el valle central, disminuyendo hacia la región Caribe. La zona ubicada al sureste de la ciudad de Limón (Caribe Sur) no aparece como una de las zonas de mayor amenaza, tal como ocurría en el estudio de Laporte *et al.* (1994). Lo anterior, muy probablemente, es debido a que la zona sísmica relacionada con esta región se incluyó en el presente estudio en una gran zona denominada Cinturón Deformado del Norte de Panamá, distribuyendo toda la sismicidad en una zona muy grande y por tanto disminuyendo la amenaza en esta región. Una revisión de esta fuente debe realizarse en futuras actualizaciones de la amenaza.

A nivel nacional, el mapa estimado de amenaza sísmica para 500 años de periodo de retorno (en roca) muestra valores pico de PGA que varían entre 200 gal —en la región Caribe— y 600 gal —en la Zona Pacífica—. Valores mayores a 350 gal son considerados como moderados a altos y deben ser tomados en cuenta en el diseño de obras futuras. Los valores máximos, de hasta 600 gal, aparecen en la zona de la costa del golfo de Papagayo, la región sureste de la península de Nicoya, la región cercana a la costa entre Herradura y Quepos y la parte sureste de la península de Osa y Punta Burica.



En el caso de San José, el valor de PGA es del orden de los 500 gal, bastante similar al obtenido por Rojas *et al.* (1998) y Rojas *et al.* (2005), pero un poco mayor a los estimados por Laporte *et al.* (1994) y Fernández y Rojas (2000).

Estudios de amenaza sísmica realizados a nivel regional, como el de Shedlock (1999) y Montero *et al.* (1997), han estimado para San José valores de PGA de 500 a 550 gal el primero y de 300 a 400 gal el segundo (para 500 años de periodo de retorno), mostrando, al igual que los anteriores estudios, cierta variación con los resultados del presente estudio, variaciones muy posiblemente relacionadas con los modelos sistotectónicos y de atenuación utilizados.

Los mapas de amenaza para 1.000 y 2.500 años de periodo de retorno, muestran una morfología bastante similar a la que presenta el mapa de 500 años de periodo de retorno, con máximos hacia la costa pacífica y disminuyendo hacia la zona Caribe.

Interpretando los resultados de la desagregación en San José, la distribución de contribuciones de pares (M, R) a la amenaza presenta un solo modo, que se asocia a un único sismo de control, para M del orden de 6,5 y R de 15 km a periodo de retorno de 500 años. La magnitud de este sismo aumenta ligeramente, siendo del orden de 6,7 para 2.500 años de periodo de retorno. Parece que la subducción no presenta una contribución marcada en este caso. Esta condición podría estar asociada a las bajas tasas de ocurrencia anual de eventos sísmicos estimadas para las fuentes interplaca e intraplaca de Costa Rica, o que efectivamente la amenaza sísmica en el valle central del país está regida principalmente por el fallamiento local superficial. Ésta es otra tarea que debe ser retomada en futuras actualizaciones de la amenaza, realizando estimaciones de desagregación en diferentes lugares del país y comparando los resultados.

La forma espectral del espectro de respuesta estimada en este trabajo es bastante concordante con el espectro del Código Sísmico de Costa Rica para periodos menores a (0,2 s), así como con el máximo del factor espectral dinámico (FED). Para periodos mayores a (0,2 s), el espectro normalizado del código estima valores de respuesta mayores, y la razón de decaimiento de los dos espectros es bastante coincidente a partir de ese periodo.

A diferencia de otros estudios de amenaza realizados a nivel nacional, que han utilizado un único modelo de atenuación para todos los entornos, en esta ocasión se asoció a cada sistema de fuentes sismogénicas un modelo de atenuación particular, calibrado con datos instrumentales locales, lo que permitió utilizar varias combinaciones de fuente-modelo de atenuación en los cálculos finales.

La mayoría de la infraestructura en Costa Rica se ubica en zonas sísmicamente activas, amenazadas no sólo por las fuentes sísmicas corticales, sino también por eventos de subducción, lo que hace esperar que en casi toda la zona costera del país y hacia el interior puedan presentarse intensidades mayores a I VII en la escala Mercalli Modificada y en algunos casos hasta de I X (de acuerdo a la sismicidad histórica reportada y los resultados de este estudio), por lo que es importante seguir al pie de la letra las normativas de diseño sísmico y de construcción vigentes en el país, con el fin de reducir la vulnerabilidad de las obras civiles que se construyan en el futuro.



Se debe recordar que éste es un estudio realizado a nivel nacional y no debe usarse estrictamente para emplazamientos específicos de grandes obras de ingeniería que requieran estudios de mayor detalle. Además, existen riesgos secundarios ligados al fenómeno sísmico en Costa Rica, derivados de la condición del suelo, cuya consistencia y otras características pueden ser modificadas por las ondas sísmicas, provocando amplificación de las oscilaciones y resonancia, por lo que, para ciertas obras críticas, es recomendable el estudio del periodo característico del suelo unido al de sus condiciones geotécnicas.

| Parte II

PANAMÁ





CAPÍTULO II. PANAMÁ

II.1. INTRODUCCIÓN

Por su conformación sismotectónica y proximidad a límites de placas, el istmo de Panamá ha sido sacudido por sismos fuertes a lo largo de su historia. El primer registro de un sismo en América por parte de los conquistadores españoles fue el del Licenciado Gaspar de Espinoza, quien reportó un fuerte sismo en la península de Azuero a principios del mes de mayo de 1516, que fue sentido por miembros de su expedición.

El 2 de mayo de 1621, la Ciudad de Panamá sufrió graves daños a causa de un terremoto que, según el cronista Requejo Salcedo (1640): “Comenzó entre las nueve y diez de la mañana con un remezón y vaivén que fue el nuncio de los dem[...]; pero no imaginamos los que estarían por venir; duró poco y pasó presto. A las cuatro y media o tres cuartos de la tarde asegundó con tanta violencia, estremeciéndose y temblando los edificios [...] el que se hallaba en ellas apenas se podía tener sin muy grande artificio”.

Desde el gran sismo del 7 de septiembre de 1882 ($M_w 7,9$), el cual causó grandes pérdidas a las obras del canal francés y un *tsunami* que ahogó al menos a 75 personas en el archipiélago de San Blas, en Panamá han ocurrido sismos destructivos en 1904, 1913, 1916, 1934, 1943, 1974, 1976 y 1991, lo cual demuestra que el istmo no está exento de terremotos y evidencia la necesidad de que la sociedad participe en la gestión del riesgo sísmico y se tomen en consideración las normativas del Reglamento Estructural Panameño (REP2004) en cuanto al diseño y construcción sismorresistentes.

La evaluación de la amenaza o peligro sísmico es el primer paso en la evaluación del riesgo sísmico, que requiere combinar el peligro sísmico con las condiciones locales del terreno y con la vulnerabilidad estructural de las edificaciones. Sismos fuertes en áreas remotas causan una peligrosidad sísmica alta, pero no representan ningún riesgo, debido a que no hay estructuras que puedan verse afectadas significativamente; por otro lado sismos moderados en zonas densamente habitadas y urbanizadas pueden representar una amenaza pequeña pero un alto grado de riesgo, debido a la alta densidad de la población y edificaciones.



El minimizar las pérdidas de vidas, los daños a las edificaciones y a la propiedad y las interrupciones en la vida económica y social por causa de terremotos depende, en buena parte, de estimaciones confiables del peligro sísmico. Los gobiernos nacionales, provinciales y locales, los tomadores de decisiones, ingenieros, planificadores y autoridades de protección civil y el público en general, requieren estimaciones de amenaza o peligro sísmico, cada vez con menor incertidumbre, para la adecuada planificación del uso del territorio, mejor diseño y construcción de las edificaciones, mejor respuesta ante las emergencias sísmicas, predicciones económicas más confiables, y muchas otras medidas de mitigación del riesgo sísmico, que permitan un desarrollo sostenible más seguro.

En este capítulo se presentan los resultados de una nueva evaluación de la amenaza sísmica desarrollada en el marco del proyecto RESIS II, resultados que servirán de base para mejorar el Reglamento Estructural Panameño y serán de gran utilidad para las instituciones financieras, de seguros y turísticas. Igualmente, permitirán que las autoridades nacionales y locales cuenten con una herramienta que facilite la gestión del riesgo sísmico y el ordenamiento territorial.

11.2. ANTECEDENTES DE ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN PANAMÁ

La mayoría de los estudios de amenaza sísmica en Panamá han sido realizados para la Compañía del Canal de Panamá, conocida a mediados de los años ochenta como la Comisión del Canal de Panamá. Posteriormente, al pasar el Canal de Panamá a control panameño, los estudios fueron continuados para su sucesora, la Autoridad del Canal de Panamá. Estudios importantes de amenaza también se realizaron para los proyectos hidroeléctricos Tabasará y Fortuna, el segundo puente sobre el Canal de Panamá o Puente Centenario, la Autopista Panamá-Colón y algunos otros proyectos hidroeléctricos importantes desarrollados en el occidente de Panamá. Sin embargo, estos estudios son de uso reservado y confidencial para sus propietarios.

Las primeras publicaciones científicas sobre la amenaza sísmica en Panamá fueron hechas por Vergara (1990, 1991). En ellas se presentan los niveles probabilistas de amenaza sísmica y mapas de amenaza para distintos periodos de retorno en términos de intensidad macrosísmica. El primer estudio de amenaza probabilista en términos de PGA fue publicado por Camacho *et al.*, 1997. En el mismo también se presentaron tres mapas nacionales con tres niveles de probabilidad de excedencia y se obtuvieron valores de PGA de 0,2 g para la Ciudad de Panamá, para un periodo de retorno de 500 años.

Bajo el proyecto RESIS I, se realizó la microzonificación sísmica de la Ciudad de David, en el occidente de Panamá, desarrollándose una curva de peligrosidad y un espectro de amenaza uniforme probabilista para la misma (Camacho *et al.*, 2000).

El Reglamento Estructural Panameño estipula 475 años de periodo de retorno, sin embargo, se está considerando la posibilidad de usar periodos de retorno más altos, principalmente para los edificios de más de 20 pisos y obras vitales.



11.3. ACTIVIDAD SÍSMICA

11.3.1. Catálogo sísmico

Existen diversos estudios de sismicidad histórica a nivel de América Central y el Caribe en donde se mencionan sismos ocurridos en Panamá (Grases, 1975, 1994; Feldman, 1993; Peraldo y Montero, 1999; Ambraseys y Adams, 2001). Estudios enfocados en la sismicidad histórica de Panamá han sido realizados por Kirpatrick (1920), Acres (1982), Viquez y Toral (1987), Camacho y Viquez (1994), Camacho *et al.* (2000) y Peraldo *et al.*, (2007).

Aparte de los trabajos de sismicidad histórica mencionados anteriormente, Camacho (1991) relocalizó los sismos de la serie sísmica de 1934, que fueron incluidos en el catálogo de Rojas *et al.* (1993a). También se han relocalizado y estimado los mecanismos focales de sismos históricos en el sur de Panamá (Villaseñor, comunicación personal) y se han continuado recolectando boletines y sismogramas históricos de los eventos más importantes ocurridos en Panamá y alrededores, recalculándose sus magnitudes y parámetros focales.

En el presente trabajo se ha elaborado un catálogo basado en el desarrollado por Rojas *et al.* (1993a), que ha sido actualizado hasta diciembre de 2007, incorporando nuevas relocalizaciones de sismos históricos e información de las redes nacionales de Centroamérica y Colombia.

El catálogo se confeccionó en formato SEISAN y se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , incluyendo todos los sismos de magnitud $M_w > 3,5$. Cada país ha trabajado en su propio catálogo, analizando la sismicidad en el cuadrante asignado según una distribución definida para cubrir toda la región.

Para la confección del catálogo de cada país se ha analizando toda la sismicidad del área asignada y tomado una única solución para cada evento, siguiendo los criterios adoptados que se describen más adelante. Asimismo, el parámetro de tamaño se ha homogeneizado a magnitud momento M_w , para lo cual se han aplicado correlaciones locales cuando este dato no era originalmente calculado. Una vez revisados, depurados y homogeneizados los catálogos nacionales, se han unido configurando un único catálogo regional, conformado por 29.700 sismos de magnitudes mayores o iguales a 3,5.

En Panamá existen sismógrafos desde 1882, cuando la Compañía del Canal Francés instaló un instrumento en el Ateneo de la Ciudad de Panamá, el cual registró el gran sismo del 7 de septiembre de 1882 (Canelle Aillaud, 1882).

A finales del siglo XIX el cónsul británico, lord Mallet, reportó los sismos sentidos en Ciudad de Panamá u otras partes del país. En 1909, la compañía del Canal de Panamá instaló la Estación Sismológica (BHP), que funcionó hasta 1976. A mediados de 1932 se instalaron dos sismógrafos Wood-Anderson y en 1933 se instaló el primer acelerógrafo, que registró el terremoto de Puerto Armuelles del 18 de julio de 1934. En 1960 BHP se incorporó a la red mundial WWSSN y operó ininterrumpidamente hasta 1976. Durante un lapso de 7 años no hubo sismógrafos en Panamá hasta que, en



1983, dichos instrumentos fueron reinstalados en el observatorio sismológico de la Universidad de Panamá.

A partir de 1995 se cuenta con una red sísmica de cobertura nacional y, en 2004, la autoridad del Canal de Panamá instaló una red sísmica en Panamá Central. En Ciudad de Panamá existen más de 40 edificios instrumentados con acelerógrafos y las Universidades de Panamá y Tecnológica de Panamá son responsables de la operación de redes de acelerógrafos en campo libre. Los eventos del catálogo nacional de Panamá son localizados integrando los datos de la red sísmica permanente con la temporal y los de las redes nacionales de Costa Rica y Colombia. Además, se le han incorporado las relocalizaciones, mecanismos focales y reestimación de magnitudes efectuados a los sismos anteriores a 1960.

En diciembre de 2007, mediante el proyecto RESIS II de cooperación horizontal, se efectuó un trabajo conjunto entre la RSN de Costa Rica y la Universidad de Panamá, donde el catálogo nacional de Panamá se revisó y se integró incluso con el catálogo del noroeste de Colombia recopilado por la Red Sismológica Nacional de Colombia, operada por INGEOMINAS, y se actualizaron los catálogos de ambos países hasta diciembre de 2007, quedando un total de 2.800 sismos de magnitud mayor a 3,5.

11.3.2. Principales terremotos históricos de Panamá

A continuación se presenta una breve descripción de los terremotos más importantes ocurridos en Panamá, que causaron los mayores daños o pérdidas humanas y económicas. Las fechas y tiempo origen son UTC.

Terremotos relacionados con el Cinturón Deformado del Norte de Panamá

- 7 de mayo de 1822 (I_{MM} IX, M_S 7,6). Este terremoto ocurrió en horas de la madrugada y provocó deformaciones permanentes a lo largo de la costa atlántica de Costa Rica, Nicaragua y Panamá. Se reporta en Matina que ningún vecino había sentido un sismo más fuerte que éste y que se produjeron grietas profundas, licuefacción e inundaciones por *tsunami*. Se registró destrucción en los alrededores de Cartago, Costa Rica y Santa Fe de Veraguas, en Panamá. Hubo muertos y heridos en el valle central de Costa Rica. El sismo está relacionado con la fuente sísmica del sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá y también causó un *tsunami* (Camacho y Viquez, 1994).
- 7 de septiembre de 1882 (I_{MM} IX, M_W 7,9). Este terremoto ocurrió en horas de la madrugada (3:18 hora local) y está relacionado con la convergencia entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá. Es el terremoto de subducción que más daños ha causado en Panamá en tiempos históricos. La magnitud estimada para este sismo es M_W 7,9 y las intensidades en Ciudad de Panamá alcanzaron los I_{MM} VIII. Provocó daños en muchas edificaciones, gran cantidad de deslizamientos y varios heridos.

Fue seguido por un *tsunami* que ahogó al menos a 75 personas en el archipiélago de San Blas, en la costa noreste del Caribe de Panamá.

- 26 de abril de 1916 (I_{MM} IX, M_W 7,0). Este sismo se originó en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá, frente a las costas de Bocas del Toro. Causó graves pérdidas en las islas Colón, Carenero y Bastimentos y en el puerto de Almirante. Además originó un *tsunami* moderado que se observó a lo largo del archipiélago de Bocas del Toro y la laguna de Chiriquí.
- 22 de abril de 1991 (I_{MM} IX, M_W 7,7). Otro sismo importante, que causó muchos daños en Bocas del Toro es el terremoto de Limón o del valle de la Estrella. Causó licuefacción masiva y deslizamientos. Provocó grandes pérdidas, con 585 heridos y 102 muertes, entre Costa Rica y Panamá. Generó intensidades máximas de I X en la zona mesosísmica y provocó un levantamiento vertical entre 0,5 y 1,5 m, a lo largo del sector caribe, desde Puerto Limón hasta cerca de la frontera de Panamá. La ruptura se inició a una profundidad cercana a 20 km y se propagó hacia arriba hasta alcanzar el piso oceánico, generando un *tsunami*. La zona donde se localizaron las réplicas indican una falla que tuvo una longitud de 85 km por unos 45 km de ancho medidos a lo largo de la inclinación de la falla, que pertenece al sector oeste de la zona sísmica del Cinturón Deformado del Norte de Panamá-Costa Rica (Ponce *et al.*, 1994).

Terremotos originados en el Cinturón Deformado del Sur de Panamá

- 5 de enero de 1951 (I_{MM} VII, M_W 7,1). Este terremoto de profundidad intermedia (64 km) se originó en el océano Pacífico frente a las costas de la península de Azuero y su profundidad sugiere que está asociado a la subducción de la placa de Nazca bajo el bloque de Panamá. A este sismo se le ha determinado un mecanismo inverso con una fuerte componente transcurrente (Antonio Villaseñor, comunicación personal). El evento se sintió en todo el país. En Penonomé, en la provincia de Coclé, se cayeron estantes pesados y tejas de los tejados. Se sintió un precursor (M 6,7) y varias réplicas. En otros pueblos de la península de Azuero y la provincia Veraguas, la población salió a las calles. En algunos poblados, los habitantes huyeron hacia los campos cercanos.

Terremotos originados en la Zona de Fractura de Panamá

- 18 de julio de 1934 (I_{MM} XI, M_W 7,4). Éste es el terremoto más fuerte y destructivo originado en la falla de transformación entre las placas del Coco y Nazca (zona fronteriza entre Panamá y Costa Rica), mejor conocida como la Zona de Fractura de Panamá. Su secuencia de réplicas se extendió hasta el mes de agosto de ese año (Camacho, 1991). Este sismo registró una intensidad máxima de I XII, produjo muchos daños y personas heridas en Puerto Armuelles, David y el sur de Costa Rica. Además generó un *tsunami* moderado.



- 25 de diciembre de 2003 (I_{MM} VIII, M_w 6,5). Este sismo, originado en la Zona de Fractura de Panamá, causó desplome de casas y edificaciones de mampostería sin refuerzo en Puerto Armuelles, Panamá y la zona de Corredores, en Costa Rica. Dañó seriamente el muelle de Puerto Armuelles y se observó licuefacción del terreno masiva e innumerables deslizamientos por toda la península de Burica. En Vila Nelly, Costa Rica, el hospital quedó muy dañado.

Terremotos originados por fallamiento local (cortical)

- 2 de mayo de 1621 (I_{MM} VIII, M_w 6,5-7). Este sismo superficial ocurrió muy cerca de la Ciudad de Panamá, alrededor de las cinco de la tarde y parece estar asociado a la falla Pedro Miguel, que con rumbo NNW-SSE surca la parte central de Panamá hasta internarse en la bahía de Panamá. Causó graves daños y colapsó las edificaciones de cal y canto de Ciudad de Panamá. Los daños fueron muy localizados, ya que no existen reportes de otras poblaciones como Portobelo o Nata, y las réplicas se sucedieron durante más de tres meses. También se reportó un pequeño *tsunami* asociado a este evento.
- 2 de octubre de 1913 (I_{MM} VIII, M_w 6,9). En la península de Azuero, a lo largo de la falla de Tonosi, ocurrió este evento que causó muchos deslizamientos y graves daños a las poblaciones del sur de Azuero. El cable submarino se rompió al sur de Azuero y se reportó un pequeño *tsunami* en el golfo de San Miguel, provincia de Darién.
- 13 de julio de 1974 (I_{MM} VIII, M_s 7,3). Este sismo se originó en la falla de Sambú, al este de Panamá y muy cerca de la frontera con Colombia. Causó daños en Garachiné, Jaqué y otras poblaciones de la provincia de Darién, agrietamiento de edificaciones de mampostería y desplome de casas con construcción deficiente. Hubo deslizamientos y licuefacción masiva del terreno en Jaqué, Darién.
- 11 de julio de 1976 (I_{MM} IX, M_s 7,0). Este sismo fue muy superficial y fue precedido por un precursor con M 6,7. Su epicentro está muy cerca de la población de Jaqué, provincia de Darién y se originó en la falla Jaqué. El sismo causó gran deforestación en 450 km² de los cuales 54 km² corresponden a deslizamientos en zonas de bosques de montaña (Garwood *et al.* 1979). En Jaqué hubo 5 muertos y una migración masiva de los indígenas que habitaban las zonas montañosas de Darién.

Los parámetros sísmicos de localización y tamaño correspondientes a los sismos referidos se listan en la Tabla 11.1.



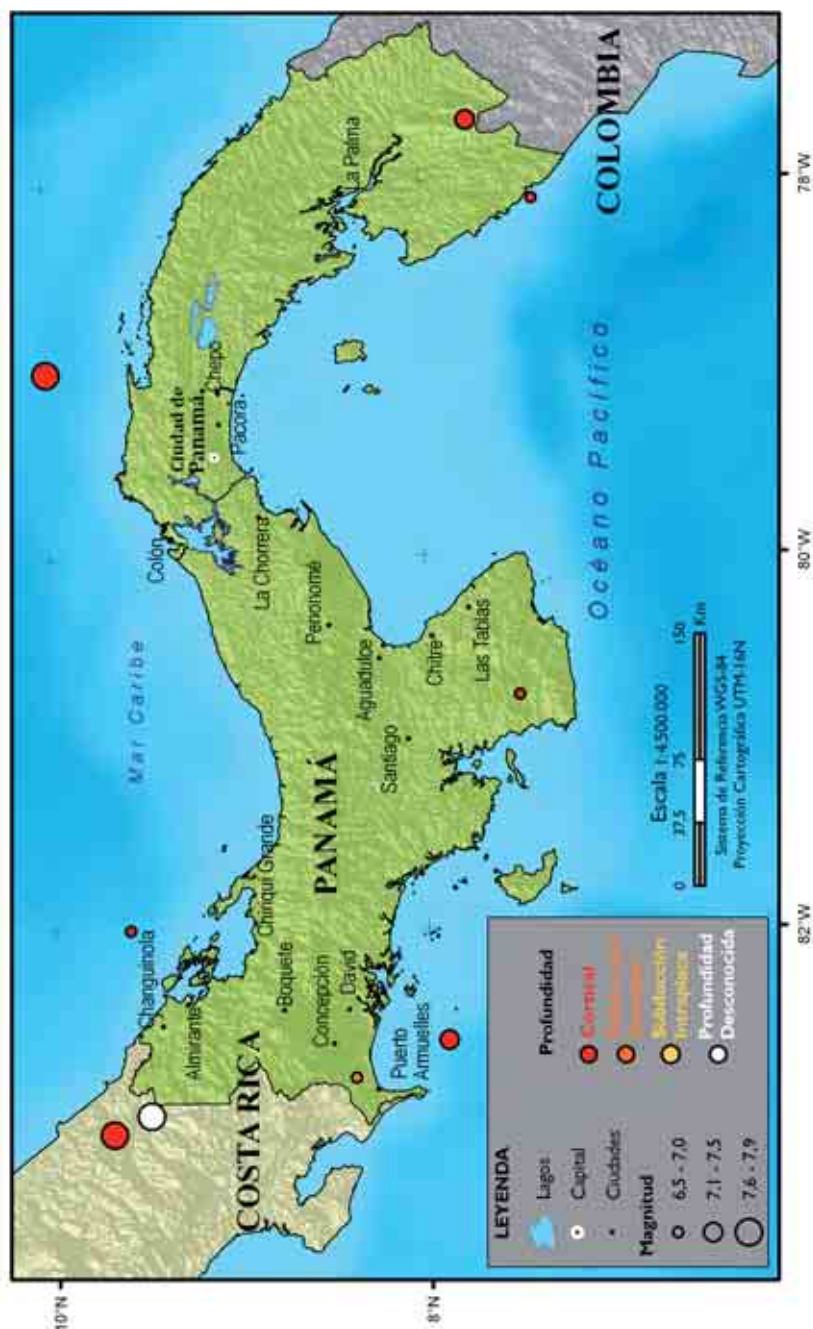
Tabla 11.1. Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Panamá

Fecha	Hora	Latitud (°N)	Longitud (°W)	Prof. (km)	Población de Imax	I_0	M
15/02/1							
1621/05/02				Somera	Panamá	VIII	6,9
1822/05/07	6:30-7:00	9,5	83,0	Somera	Sixaola	IX	7,6
1882/09/07	08:18	10,0	79,0	Somera	Ailigandi	IX	7,9
1913/10/02	04:23:28	7,5	80,75	Somera	Tonosí	VIII	6,9
1916/04/26	02:21:52	9,6	82,0	Somera	Almirante	IX	7,0
1934/07/18	01:36:24	7,9	82,6	20,0	Islas Paridas	XI	7,4
1951/01/05	-	-	-	64	Costa Pacífico	VII	7,1
1974/07/13	01:18:23	7,74	77,68	12,0	Jaqué	VIII	7,3
1976/07/11	20:41:47	7,4	78,1	3,0	Jaqué	IX	7,0
1991/04/22	21:56:52	9,7	83,1	10,0	Guabito	IX	7,7
2003/12/25	07:11:11	8,4	82,8	33,0	Pto. Armuelles	VIII	6,5

Los epicentros de los sismos contenidos en la tabla anterior son representados en la Figura 11.1 con una simbología que diferencia los eventos corticales ($h \leq 25$ km) de los de subducción interfase ($25 \text{ km} < h \leq 60$ km) y subducción intraplaca ($h > 60$ km).



Figura 11.1. Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Panamá





11.4. RESULTADOS DEL NUEVO ESTUDIO DE AMENAZA

Se presentan en este apartado los resultados finales del cálculo de la amenaza sísmica desarrollado para la República de Panamá en el marco del proyecto RESIS II, plasmados en mapas de amenaza para todo el país, en términos de aceleración pico PGA para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. Estos resultados se complementan con otros específicos para la Ciudad de Panamá, que incluyen curvas de amenaza para todos los parámetros de movimiento considerados, espectros de amenaza uniforme (UHS) y sismos de control correspondientes a los pares magnitud-distancia (M, R) obtenidos por desagregación para los tres periodos de retorno mencionados.

11.4.1. Mapas de amenaza

Se han generado mapas de amenaza para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años, en términos de aceleración pico (PGA) cubriendo todo el territorio panameño, que se muestran en la Figura 11.2, en la Figura 11.3 y en la Figura 11.4. Un primer análisis de estos mapas permite enfatizar los siguientes resultados:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico PGA se predicen en la Zona de Fractura de Panamá, donde se suma la influencia de la actividad de fallamiento local junto con la de la Zona de Subducción.
- Para periodo de retorno de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA entorno a 600 gal para la Zona de Fractura de Panamá. Fuera de esta zona, situada en una línea paralela a la trinchera, la PGA decae hacia el interior del istmo, alcanzando valores menores de 300 gal.

La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de amenaza máxima.



Figura 11.2. Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR = 500 años

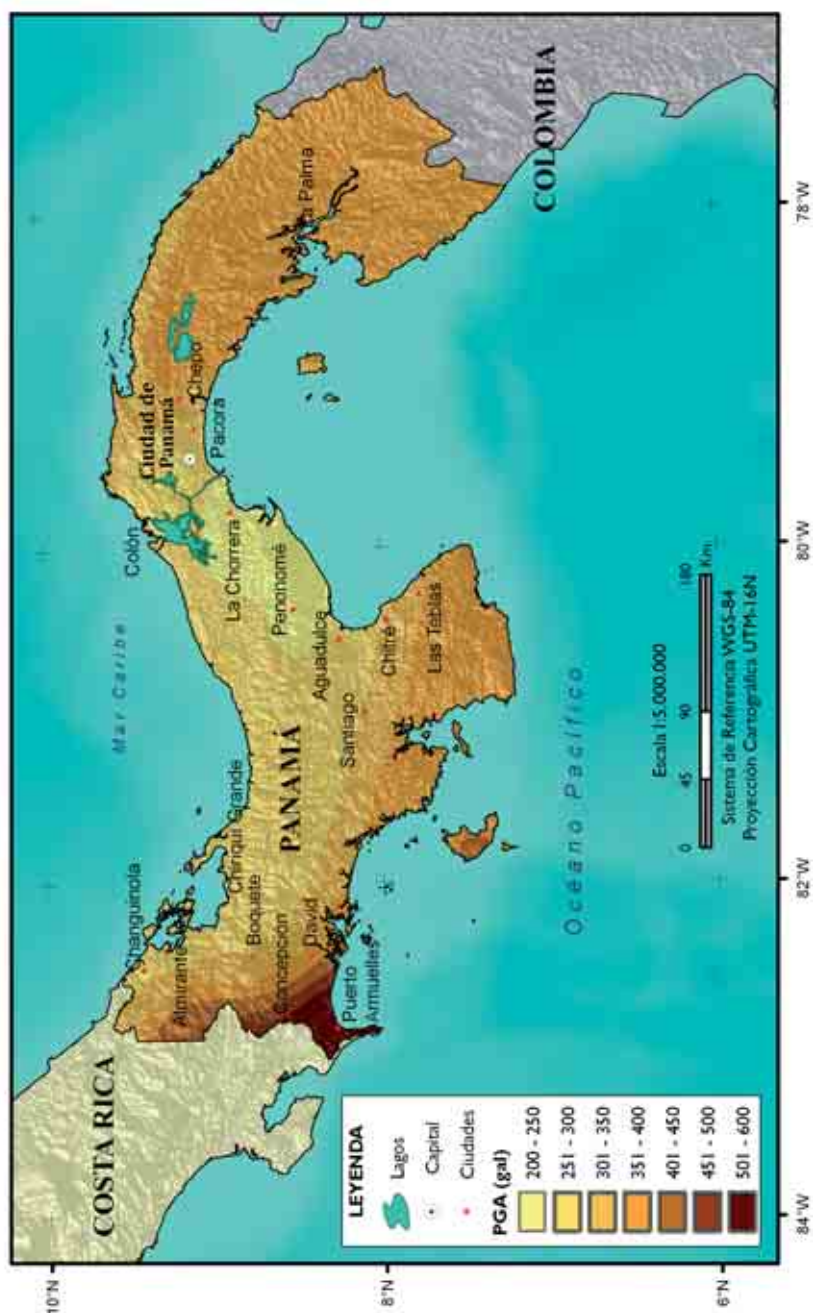


Figura 11.3. Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR = 1.000 años

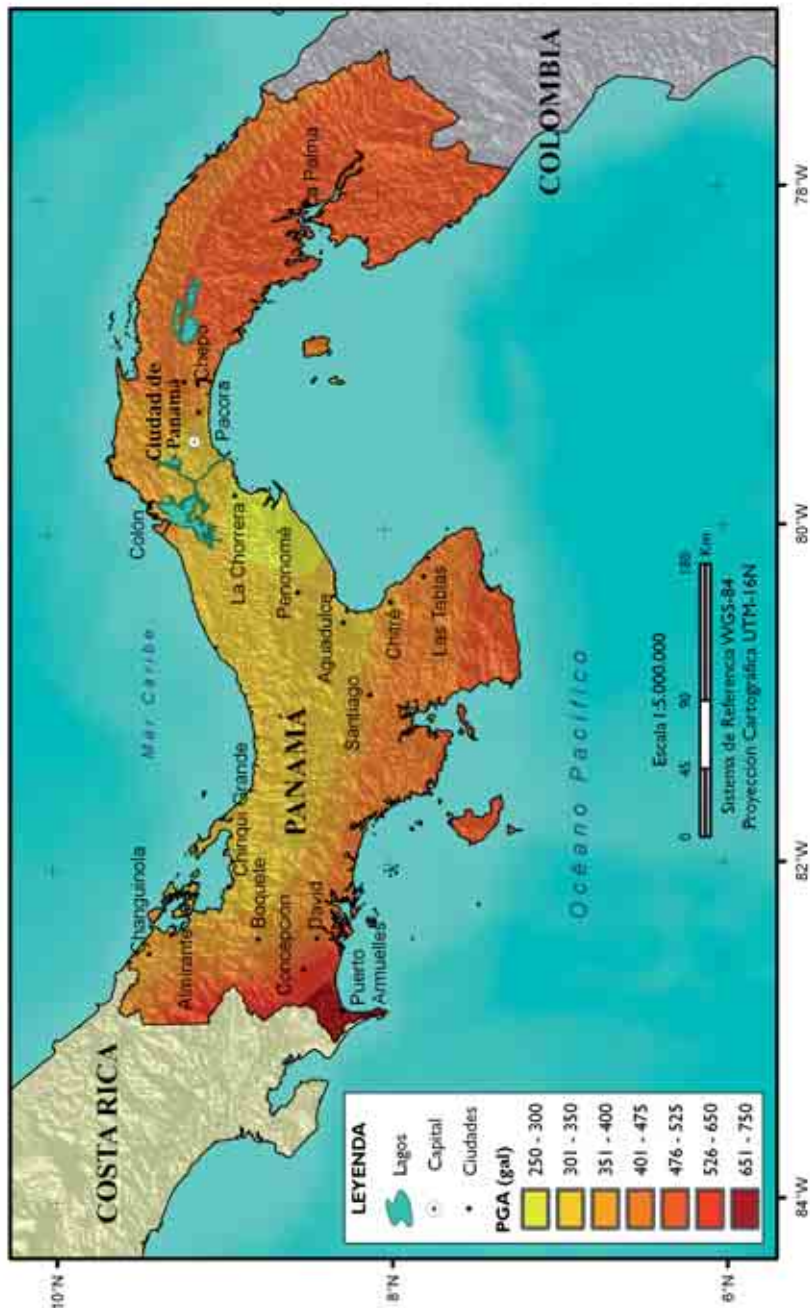
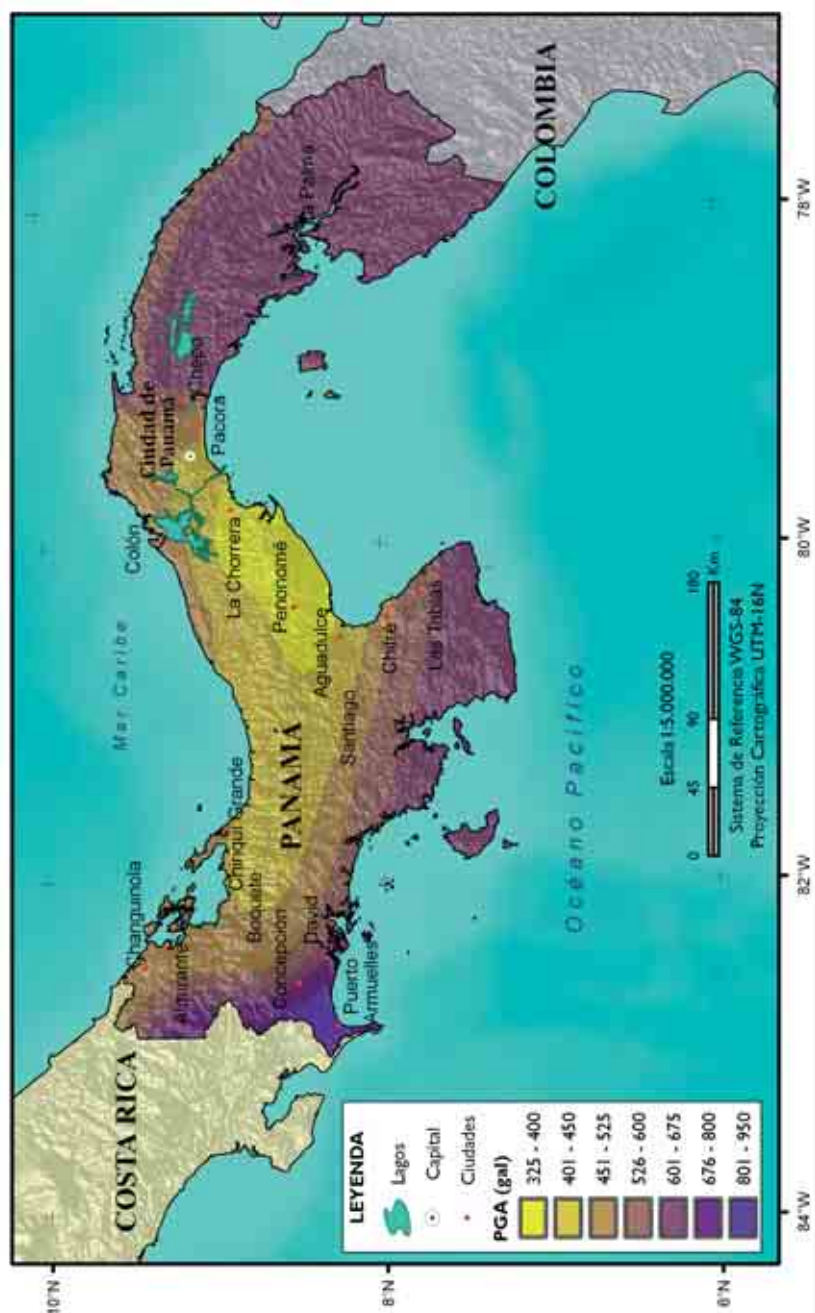




Figura 11.4. Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR = 2.500 años





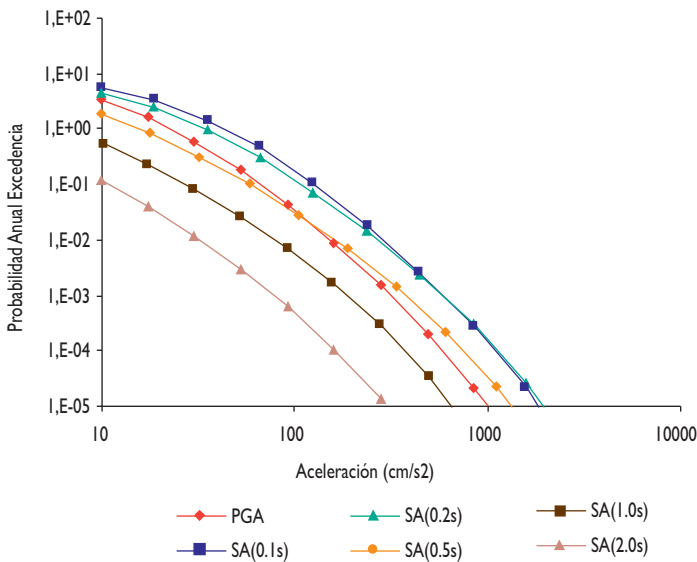
11.4.2. Resultados específicos para Ciudad de Panamá

En la capital del país, Ciudad de Panamá, se han representado las curvas de amenaza para diferentes parámetros de movimiento fuerte, además de los espectros de amenaza uniforme, UHS, para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años. También se ha efectuado la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) para cada uno de los periodos de retorno considerados. Los resultados se presentan en los siguientes apartados.

11.4.2.1. Curva de amenaza

Las curvas de amenaza resultantes para la Ciudad de Panamá, expresadas en términos de aceleración pico PGA y aceleraciones espectrales SA (T), para T = (0,1), (0,2), (0,5), (1) y (2 s), se representan en la Figura 11.5.

Figura 11.5. Curvas de amenaza para Ciudad de Panamá



Como era de esperar, en todos los casos, los mayores valores se predicen para las aceleraciones espectrales de (0,1) y (0,2 s), cuyas curvas de amenaza son prácticamente coincidentes. A éstas les siguen las curvas de PGA, muy similares a las de SA (0,5 s), quedando por debajo las curvas de SA (1 s) y SA (2 s).



11.4.2.2. Espectros de amenaza uniforme

Los espectros de amenaza uniforme resultantes del estudio para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años en la Ciudad de Panamá son representados en la Figura 11.6. Los resultados numéricos correspondientes se incluyen en la Tabla 11.2.

Figura 11.6. Espectros UHS en Ciudad de Panamá, para PR = 500, 1.000 y 2.500 años

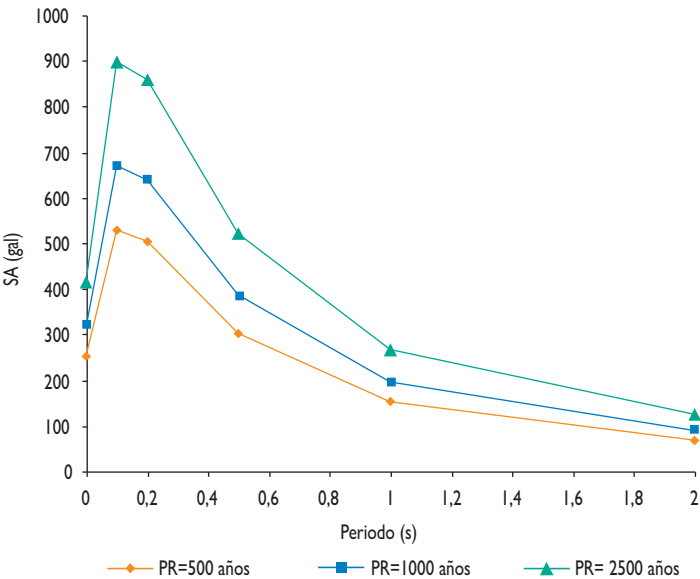


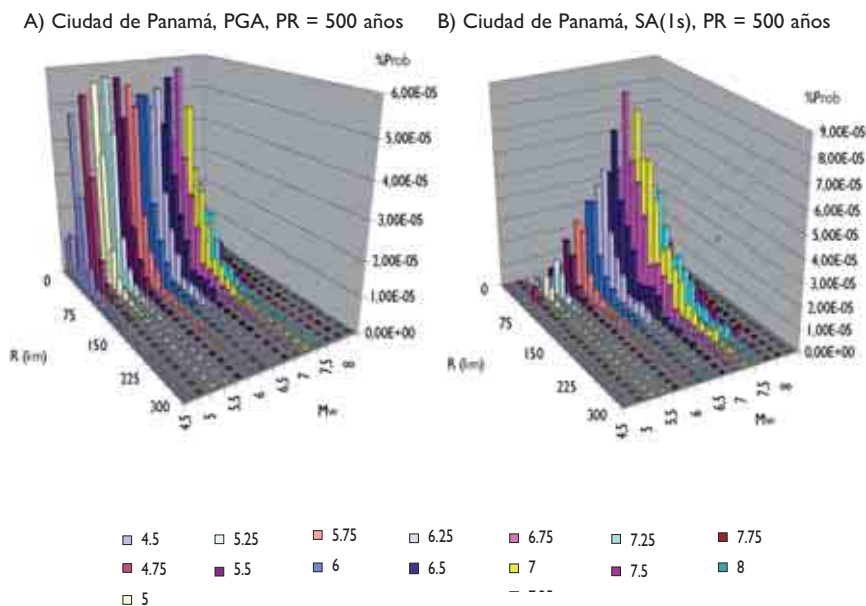
Tabla 11.2. Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de Panamá

Panamá	Periodo de retorno (años)		
Aceleración (gales)	500	1.000	2.500
PGA	252	315	414
SA (0,1 s)	529	669	898
SA (0,2 s)	504	637	858
SA (0,5 s)	302	386	520
SA (1 s)	152	194	265
SA (2 s)	68	89	123

11.4.2.3. Resultados de la desagregación

Para la Ciudad de Panamá, se representan los resultados de la desagregación para los movimientos objeto dados por los valores de PGA y SA (1 s) obtenidos en el cálculo de la peligrosidad para periodos de retorno de 500 y 2.500 años. Se tienen así las contribuciones parciales de distintos intervalos de magnitud y distancia a esos movimientos objeto, resultando un total de cuatro gráficos que componen la figura de desagregación en la capital del país. Con ello se trata de tener una idea de los sismos de control que más contribuyen a los movimientos de corto y largo periodo del movimiento, con la mayor y menor probabilidad de excedencia para las que se ha efectuado el estudio. Los resultados se incluyen en la Figura 11.7. Los sismos de control que resultan de la interpretación de los resultados gráficos se indican en la Tabla 11.3, en la que aparecen también los resultados para SA (0,2 s) y periodo de retorno de 1.000 años.

Figura 11.7. Resultados de desagregación en Ciudad de Panamá para los movimientos objeto dados por: a) PGA con PR = 500 años; b) SA (1,0 s) con PR = 500 años; c) PGA con PR = 2.500 años; d) SA (1,0 s) con PR = 2.500 años





C) Ciudad de Panamá, PGA, PR = 2500 años D) Ciudad de Panamá, SA(1s), PR = 2500 años

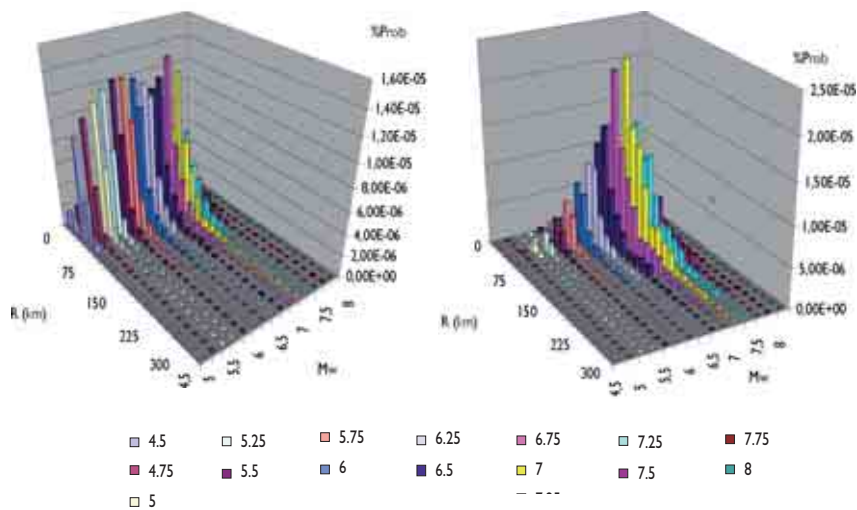


Tabla 11.3. Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Ciudad de Panamá

Managua					
Aceleración (gales)	P. Retorno (años)	Sismo de control 1		Sismo de control 2	
		MW	Rhip (km)	MW	Rhip (km)
PGA	500	(4,5-7,0)	(45-60)	-	-
SA (0,2 s)	500	6,75	60	-	-
SA (1,0 s)	500	6,75	60	-	-
PGA	1.000	(4,5-7,0)	(45-60)	-	-
SA (0,2 s)	1.000	6,75	60	-	-
SA (1,0 s)	1.000	6,75	60	-	-
PGA	2.500	(4,75-7,0)	(45-60)	-	-
SA (0,2 s)	2.500	6,75	60	-	-
SA (1,0 s)	2.500	7	60	-	-



El análisis de resultados lleva a identificar los sismos de control asociados a los pares magnitud distancia dominantes (M , R) para los diferentes periodos de retorno.

Si examinamos los resultados, se evidencia que, en la Ciudad de Panamá, para los movimientos de periodos cortos, no hay un claro sismo de control, sino sismos que cubren un rango de M_w (4,5 a 7) y a distancias entre 45 km y 60 km. Sin embargo, para los periodos largos, la distribución de las contribuciones se agrupa en torno a M_w 6,8 y $R = 60$ km y todo ello ocurre tanto para periodo de retorno de 500 años como de 2.500 años. Esto parece indicar que para los periodos largos del movimiento del terreno es dominante la influencia de la subducción en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), mientras que para los periodos cortos son los sismos de diferentes magnitudes y a distancias intermedias los que generan contribuciones similares.

11.5. CONCLUSIONES GENERALES

Este estudio realizado en el marco del proyecto RESIS II contribuye de forma importante al conocimiento de la amenaza sísmica de Panamá, ya que es la primera vez que se presentan resultados en forma de valores de aceleración espectral $SA(T)$, en adición a los de PGA. Esto ha permitido obtener espectros de amenaza uniforme, UHS, en la Ciudad de Panamá, además de curvas de amenaza para los seis parámetros de movimiento evaluados. En todos los casos se consideran emplazamientos genéricos en roca, tanto para los mapas como para los resultados de la Ciudad de Panamá, lo que significa que el efecto local no ha sido incluido en esta fase del estudio.

La evaluación no se ha restringido a un periodo de retorno de 500 años, sino que se ha ampliado a periodos de 1.000 y 2.500 años, para permitir aplicaciones en grandes obras de ingeniería civil. También es de destacar, como nuevo aporte respecto a otras evaluaciones previas, los resultados de la desagregación, con la consiguiente deducción de los pares (M , R) con mayor contribución a la amenaza, representativos de los sismos de control. Esto se ha hecho tanto para movimientos objeto de corto periodo, caracterizados por la PGA, como para los de largo periodo representados por $SA(1\text{ s})$, unos y otros resultantes de la evaluación de amenaza a 500 y 2.500 años de periodo de retorno.

Las principales conclusiones que se pueden extraer de este nuevo cálculo de amenaza sísmica en la República de Panamá, son:

- Para todos los periodos de retorno, las mayores aceleraciones pico, PGA, aparecen en la Zona de Fractura de Panamá. Para PR de 500 años se alcanzan valores máximos de PGA entorno a 500 gal en la zona del suroeste, alrededor del puerto de Armuelles y los valores decrecen hacia el interior del país. En la región más occidental, próxima a la frontera con Colombia, la amenaza vuelve a crecer llegando a valores de PGA entre 350 y 400 gal para PR de 500 años.



- La morfología de los mapas de PGA para periodos de retorno de 1.000 y 2.500 años es muy similar, si bien en éstos se alcanzan valores mayores que llegan a ser del orden de 700 y 850 gal, respectivamente, en las zonas de máximo.
- Además de los mapas, se han obtenido resultados de amenaza más específicos para la Ciudad de Panamá: se han trazado las curvas de amenaza en términos de los seis parámetros de movimiento analizados, los espectros de amenaza uniforme UHS, para periodos de retorno de 500, 1.000 y 2.500 años y se han deducido los resultados de la desagregación para los movimientos objeto a esos periodos de retorno.
- Finalmente, para la Ciudad de Panamá se pone de manifiesto que para el movimiento de periodo corto no hay un claro sismo de control, sino sismos barriendo un rango de M (4,5 a 7) a distancias entre 45 y 60 km. Sin embargo, para el largo periodo, la distribución de contribuciones se agrupa entorno a M 6,75 y $R = 60$ km, y todo ello ocurre tanto para periodo de retorno de 500 años como de 2.500 años. Esto parece indicar que en el periodo largo del movimiento es dominante la influencia de la subducción, mientras que en el periodo corto, sismos de diferentes magnitudes y a distancias intermedias generan contribuciones similares.
- Se recomienda que se mantenga el espectro de diseño actual del Reglamento Estructural Panameño (REP-2004), ya el mismo presenta valores más conservadores que la modificación que se pretende incorporar. Especialmente para los periodos mayores a (1,0 s), que son los de interés para los edificios altos y en especial para aquellos construidos con losas postensadas.

Todos los resultados parciales y finales del estudio de amenaza realizado se han integrado en un SIG que es accesible para todos los componentes del grupo de trabajo y que previsiblemente facilitará la explotación y difusión de resultados.

| Parte III

REFERENCIAS,

ANEXOS, GLOSARIO E INDICES

| Parte III

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- ACRES INTERNATIONAL LIMITED (1982): *Proyecto Hidroeléctrico Tabasara*. Feasibility study. Appendix C: Seismic study, 200 pp.
- ABRAHAMSON, N. A. (2006): *Seismic hazard assessment: problems with current practice and future developments*. First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Geneva, Switzerland, 3-8 september. Keynote Address K2.
- ABRAHAMSON, N. A., Y K. M. SHEDLOCK (1997a): "Overview", *Seismological Research Letters*, vol. 68, nº 1, pp. 9-23.
- ADAMEK, S., C. FROHLICH, Y W. D. PENNINGTON (1988): "Seismicity of the Caribbean boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region", *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 2053-2075.
- ALFARO, C. S., A. KIREMIDJIAN, Y R. A. WHITE (1990): *Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador*, John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University.
- ALGERMISSEN, S. T., S. HANSEN, Y P. THENHAUS (1988): *Seismic hazard evaluation for El Salvador*, Report for the US Agency for International Development.
- ALVARADO, G. E., L. D. MORALES, W. MONTERO, A. CLIMENT, Y W. ROJAS (1988): "Aspectos sismológicos y morfotectónicos del extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central", Costa Rica, *Rev. Geol. Amér. Central*, 9, pp. 75-98.
- ALVARENGA, E. R., T. B. GONZÁLEZ, Y E. A. RODRÍGUEZ (1997): *Formulación de un árbol lógico para la evaluación de la peligrosidad sísmica en El Salvador*. Memorias del Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Área Centroamericana, UCA, San Salvador, pp. 175-184.
- ÁLVAREZ-GÓMEZ, J. A., P. T. MEIJER, J. J. MARTÍNEZ-DÍAZ, Y R. CAPOTE (2008): "Constraints from finite element modeling on the active tectonics of northern Central America and the Middle America Trench" *Tectonics*, 27, TC1008, doi: 10.1029/2007TC002162.
- AMBRASEYS, N. (1995): "Magnitudes of Central America Earthquakes, 1898-1930", *Geophysical Journal International*, 121, pp. 545-546.

- AMBRASEYS, N., Y R. ADAMS (1996): "Large Magnitude Central America Earthquakes, 1898-1994", *Geophysical Journal International*, 127, pp. 665-692.
- AMBRASEYS, N., Y R. ADAMS (2001): *The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1895-1995*, London: Imperial College Press, 320 pp.
- ARELLANO (1984): *Tesis doctoral* (Francia).
- ARROYO, I. (2001): *Sismicidad y neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica*, Informe Interno-Instituto Costarricense de Electricidad, 162 pp.
- ATKINSON, G., Y D. M. BOORE (2003): "Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 93, n° 4, pp. 1703-1729.
- BARQUERO, R. (ed.) (2004): *El Terremoto de navidad del 25 de diciembre de 2003*, Informe técnico de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR). 31 pp. + anexos.
- BARQUERO, R. (ed.) (2009): *El Terremoto de Cinchona del 8 de enero de 2009*, Informe técnico de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR), 135 pp.
- BARQUERO, R. E I. BOSCHINI (eds.) (1991): *La crisis sísmica del Golfo de Nicoya y eventos sísmicos relacionados. Costa Rica 1990*, Informe interno ICE, 133 pp.
- BARQUERO, R., Y G. PERALDO (eds.) (1993): *El temblor de Pejibaye de Turrialba del 10 de julio de 1993: Aspectos sismológicos, neotectónicos y geotécnicos*, Informe técnico de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR). 33 pp. + anexos.
- BARQUERO, R., Y W. ROJAS (eds.) (2004): *Terremoto de Damas (Quepos) del 20 de noviembre de 2004*, Informe técnico de la Red Sismológica Nacional (RSN: ICE-UCR), 135 pp.
- BARRITT, S., Y J. P. BERRANGE (1987): Interpretation of a gravity survey of the Osa peninsula and environs, southern Costa Rica. *Overseas Geology and Mineral Resources*, 64. British Geological Survey, London, England, 19 pp.
- BAZZURRO, P., Y C. A. CORNELL (1999): Disaggregation of Seismic Hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 89, n° 2, pp. 501-520.
- BEJAR, J. A., C. G. RIVAS GÓMEZ, Y A. A. RODRÍGUEZ (2003): Catálogo Sísmico de El Salvador (1898-1983). Actualización, Depuración y Creación de Herramientas para Actualizaciones Futuras. Trabajo de graduación para optar al grado de Ingeniero Civil. Facultad de Ingeniería y Arquitectura, Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas".
- BENITO, M. B., P. HASBUN, J. C. CEPEDA, D. HERNÁNDEZ, C. PULLINGER, G. MARROQUÍN, Y J. MARTÍNEZ (2005): Caracterización del movimiento del suelo y sus efectos en la infraestructura durante los terremotos de 2001, El Salvador. ISBN 99923-868-00.
- BENITO, B., J. E. MOLINA, Y L. LAIN (2001): Metodología para la evaluación de la amenaza sísmica en Guatemala, aplicación al diseño sismorresistente. En: mitigación de desastres naturales en Centroamérica. Ed: AECI, vol. 1, pp 125-158.

- BERGOEING, J. P. (1998): Geomorfología de Costa Rica. Instituto Geográfico Nacional, San José. 409 pp.
- BERNREUTER, D. L. (1992): Determining the Controlling Earthquake from Probabilistic Hazard for the Proposed Appendix B. *Lawrence Livermore National Laboratory*. Report UCRL-JC-111964, Livermore, California.
- BERNREUTER, D. L., J. B. SAVY, R. W. MENSING, Y J. C. CHEN (1989): Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Power Plant Sites East of the Rocky Mountains. *Lawrence Livermore National Laboratory, U. S. Nuclear Regulatory Commission*, NUREG/CR-5250.
- BEYER, K., Y J. BOMMER (2006): "Relationships between median values and between aleatory variabilities for different definitions of the horizontal component of motion", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 96, n° 4, pp. 1512-1522, August 2006, doi: 10.1785/0120050210.
- BILEK, S. L., Y C. LITHGOW-BERTELLONI (2005): Stress changes in the Costa Rica subduction zone due to the 1999 $M_w = 6.9$ Quepos earthquake. *Earth and Planetary Sciences Letters* 230 (2005), pp. 97-112.
- BOMMER, J. J., N. A. ABRAHAMSON, F. O. STRASSER, A. PECKER, P. Y. BARD, H. BUNGUM, F. COTTON, D. FÄH, F. SABETTA, F. SCHERBAUM, Y J. STUDER (2004a): The Challenge of Defining upper Bounds on Earthquake Ground Motions. *Seismological Research Letters*, vol. 75, n° 1, pp. 82-95.
- BOMMER, J., D. A. HERNÁNDEZ, J. NAVARRETE, Y W. SALAZAR (1996): Seismic hazard assessments for El Salvador. *Geofísica Internacional*, 35, pp. 227-244.
- BOMMER, J., W. SALAZAR, Y P. SAMAYOA (1998): Riesgo Sísmico en la Región Metropolitana de San Salvador, artículo publicado en Programa Salvadoreño de Investigación sobre Desarrollo y Medio Ambiente (PRISMA).
- BORGIA, A., J. BURR, W. MONTERO, G. ALVARADO, Y L. D. MORALES (1990): Fault propagation folds induced by gravitational failure and slumping of the Costa Rica Volcanic Range: Implications for large terrestrial and Martian edifices. *Jour. Geophy. Res.*, 95: 14357-14382.
- BOSCHINI, I., G. E. ALVARADO, Y W. ROJAS (1988): El terremoto de Buenavista de Pérez Zeledón (Julio 3, 1983): Evidencia de una fuente sismogénica intraplaca desconocida en Costa Rica. *Rev. Geól. Amér. Central*, n° 8, pp. 111-121.
- BRENES, J. (1992): Estudio preliminar de la sismicidad de la costa del caribe de Costa Rica, con énfasis en la fuente sísmica Parismina. *Rev. Geográfica Amer. Central*, 25-26: 247-264.
- BROWN, R. D., JR., P. L. WARD, Y G. PLAFKER (1973): Geologic and seismologic aspects of the Managua, Nicaragua earthquakes of December 23, 1972, U.S. Geological Survey.
- BUDNITZ, R. J., G. APOSTOLAKIS, D. M. BOORE, L. S. CLUFF, K. J. COPPERSMITH, C. A. CORNELL, Y P. A. MORRIS (1997): Recommendations for Probabilistic Seismic Hazard Analysis: Guidance on Uncertainty and Use of Experts. Senior Seismic Hazard Analysis Committee. United States Nuclear Regula-

- tory Commission, NUREG/CR-6372 (Citado también en el texto como NRC (1997b)).
- BURBACH, G., C. FROHLICH, W. PENNINGTON, Y T. MATUMOTO (1984): "Seismicity and Tectonics of the subducted Coco's plate", *Journal of Geophysical Research*, 81: 4885-4896.
- BURKART, B. (1978): Offset across the Polochic fault of Guatemala and Chiapas, Mexico. *Geology*, v. 6, pp. 328-332.
- BURKART, B. (1983): Neogene North American-Caribbean Plate Boundary Across Northern Central America: Offset Along the Polochic Fault. *Tectonophysics*, 99, 251-270.
- BURKART, B., Y S. SELF (1985): Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, v. 13, pp. 22-26.
- CÁCERES, D., Y O. KULHANEK (2000): Seismic hazard of Honduras. *Natural Hazards* 22, pp.49-69.
- CAMACHO, E. (1991): The Puerto Armuelles Earthquake (southwestern Panama) of July 18, 1934. *Revista Geológica de América Central*, 13, pp. 113.
- CAMACHO, E., W. HUTTON, Y J. PACHECO (2008): A New Look at Evidence for a Wadati Benioff zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt (enviado al *Bulletin of the Seismological Society of America*).
- CAMACHO, E., C. LINDHOLM, A. DAHLE, Y H. BUNGUM (1997): Seismic hazard assessment in Panama. *Engineering Geol.*, 48, pp. 1-6.
- CAMACHO, E., L. SANCHEZ, A. TAPIA, Y H. COWAN (1997): Seismotectonics of the Azuero - Sona Fault Zone, Central America Seismotectonic Regionalization Project. SAREC Report.
- CAMACHO, E., A. TAPIA, J. TORAL, J. BENAVIDES, E. CHICHACO, A. CABALLERO, R. BOLANOS, M. ORTEGA, H. COWAN, C. LINDHOLM, Y F. NADIM (2000): Microzonificación sísmica de David. Instituto de Geociencias, Universidad de Panamá, Panamá, 120 pp.
- CAMACHO, E., Y V. VÍQUEZ (1994): Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt, *Revista Geológica de América Central* 15, pp. 49-64.
- CARDONA, C., E. SALCEDO, Y H. MORA (2002): Caracterización sismotectónica y geodinámica de la fuente simogénica de Murindó, Colombia.
- CASE, J.E., Y T. L. HOLCOMBE (1980): "Geologic-tectonic Map of the Caribbean Region", *United States Geological Survey*, Misc. Invest. Map, I-1100, escala 1:2.500.000.
- CEPEDA, J. M., B. BENITO, Y E. A. BURGOS (2004): "Strong Motion Characteristics of January and February, 2001 Earthquakes in El Salvador. In: Natural Hazards in El Salvador", *Geological Society of America, Special Paper*, vol. 75, pp. 375-25.
- CFIA (1987): Código Sísmico de Costa Rica, 1986. Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos. Editorial Tecnológica de Costa Rica.
- CFIA (2003): Código Sísmico de Costa Rica, 2002. Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos. Editorial Tecnológica de Costa Rica.

- CHAPMAN, M. C. (1995): A Probabilistic Approach to Ground Motion Selection and Engineering Design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 85, pp. 937-942.
- CHEN Y., C. LING, F. GUENDEL, O. KULHANEK, Y L. JUAN (2002): Seismic hazard and loss estimation for Central America. *Natural Hazards*, 25, pp.161-175.
- CLIMENT, A., W. TAYLOR, M. CIUDAD REAL, W. STRAUCH, M. VILLAGRAN, A. DAHLE, Y H. BUNGUM (1994): Spectral strong motion attenuation in Central America. Technical Report 2:17 from the project Reduction Natural Disasters in Central America, NORSAR, n° 2-17, 46 pp.
- UNITED NATION DISASTER MANAGEMENT TEAM, UNDMT/UNITED NATION EMERGENCY TECHNICAL TEAM, UNETE: SitRep N3– Earthquake 28 -05- 2009. Honduras. 16-06-2009
- COPPERSMITH, K. J., Y R. R. YOUNGS (1986): Capturing uncertainty in probabilistic seismic hazard assessment within intraplate tectonic environments. *Proc. Of the third U.S. National Conference on Earthquake Engineering*, Charleston, vol. 1, pp. 301-312.
- CORNELL, C. A. (1968): Engineering Seismic Risk Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 58, n° 5, pp. 1583-1606.
- CORRIGAN, J., P. MANN, Y J. INGLE (1990): “Forearc response to subduction of the Coco’s Ridge, Panama-Costa Rica”, *Geological Society of America*, Bull., vol. 102, pp. 628-652.
- COSENTINO, P., V. FICARRA, Y D. LUZIO (1977): Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 67, pp. 1615-1623.
- COTTON, F., J. J. BOMMER, H. BUNGUM, F. SABETTA, Y F. SCHERBAUM (2004): On the Criteria for Selecting Ground Motion Equations for Seismic Hazard Assessment. *Journal of Seismology*, doi: 10.1007/s10950-005-9006-7
- COWAN, H. A., L. SÁNCHEZ, E. CAMACHO, J. PALACIOS, A. TAPIA, D. IRVING, D. ESQUIVEL, Y C. LINDHOLM (1996): Seismicity and tectonics of Western Panama from new portable seismic array data, Final Report to the Research Council of Norway, NTNf-NORSAR, Kjeller, Norway.
- CRAMER, S. L. (1996): *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, Upper Saddle River. New Jersey, 653 pp.
- CRAMER, C. H. (2001): A Seismic Hazard Uncertainty Analysis for The New Madrid Seismic Zone. *Engineering Geol.*, vol. 62, pp. 251-266.
- CRAMER, C. H., R. L. WHEELER, Y C. S. MUELLER (2002): Uncertainty Analysis for Seismic Hazard in the Southern Illinois Basin. *Seismological Research Letters*, vol. 73, n° 5, pp. 792-805.
- CRUZ, G. (1990): Notas generales sobre los estudios sismotectónicos y de riesgo sísmico en Honduras, en *Memorias del Primer Seminario Taller de Sismicidad en América Central*, Guatemala, 26 al 28 de junio de 1989. CEPREDENAC.
- CRUZ (1999): Notas generales sobre los estudios sismotectónicos y de riesgos sísmicos en Honduras. Proyecto Regionalización Simotectónica de América Central, Guatemala, SAREC.

- CRUZ, G., J. J. ESCOBAR, C. TENORIO, Y C. LINDHOLM (2000): La Amenaza sísmica de 11 lugares importantes en Honduras. Sección de Geofísica, Dept. de Física, U.N.A.H., Tegucigalpa, 2000.
- CSN (2008): Proyecto EXPEL. Sistema Experto de Análisis Probabilista de la Peligrosidad Sísmica. CSN, Colección documentos I+D 16.2008, DID 16.08., 291 pp.
- DHALE, A. (1994): NPRISK logic tree probabilistic hazard computation program. User Guide's version 1.1.
- DAHLE A., A. CLIMENT, W. TAYLOR, H. BUNGUM, P. SANTOS, M. CIUDAD-REAL, C. LINDHOLM, W. STRAUCH, Y F. SEGURA (1995): New spectral strong motion attenuation models for Central America. In *Proceedings of the fifth International Conference on Seismic Zonation*, Oct. 17-19, Nice, France, vol. II, pp. 1005-1012.
- DAVIS, I. (1978): Shelter after disaster. Oxford Polytechnic Press. Headington, Oxford.
- DEAN, B. W., Y C. L. DRAKE (1978): Focal Mechanism Solutions and Tectonics of the Middle American Arc., *Journal of Geology* 86, pp. 111-128.
- DEL CID, L. E. (2007): Estudio de sismos originados por fuentes sismogénicas superficiales ocurridos en Guatemala en el siglo XIX. Tesis de licenciatura, Fact. de Ingeniería, Escuela de Ing. Civil, USAC, mayo 2007.
- DENYER, P., O. ARIAS, Y S. PERSONIOUS (1994): Efecto Tectónico del terremoto. *Rev. Geol. Am. Ctral. Vol. Espec.* Terremoto de Limón, pp.39-52.
- DEMETTS, C., G. MATTIOLI, P. JANSMA, R. ROGERS, C. TENORIO, Y H. TUNER (2007): Present motion and Deformation of the Carribean plate: Constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. *Bull. Seism. Soc. Am*, special paper 428, pp 21-36.
- DE SHON, H., S. SCHWARTZ, S. BILEK, L. DORMAN, V. GONZÁLEZ, J. PROTTI, E. FLUEH, Y T. DIXON (2003): "Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica", *Journal of Geophysical Research*, 108, pp. 2491-2294.
- DE SHON, H., S. Y. SCHWARTZ, A. V. NEWMAN, V. GONZÁLEZ, J. M. PROTTI, L. M. DORMAN, T. H. DIXON, D. E. SAMPSON, E. R. FLUEH (2006): "Seismic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography", *Geophysical Journal International*, 164, pp. 109-124.
- DEWEY, J. W., Y G. SUÁREZ (1991): "Seismotectonics of Middle America, in Neotectonics of North America: Boulder, Colorado", *Geological Society of America*, Decade Map Volume.
- DEWEY, J. W., R. A. WHITE, Y D. HERNÁNDEZ (2004): "Seismicity and tectonics of El Salvador", in: W. I. Rose, J. J. Bommer, D. L. López, M. J. Carr and J. J. Major (editors), *Natural hazards in El Salvador. Special Paper, Geological Society of America*, pp. 363-378.
- DIARIO CO LATINO (2007): Dieciocho lesionados y 388 familias afectadas por sismo en Honduras. San Salvador, El Salvador, 18 de septiembre.
- DOUGLAS, J. (2003): "Earthquake Ground Motion Estimation Using Strong-Motion Records: A Review of Equations for the Estimation of Peak Ground Acceleration and Response Spectral Ordinates" *Earth-Science Reviews*, vol. 61, pp. 43-104.

- DUQUE-CARO, G. (1990): "The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural tectonostratigraphic and paleogeographic implications", *Journal of South American Earth Sciences*, 3, 71-84.
- EL HERALDO.HN: <http://www.elheraldo.hn/Especiales/Sismo%207.1%20del%2028%20de%20mayo%20de%202009/Ediciones/2009/05/29/Noticias/Sismo-en-Honduras-deja-al-menos-100-millones-en-perdidas>
- EPRI (1986): QHAZARD: Seismic Hazard methodology for the eastern and central United States, vol 1-3. Palo Alto, California.
- EPRI (1989): Seismic Hazard Methodology. Electric Power Research Institute, Report, NP-4726, vol. 1-10.
- ESPINOZA, A. F. (1976): The Guatemalan earthquake of February 4, 1976, a preliminary report. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper 1002, Washington, pp. 1-3.
- ESPINOZA, S. (1996): Probabilistic macroseismic hazard assessment for Nicaragua (preliminary results), *Natural Hazards*, vol. 13, n° 2, marzo de 1996.
- ESTEVA, L. (1967): Criterios para la construcción de espectros para diseño sísmico. Proceedings of XII Jornadas Sudamericanas de Ingeniería Estructural y III Simposio Panamericano de Estructuras, Caracas. Published later in Boletín del Instituto de Materiales y Modelos Estructurales, Universidad Central de Venezuela, n° 19.
- ESTEVA, L. (1968): Bases para la formulación de decisiones de diseño sísmico. Ph. D. Thesis and Report 182, Universidad Autónoma Nacional de México, August 1968.
- FELDMAN, L. H. (1993): Mountains of fire, lands that shake: earthquakes and volcanic eruptions in the historic past of Central America (1505-1899, Labyrinthos, California, 292 pp.).
- FERNÁNDEZ, M. (2002): Daños, efectos y amenazas de tsunamis en America Central, *Revista Geol. Amer. Central* 26, pp. 71-83.
- FERNÁNDEZ, M., Y J. PACHECO (1998): Sismotectónica de la región central de Costa Rica, *Rev. Geol. Amer. Central*, 21, pp.5-23.
- FERNÁNDEZ, M., Y W. ROJAS (2000): Amenaza sísmica y tsunamis, En Denyer, P. y S. Kussmaul (eds.), *Geología de Costa Rica*, Editorial Tecnológica de Costa Rica, pp. 287-301.
- FINCH, R. C. (1981): Mesozoic stratigraphy of central Honduras: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, pp. 1320-1333.
- FINCH, R., Y A. RITCHIE (1991): The Guajape fault system, Honduras, C. America. J. of South Am. Earth Sciences, A, 43-60
- FISHER, D. M., T. W. GARDNER, J. MARSHALL, P. B. SAK, Y M. PROTTI (1998): Effect of subducting sea-floor roughness on fore-arc kinematics, Pacific coast, Costa Rica.- *Geology*, 26, pp. 467-470.
- FISHER, D. M., T. GARDNER, P. SAK, J. SÁNCHEZ, K. MURPHY, Y P. VANNUCCHI (2004): Active thrusting in the inner forearc on a erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics*, vol. 23, TC2007, doi: 10.1029/2002TC001464, 2004.

- FISHER, A., C. STEIN, R. HARRIS, K. WANG, E. SILVER, M. PFENDER, M. HUTNAK, A. CHERKAoui, R. BODZIN, Y H. VILLINGER (2003): Abrupt thermal transition reveals hydrothermal boundary and role of seamounts within the Coco's Plate. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, nº 11, 1550, doi: 10.1029/2002GLO16766, 2003.
- FRANKEL, A. (1995): Mapping Seismic Hazard in the Central and Eastern United States. *Seismological Research Letters*, vol. 66, pp. 8-21.
- FRANKEL, A., C. MUELLER, T. BARNHARD, D. PERKINS, E. V. LEYENDECKER, N. DICKMAN, S. HANSON, Y M. HOPPER (1996): National Seismic Hazard Maps: Documentation June 1996. *U. S. Geological Survey Open File Report 96-532*, 110 pp.
- FREZ J., Y E. GÁMEZ (2008): Aspectos de la sismotectónica de Nicaragua y su alrededor. Unión Geofísica Mexicana, *GEOS* 28, pp. 1-20.
- FUKUSHIMA, Y., T. TANAKA, Y S. KATAOTA (1989): A new attenuation relationship for peak ground acceleration derived from strong-motion accelerograms, Proc. 9th world conf. Earthquake eng., Tokyo-Kioto, Japan, vol. II, pp. 343-348.
- GARCÍA, D., S. K. SINGH, M. HERRÁIZ, M. ORDAZ, Y J. F. PACHECO (2005): Inslab earthquakes of Central México: Peak ground-motion parameters and response spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 95, nº 6, pp. 2272-2282.
- GONZÁLEZ, M. (1987): El terremoto de San Rafael en el Occidente de Guatemala, 24 de octubre de 1765. Centro de Investigaciones de la Facultad de Arquitectura, USAC, nº 1-87, enero 1987.
- GORDON, M. B. (1990): Strike-slip Faulting and Basin Formation at the Guyape Fault-Valle de Catacamas Intersection, Honduras, Central America. PhD Thesis, Department of Geological Sciences, University of Texas at Austin, 259 pp.
- GORDON, M. B., Y W. R. MUEHLBERGER (1994): Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault. *Tectonics*, vol. 13, nº 4, pp. 858-872.
- GRASES, J. (1975): Sismicidad de la Región Asociada a la Cadena Volcánica Centroamericana del Cuaternario. OEA-UCV. 106 pp.
- GRASES J. (1990): Terremotos Destructores del Caribe 1502-1990. Una contribución al Decenio Internacional para la Reducción de los Desastres Naturales, UNESCO-RELACIS, Caracas, Venezuela, 132 pp.
- GRASES, J. (1994): Terremotos Destructores del Caribe 1502-1990. UNESCO-RELACIS, 132 pp., UNESCO-ORCYT, Montevideo, Uruguay.
- GÜENDEL, F. Y H. BUNGUM (1995) Earthquakes and Seismic Hazards in Central America. *Seismological Research Letters*, vol. 66, pp. 19-25.
- GUENDEL, F., Y M. PROTTI (1998): Sismicidad y sismotectónica de América Central. *Física de La Tierra*, No 10, pp. 19-51.
- GUTENBERG, B., Y C. F. RICHTER (1944): Frequency of earthquakes in California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 34, pp.185-188.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M. (2001): Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. *Tectonophysics* 337, nº 1, pp. 39-51.

- GUZMÁN-SPEZIALE, M., y J. M. GÓMEZ (2006): "Seismic strain-rate along the Middle America Trench reveals significant differences between Coco-North America and Coco-Caribbean convergence", *Geophysical Journal International*, 166, pp. 179-185.
- GUZMAN-SPEZIALE, M. y J. J. MENESES-ROCHA (2000): "The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico", *Journal of South american Earth Sciences*, 13 (2000), pp. 459-468.
- GUZMAN-SPEZIALE, M., W. PENNINGTON, y T. MATUMOTO (1989): The triple junction of the North America, Coco, and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics. *Tectonics*, vol. 8, nº 5, pp. 981-997.
- GUZMÁN-SPEZIALE, M., C. VALDÉS-GONZÁLEZ, E. MOLINA, y J. M. GÓMEZ (2005): Seismic activity along the Central America volcanic arc: Is it related to subduction of the Coco's plate? *Tectonophysics* 400 (2005) 241-254.
- HARMSSEN, S. C. (2001): Mean and Modal ϵ in the Deaggregation of Probabilistic Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 91, nº 6, pp. 1537-1552.
- HARDY, N. C., R. P. HEATH, y G. K. WESTBROOK (1990): "A complex plate boundary south of the Gulf of Panama (abstract)", *Eos. Transactions, American Geophysical Union*, 71, 1593.
- HARE, P. W., y T. W. GARDNER (1985): Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: J. Hack and M. Morisawa (Editors), *Tectonic Geomorphology*. pp. 75-104.
- HARLOW, D. H., R. A. WHITE, M. J. RYMER, y G. S. ÁLVAREZ (1993): The San Salvador earthquake of 10 October 1986 and its historical context. *Bull. Seim. Soc. Am*, v 83, no 4, pp 1143-1154.
- HARLOW, D. H., y R. A. WHITE (1985): Shallow earthquakes along the volcanic chain in Central America: Evidence for oblique subduction. *Earthquake notes*, vol. 55, pp. 28.
- HATTORI, S. (1979): Seismic risk maps in the world (maximum acceleration and maximum particle velocity) II – Balkan, Middle East, Southeast Asia, Central America, South America and others. *Bulletin of the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, 17, pp. 33-96.
- HEIL, D. J., y E. SILVER (1987): "Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction" *Geological Society of America. Abstracts Prog.* 19, 698.
- HEUBECK, C., y P. MANN (1991): Geology evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. *Tectonophysics*, 191 (1991) 1-26.
- HUSEN, S., R. QUINTERO, E. KISSLING, y B. HACKER (2003): Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. *Geophys J. Int.* 155, pp. 11-32.
- INETER (2008): <http://www.ineter.gob.ni/geofisica/tsunami/tsu-nic92.html>
- ISC (2009): Bulletin. <http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/rectang.html>

- JICA-INSIVUMEH (2003): The Study for Establishment of Base Maps and Hazard Maps for GIS in the Republic of Guatemala. Progress Report 3, February 2003.
- KIJKO, A., Y G. GRAHAM (1999): "Parametric–Historic Procedure for Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Part II: Assessment of Seismic Hazard at Specified Site", *Pure And Applied Geophysics*, vol. 154, pp. 1-22.
- KIREMIDJIAN, A., H. SHAH, Y L. LUBETKIN (1977): Seismic hazard mapping for Guatemala. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena.
- KIREMIDJIAN, A., P. SUTCH, Y H. SHAH (1979): Seismic hazard analysis of Honduras. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena.
- KIRKPATRICK, R. Z. (1920): Earthquakes in Panama up to January 1, 1920, *Bull. Seism. Soc. Am.* 10, pp. 120-128.
- KOCHKIN, V. G., J. H. CRANDELL (2003): New Madrid Seismic Zone: Overview of Earthquake Hazard and Magnitude Assessment Based on Fragility of Historic Structures. Partnership for Advancing Technology in Housing, PATH Research Center, Upper Marlboro, 110 pp.
- KOLARSKI, R. A. (1992): Late Cretaceous-Cenozoic tectonics and sedimentation in Southern Central America: Costa Rica and Panama, Universidad de Texas en Austin, Tesis de Maestría 347 pp. (inédita).
- KOLARSKI, R. A. Y P. MANN (1990): "Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structure: Pacific margin of southwest Panama", *Eos. Transactions, American Geophysical Union*, 71, 1593.
- KOLARSKY, R., P. MANN, Y W. MONTERO (1995): "Forearc deformation related to the subduction of the Cocos ridge, southeastern Costa Rica", en Mann, P. (ed.), *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, *Geological Society of America. Special Paper*, 295, pp. 235-262.
- KOZUCH, M. J. (1989a): Geology of the San Francisco de Becerra quadrangle, Honduras, Central America: Open-file report, Instituto Geográfico Nacional, Tegucigalpa, Honduras, 55 pp.
- KOZUCH, M. J. (1991): Mapa Geológico de Honduras (Geologic Map of Honduras). Instituto Geográfico Nacional, Tegucigalpa, Honduras.
- KRAMER, S. L. (1996): Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, Upper Saddle River. New Jersey, 653 pp.
- LAPAJNE, J. K., B. ?. MOTNIKAR, Y P. ZUPANÁIÁ (2003): Probabilistic Seismic Hazard Assessment Methodology for Distributed Seismicity. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 93, nº 6, pp. 2502–2515.
- Laporte, M., C. Lindholm, H. Bungum, y A. Dahle (1994): Seismic hazard for Costa Rica. Technical report 2-14, NORSAR. 73 pp.
- LARDE, J. (1960): Historia Sísmica y Erupción-Volcánica de El Salvador: Obras Completas, Tomo I, Ministerio de Cultura, El Salvador.
- LA TRIBUNA (2007): El sismo del sábado, sin precedentes desde hace décadas. Tegucigalpa, Honduras, 18 de septiembre.

- LIGORRÍA, J. P., C. LINDHOLM, H. BUNGUM, Y A. DAHLE (1995): Seismic Hazard for Guatemala. *NORSAR Technical Report* 2:20.
- LINDHOLM, C., W. ROJAS, H. BUNGUM, A. DAHLE, E. CAMACHO, H. COWAN, Y M. LAPORTE (1995): A new regional seismic zonation for Central America. *Proceedings of the 5th Int. Conf. on Seism. Zonation, Nice*, 1995, vol. I, 437-444.
- LYON-CAEN, H., E. BARRIER, C. LASSERRE, A. FRANCO, I. ARZU, L. CHIQUIN, M. CHIQUIN, T. DUQUESNOY, O. FLORES, O. GALICIA, J. LUNA, E. MOLINA, O. PORRAS, J. REQUENA, V. ROBLES, J. ROMERO, Y R. WOLF (2006): Kinematics of the North American-Caribbean-Coco's plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic-Motagua fault system. *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L19309, doi:10.1029/2006GL027694, 2006.
- MANN, P., Y K. BURKE (1984): Cenozoic rift formation in the northern Caribbean. *Geology*, v. 12, p. 732-736.
- MANN, P. Y J. CORRIGAN (1990): Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology*, 18, 558-562.
- MANN, P., C. SCHUBERT, Y K. BURKE (1990): "Review of Caribbean neotectonics", in *The Caribbean region. The geology of North America*, vol. H, edited by G. Dengo and J. E. Case, *Geological Society of America*, Boulder, Colorado, 307-338.
- MCGUIRE, R. K. (1993): "Computations of seismic hazard. *Ann. Geofis.*", 36, pp. 181-200.
- MCGUIRE, R. K. (2001): "Deterministic vs. Probabilistic Earthquake Hazards and Risks", *Soil Dynamics And Earthquake Engineering*, vol. 21, pp. 377-384.
- MCGUIRE R. K., Y K. M. SHEDLOCK (1981): Statistical Uncertainties in Seismic Hazard Evaluations in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 71, pp. 1287-1308.
- MCKAY, M., Y G. F. MOORE (1990): Variation in deformation of the south Panama accretionary prism: Response to oblique subduction and trench sediment variations. *Tectonics*, 9, pp. 683-698.
- MCNALLY, K. Y B. MINSTER (1981): "Non uniform seismic slip rates along the Middle America Trench", *Journal of Geophysical Research*, 86, pp.4949-4959.
- MARTÍN, A. J. (1984): Riesgo Sísmico en la Península Ibérica. *Tesis Doctoral*, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 2 tomos, 235 pp. + figuras y tablas.
- MARTIN, A. (1990): Hacia una Nueva Regionalización y Calculo del Peligro Sísmico en Chile, Master's Thesis, Dept. of Geophysics, University of Chile, Santiago.
- MARTÍNEZ-DÍAZ, J. J., J. A. ÁLVAREZ-GÓMEZ, B. BENITO, Y D. HERNÁNDEZ (2004): Triggering of destructive earthquakes in El Salvador. *Geology*, 32; n° 1; pp. 65-68; DOI 10.1130/G20089.1.
- MARTÍNEZ, M. A. (1978): Cronología Sísmica y Eruptiva de la República de El Salvador a partir de 1520. Centro de Investigaciones Geotécnicas, Ministerio de Obras Públicas, San Salvador, El Salvador.
- MARROQUÍN, G. Y B. BENITO (2009): Evaluación de la Amenaza Sísmica en El Salvador. *Informe, Proyecto Resis II*.

- MENDOZA, C., y S. NISHENKO (1989): The north Panamá earthquake of 7 set. 1882: evidence for active underthrusting, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 79, 1224-1269
- MERTZMAN, S. A. (1976) A $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reconnaissance of the Lake Yojoa volcanic field, Honduras *in* Informe y trabajos técnicos presentados en la IV Reunión de Geólogos de América Central: Publicaciones Geológicas del ICAITI, nº V, p. 99-103.
- MINUTO59, PRENSA DIGITAL: <http://www.minuto59.com/internacional/terremoto-de-57-grados-sacude-a-honduras/>
- MIYAMURA, S. (1980): Sismicidad de Costa Rica. Editorial UCR, San José, Costa Rica.
- MOLINA, E., P. MAJOL, y H. BUNGUM (1999): Amenaza sísmica en el valle de la ciudad de Guatemala. *Reporte Técnico, INSIVUMEH*, Guatemala.
- MOLNAR, P., y L. SYKES (1969): "Tectonics of the Caribbean and Middle Am. Region from local mechanism and seismicity. Bull", *Geological Society of America*, 80, pp. 1639-1684.
- MONTERO, W. (1983): Aspectos sismológicos y tectónicos del Valle Central de Costa Rica.- En: El sistema fluvial de Tárcoles, Costa Rica. Instituto Geográfico Nacional-Conicit. pp. 75-90.
- MONTERO, W. (1984): Sismicidad y riesgo sísmico del Proyecto Sandillal, Provincia de Guanacaste, Costa Rica. En: Estudio Geológico-Geotécnico del Proyecto Hidroeléctrico Sandillal a nivel de factibilidad. *Informe interno ICE*. 41 pp.
- MONTERO, W. (1999): El terremoto del 4 de marzo de 1924 (M_s 7,0): Un temblor interplaca relacionado al límite oeste de la microplaca de Panamá.- *Rev. Geol. Am. Centr.*, 22, pp.21-58.
- MONTERO, W. (2000): Sismología y Neotectónica, Editores P. Denyer y S. Kussmaul, Geología de Costa Rica, Editorial Tecnológica de Costa Rica, pp. 219-239.
- MONTERO, W. (2003): El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción Irazú-Turrialba: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 28, pp. 5-29.
- MONTERO, W., y G. ALVARADO (1988): Los terremotos de Bagaces de 1935 y 1941: Neotectonismo transversal a la Cordillera Volcánica del Guanacaste.- *Ciencia Tecnología*, 12, pp. 69-87.
- MONTERO, W., y G. ALVARADO (1995): El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 (M_s 5,9) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica.- *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 18, pp. 25-42.
- MONTERO, W., M. BARAHONA, W. ROJAS, y M. TAYLOR (2007): Los sistemas de falla Agua Caliente y Río Azul y relevos compresivos asociados, Valle Central de Costa Rica, *Rev. Geol. Amér. Central*, nº 34.
- MONTERO, W. y A. CLIMENT (1990): Los terremotos de Grecia de 1882 y de Quepos de 1952, Costa Rica: Distribución de intensidades y origen tectónico. *Ciencia y Tecnología*, 14 (1-2), pp. 81-105.
- MONTERO, W., P. DENYER, R. BARQUERO, G. E. ALVARADO, H. COWAN, M. N. MACHETTE, K. M. HALLER, R. L. DART (1998): Map and Database of Quaternary

- Faults and Folds in Costa Rica and its Offshore Regions.- *Open-File Report 98-481*, U. S. Geological Survey, 63 pp. + mapa escala 1: 500000.
- MONTERO, W., J. W. DEWEY (1982): "Shallow-focus seismicity, composite focal mechanism, and tectonics of the Valle Central of Costa Rica", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 72, nº 5, pp. 1611-1626.
- MONTERO, W. Y S. MORA (1985): Estudio de las intensidades, efectos y distribución del terremoto de Osa del 3 de abril de 1983, en el sur de Costa Rica. En: Asociación de Mecánica de Suelos e Ingeniería de Fundaciones, *3er Seminario Nacional de Geotécnia: San José-Costa Rica, memorias*, (sin números de página).
- MONTERO, W., H. PERALDO, y W. ROJAS (1997): Proyecto de Amenaza Sísmica de América Central. *Informe final del proyecto del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH)*, septiembre 1997. 79 pp.
- MONTERO, W., W. ROJAS, I. BOSCHINI, R. BARQUERO, y H. FLORES (1991): Neotectónica de la región de Puriscal, Origen de la sismicidad de mayo a diciembre de 1990. *Memorias del 5º Seminario Nacional de Geotecnia y 1º Encuentro Centroamericano de Geotecnistas*, 4.38-4.51.
- MONZON, H. (1984): Earthquake Engineering Technical Cooperation program GTZ/INDE. Report Phase 1, Guatemala.
- MOORE, G., D. KELLOG, E. SILVER, J. TAGUDIN, D. HEIL, T. SHIPLEY y D. HUSSONG (1985): Structure of the south Panama continental margin: A zone of oblique convergence, *EOS* 44, 1087.
- MORALES, A. (2008): Los terremotos más fuertes en Nicaragua. INETER, <http://www.ineter.gob.ni/geofisica/sis/terrimp.html>
- MORALES, L. D. (1985): Las zonas sísmicas en Costa Rica y alrededores.- *Rev. Geol. Amer. Centr.*, 3, pp. 69-101.
- MORELL, K. D., D. FISHER y T. GARDNER (2008): Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America.
- MORTGAT, C. P., T. ZSUTTY, H. SHAH y L. LUBETKIN (1977): A study of seismic risk for Costa Rica. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena.
- MOYA, A., A. CLIMENT, W. ROJAS, V. SCHMIDT e I. BOSCHINI (2000): Microzonificación Sísmica de San José, Costa Rica. Documento final con la colaboración de NORAD-CEPRENAC. Editado en el Laboratorio de Ingeniería Sísmica de la Universidad de Costa Rica. Marzo del 2000, 120 pp.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL (NRC) (1988): Probabilistic Seismic Hazard Analysis, Panel on Seismic Hazard Analysis, Commission on Seismology, Board of Earth Sciences, Commission on Physical Sciences, Mathematics and Resources, National Research Council, National Academy Press, Washington D.C., 96 pp.
- NEIC (2008): Earthquake catalog.
- NEWMAN, A., J. SCHNEIDER, S. STEIN y A. MENDEZ (2001): Uncertainties in Seismic Hazard Maps for the New Madrid Seismic Zone and Implications for Seismic Hazard Communication. *Seismological Research Letters*, vol. 72, nº 6, pp. 647-663.

- NEWMARK, N. M. y W. J. HALL (1973): Procedures and Criteria for Earthquake-Resistant Design. Building Practices for Disaster Mitigation, Washington DC. *Building Science Series*, vol. 46, US department of Commerce, pp. 209-236.
- NORABUENA, E., T. DIXON, S. SCHWARTZ, H. DESHON, A. NEWMAN, M. PROTTI, V. GONZÁLEZ, L. DORMAN, E. FLUEH, P. LUNDGREN, F. POLLITZ y D. SAMPSON (2004): "Geodetic and seismic constrain on some seismogenic zone processes in Costa Rica", *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, B11403, doi: 10.1029/2003JB002931, 2004.
- OKAYA, D. y Z. BEN-AVRAHAM (1987): "Structure of the continental margin of southwestern Panama", *Geological Society of America*, 99, 792-802.
- ORDAZ, M., A. AGUILAR y J. ARBOLEDA (2007): CRISIS 2007 v.5.1. Program for Computing Seismic Hazard. Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- PACHECO, J., R. QUINTERO, F. VEGA, J. SEGURA, W. JIMÉNEZ y V. GONZÁLEZ (2006): "The M_w 6.4 Damas, Costa Rica Earthquake of 20 November 2004: Aftershocks and Slip Distribution", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 96, n° 4, pp. 1-August 2006. doi: 10.1785/0120050261.
- PACHECO, J. y L. SYKES (1992): Seismic moment catalog of large, shallow earthquakes, 1900-1989, *Bull. Seism. Soc. Am.* 82, pp. 1306-1349.
- PENNINGTON, W. (1981): Subduction of the eastern Panama basin and the seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys., Res.*, 86, pp. 10753-10770.
- PERALDO, G. y W. MONTERO (1994): Temblores del período colonial de Costa Rica. Ed. Tecnológica de Costa Rica, 162 pp.
- PERALDO, G. y W. MONTERO (1999): Sismología Histórica de América Central. Instituto Panamericano de Historia y Geografía, México, 347 pp.
- PERALDO, G., W. MONTERO y E. CAMACHO (2007): El terremoto del 29 de mayo de 1879: Una ruptura de magnitud M_s ? 7,0 en la zona limítrofe Costa Rica-Panamá. *Revista Geológica de Amer. Central*, 34-34, 31-42.
- PLAFKER, G. (1976): Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February, 1976, *Science* 193, pp. 1201-1208.
- PLAFKER, G. y S. WARD (1992): Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the april 22, 1991 Costa Rica earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 265, pp. 82-95.
- PONCE, L. y J. E. CASE (1987): Geophysical interpretation of Costa Rica, in Mineral resources assessment of the Republic of Costa Rica, U.S. Geol. Surv. Misc. Invest. Folio, I-1865, pp. 8-17, 1987.
- PONCE, L., M. PARDO, J. DOMÍNGUEZ, W. MONTERO, W. ROJAS, I. BOSCHINI, G. SUÁREZ y E. CAMACHO (1994): Estudio de réplicas del terremoto de Limón usando datos locales: Resultados e implicaciones tectónicas, Volumen Especial Terremoto de Limón del 22 de abril de 1991. *Rev. Geol. Am. Centr.*, pp. 103-110.
- PROTTI, M., F. GÜENDEL y K. McNALLY (1995): "Correlation between the age of the subducting Coco's plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa Rica", in: P. Mann (editor), *Geologic and tectonic*

- development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. Geological Society of America. Special Paper. Geological Society of America, Boulder, CO, pp. 309-326.*
- QUINTERO, R. y F. GUENDELL (2000): Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology* 4, pp. 297-319, 2000.
- RAMOS, A. y J. PRIETO (2004): Informe de inspección ocular del sismo de Pizarro del 15 de noviembre de 2004: Intensidades sísmicas para el área urbana del Municipio de Cali (Valle), Colombia, Instituto Geofísico, Universidad Javeriana, Bogotá, Colombia, 46 pp.
- RABINOWITZ, N., D. M. STEINBERG y G. LEONARD (1998): Logic Tree Analysis and Data Reduction in Probabilistic Hazard Assessment. *Earthquake Spectra*, vol. 14, pp. 189-201.
- REITER, L. (1990): Earthquake Hazard Analysis: Issues and Insights. Columbia University, New York, pp.
- REQUEJO SALCEDO J. (1640): Relación Histórica y Geográfica de la Provincia de Panamá, en Colección de libros y documentos referentes a la historia de América, t. VIII, Madrid, 1908.
- RESTREPO, J. J. y J. F. TOUSSAINT (1989): Terrenos Alóctonos en los Andes Colombianos; explicación de algunas paradojas geológicas, V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Colombia, INGEOMINAS.
- RESTREPO, J. J. y J. F. TOUSSAINT (1988): Terrane and continental accretion in the Colombian Andes, Episodes 11, 189-193. Restrepo, J., J., y H., Toussaint (1989). Terrenos Alóctonos en los Andes Colombianos; explicación de algunas paradojas geológicas, V Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga, Colombia, INGEOMINAS.
- ROGERS, R. y P. MANN (2007): "Transtensional deformation of the Western Caribbean-North American plate boundary", in: Mann P. (ed.), in *Geological and tectonic development of the Caribbean plate in northern Central America. Geological Society of America. Special Paper*, 428, pp. 37-64.
- ROJAS, W. (1993): Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. Tesis de Licenciatura en Geología, Universidad de Costa Rica, 91 pp.
- ROJAS, W. (2004): La secuencia sísmica intraplaca de profundidad intermedia de 1939 y 1940 al Sur y SW del Valle Central de Costa Rica. Resumen presentado en el V Congreso Geológico de Costa Rica. *Informe en preparación para el libro de sismicidad del siglo XX en Costa Rica.*
- ROJAS, W., H. BUNGUM y C. LINDHOLM (1993a): Historical and recent earthquakes in Central America. *Rev. Geol. Amer. Central*, vol. 16, pp. 5-21.
- ROJAS, W., H. BUNGUM y C. LINDHOLM (1993b): A Catalog of Historical and Recent Earthquake in Central America. NORSAR, technical report. Project: Reduction of Natural Disasters in Central America, Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation, Seismic Zonation and Earthquake Assessment. 77 pp.

- ROJAS, W., H. COWAN, C. LINDHOLM, A. DAHLE y H. BUNGUM (1993b): Regional Seismic Zonation for Central America. A Preliminary Model. Technical Report, NORSAR, Keller, Norway. 40 pp.
- ROJAS, W., C. LINDHOLM, H. BUNGUM, I. BOSCHINI, A. CLIMENT, R. BARQUERO, G. ALVARADO, G. SOTO, W. MONTERO, M. FERNÁNDEZ, M. PROTTI, C. A. MOYA, L. ESQUIVEL y V. SCHMIDT (1998). Seismic hazard analysis for the Metropolitan Area of the Central Valley, Costa Rica. Technical Report, Phase II, Reduction of Natural Disasters in Central America Project. Norsar, Norway. October, 1998. 59 pp.
- ROJAS, W., W. MONTERO, V. SCHMIDT y G. LEANDRO (2005): Estudio de amenaza sísmica para las doce ciudades más importantes de Costa Rica. *Informe particular de FUNDEVI-UCR para el INS*, Univ. Costa Rica, 190 pp.
- ROJAS, W. y C. REDONDO (2002): El temblor de Quepos del 20 de agosto de 1999 (6,9 M_w): Fuente sísmica y evolución de la sismicidad. *Rev. Geol. Amer. Central*, 26, pp. 65-70.
- ROSE, W. I., J. J. BOMMER, C. A. J. J. y C. SANDOVAL (2004): Natural hazards and risk mitigation in El Salvador: An introduction. In: W.I. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr, J.J. Major (eds.). *Natural Hazards in El Salvador. Geol. Soc. of Am.*, Special Paper 375, Boulder, Colorado, pp. 1-4.
- SALAZAR, W. M., N. N. AMBRASEYS y J. J. BOMMER (1997): Compilación de un catálogo sísmico para El Salvador y zonas aledañas. Memorias Seminario sobre Evaluación y Mitigación del Riesgo Sísmico en el Área Centroamericana. 22-26 de septiembre de 1997, Universidad Centroamericana “José Simeón Cañas”, El Salvador.
- SALLARÉS, V., J. DAÑOBEITIA y E. FLUEH (2000): Seismic tomography with local earthquakes in Costa Rica. *Tectonophysics* 329 pp. 61-78.
- SCHENK, V. (1989): Achievements and Probable Trends in Seismic Hazard Assessment. *Tectonophysics*, vol. 167, pp. 157-169.
- SCHMIDT, V., A. DAHLE y H. BUNGUM (1997): Costa Rica Strong Motion Attenuation Relations. Publicación NORSAR-CEOREDENAC-UCR. Noruega. November 1997, 45 pp.
- SCHWARTZ, D. P. y K. J. COPPERSMITH (1984): “Fault Behaviour and Characteristic Earthquakes—Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones”, *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, pp. 5681-5698.
- SEGURA (2008): Algunas características de la subducción frente a Nicaragua. (En proceso de publicación). UNAN, Managua.
- SEGURA, F., y W. ROJAS (1996): Amenaza sísmica para el centro de la Ciudad de Managua, Nicaragua.
- SELVA, J., y W. MARZOCCHI (2004): Focal parameters, depth estimation, and plane selection of worldwide shallow seismicity with M_s 7.0 for the period 1900-1976. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 5, 1525-2027.
- SHAH, H., C. MORTGAT, A. KIREMIDJIAN, y T. ZSUTTY (1975): A study of seismic risk for Nicaragua; Part 1. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena.

- SHAH, H., T. ZSUTTY, H. KRAWINKLER, C. MORTGAT, A. KIREMIDJIAN, Y J. DIXON (1976): A study of seismic risk for Nicaragua; Part 2. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena.
- SHEDLOCK, K. M. (1999): Seismic hazard map for North and Central America and the Caribbean. *Annali di Geofisica* 42, pp. 799-997.
- SILVER, E. A., D. L. REED, J. L. TAGUDIN, Y D. L. HEIL (1990): Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics* 9, pp. 261-281.
- SINGH, S. K., C. GUTIÉRREZ, Y J. ARBOLEDA (1993): Peligro sísmico en El Salvador. Universidad Autónoma de México (UNAM), México City.
- SITCHLER, J. C., D. FISHER, T. GARDNER, Y M. PROTTI (2007): Constrains in inner forearc deformation from balanced cross sections, Fila Costeña thrust belts, Costa Rica, *Tectonics* 26.
- SPUDICH, P., W. B. JOYNER, A. G. LINDH, D. M. BOORE, B. M. MARGARIS, Y J. B. FLETCHER (1999): SEA99-A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 89, nº 5, pp. 1156-1170.
- SSHAC (1997): Recommendations for probabilistic seismic hazard analysis: guidelines on uncertainty and use of experts, NUREG/CR-6372, UCRL-ID-122160, vol. I, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, CA, 131 pp.
- STEFAN, J. F., R. BLANCHET, Y B. MERCIER DE LEPINAY (1988): Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean continental frame, en F. C. Wezel (ed.): *Developments in Geotectonics* 21. The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 530 pp
- STRAUCH W., F. SEGURA, C. GUZMÁN, C. LINDHOLM, H. BUNGUM, F. NADIM, F. K. ATAKAN, Y H. COWAN (2000): Microzonificación sísmica de Managua. Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Managua.
- STUCH, P. (1981): "Estimated intensities and probable tectonic sources of historic (Pre-1898) Honduran earthquakes", *Bulletin of the Seismological society of America*, vol. 71, nº 3, pp 865-881, junio 1981.
- TANNER J., Y K. M. SHEDLOCK (2004): Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean, and Central and South America, *Tectonophysics* 390, 159-175.
- TAVAKOLI, B., Y D. MONTERROSO (2004): Monte Carlo seismic hazard maps for northern Central America, covering El Salvador and surrounding area. In: W.I. Rose, J.J. Bommer, D.L. Lopez, M.J. Carr, J.J. Major (eds.). *Natural Hazards in El Salvador*. Geol. Soc. of Am., Special Paper 375, Boulder, Colorado, 423-433.
- TAYLOR, W., A. CLIMENT, P. SANTOS, M. CIUDAD REAL, M. VILLAGRAN, W. STRAUCH, F. SEGURA, A. DAHLE, Y H. BUNGUM (1994): Digital strong motion data from Central America. Technical Report, nº 2-16, NORSAR, August 1994, 63 pp.
- TAYLOR, W., P. SANTOS, A. DAHLE, Y H. BUNGUM (1992): Digitization of strong motion data and estimation of PGA attenuation. Tech. Report 2-4, NORSAR.

- TICHELAAR, B. W., y L. J. RUFF (1992): "Depth of seismic coupling along the subduction zones", *Journal of Geophysical Research*, 98, pp. 2017-2037.
- TOUSSAINT, J. F., M. MERCADO, y J. RESTREPO (1987): Megafallas del Noroccidente Suramericano. Publicación Especial N101987. Instituto de Ciencias Naturales y Ecología. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia, 15 pp.
- TOUSSAINT, J. F., y J. J. RESTREPO (1986): Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5° N y 8° N -Andes Colombianos, *Symp. Megafaults of South America*, San Juan, Argentina, 1-8.
- TRIFUNAC, M. D., V. W. LEE, y J. G. ANDERSON (1987): Methods for Introduction of Geologic Data into Characterization of Active Faults and Seismicity and Upgrading of the URS Technique. Report NUREG/CR, vol. 2, Nuclear Regulatory Commission, Washington DC.
- TRISTÁN, J. F. (1912): Notas sobre el terremoto de Guatuso.- En: Anales del Centro de Estudios Sismológicos de Costa Rica, Año 1911. Tipografía Nacional, pp. 47-51.
- TRISTAN, F. J. (1916): The Costa Rica Earthquake of February 27, 1916.- Bull. Seism. Soc. Amer. 2, pp. 201-208.
- TURCOTTE, D. L. (1997): Fractals and chaos in geology and geophysics, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 222 pp.
- USGS (2009): United States Geological Service: <http://earthquake.usgs.gov/eqcenter/eqinthenews/2009/us2009heak/#summary>
- VERGARA, A. (1989): Assesment of earthquake hazard in Panama based on seismotectonic regionalization, *Natural Hazards* 2, pp. 115-131.
- VERGARA MUÑOZ, A. (1990): Some aspects of the seismic hazard in Panama City, *Natural Hazards* 3, pp. 233-248.
- VERGARA MUÑOZ, A. (1991): Probabilistic seismic hazard maps for Panama, *Natural Hazards* 4, pp. 1-6.
- VILLAGRAN M., C. LINDHOLM, A. DAHLE, H. COWAN, y H. BUNGUM (1997): Seismic hazard assessment for Guatemala City. *Natural Hazards* 14, pp. 189-205.
- VÍQUEZ, C. (1910): Temblores, terremotos inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica de 1608 a 1910. Imprenta ALSINA, San José, Costa Rica.
- VÍQUEZ, V., y E. CAMACHO (1993): El terremoto de Panamá La Vieja del 2 de mayo de 1621, *Revista Universidad* 48, pp. 186-195.
- VÍQUEZ, V., y J. TORAL (1987): Sismicidad histórica sentida en el Istmo de Panamá, *Geofísica* 27, pp. 135-165.
- WARREN, L., M. LANGSTAFF, y P. SILVER (2008): Fault plane orientations of intermediate-depth earthquakes in the Middle America Trench, *Journal of Geophysical Research*, vol. 113. B01304.
- WEN, Y. K., B. R. ELLINGWOOD, D. VENEZIANO, y J. BRACCI (2003): Uncertainty Modelling in Earthquake Engineering, MAE center Project FD-2 Report, 113 pp.
- WEINBERG, R. F. (1993): Neotectonic development of Nicaragua. *Tectonics*, 11, pp. 1010-1017.

- WHITE, R. (1984): Catalog of historic seismicity in the vicinity of the Chxoy-Polochic and Motagua faults, Guatemala. Open-file Report 84-88, 24 pp, USGS.
- WHITE, R. A. (1985): The Guatemala earthquake of 1816 on the Chixoy-Polochic fault”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 75, n° 2, pp 455-473, april 1985.
- WHITE, R. (1991): Tectonic implications of upper-crustal seismicity in Central America. Geological Soc. Am., Decade Map Volume I, 1991, Chapter 18.
- WHITE, R. A., Y D. HARLOW (1993): “Destructive upper crustal earthquake in Central America since 1900”, *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 83, n° 4, pp. 1115-1142. August 1993.
- WHITE, R., J. P. LIGORRIA, Y I. CIFUENTES (2004): “Seismic history of the Middle America subduction zone along El Salvador, Guatemala, and Chiapas, Mexico: 1526-2000”, in: *Geological Society of America. Special Paper, 375: Natural Hazards in El Salvador*, pp. 379-396.
- WOLTERS, B. (1986): Seismicity and tectonics os southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama. Tectonophysics 128, pp. 21-46.
- WOO, G. (1996): Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Source Modeling. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 86, n° 2, pp. 353-62.
- YONG, C., C. LING, F. GÜENDEL, O. KULHANEK, Y L. JUAN (2002): Seismic Hazard and Loss Estimation for Central America. *Natural Hazards* 25, pp. 161-175.
- YOUNGS, R. R., S.-J. CHIOU, W. J. SILVA, Y J. R. HUMPHREY (1997): Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seismological Research Letters*, vol. 68, n° 1, pp. 58-73.
- YOUNGS, R. R., K. J. COPPERSMITH (1985): Implications of Fault Slip Rates and Earthquake Recurrence Model to Probabilistic Seismic Hazard Estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 75, pp. 939-964.
- ZHAO, J. X., J. ZHANG, A. ASANO, Y. OHNO, T. OOUCHI, T. TAKAHASHI, H. OGAWA, K. IRIKURA, H. K. THIO, Y P. G. SOMERVILLE (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 96, pp. 898-913.

| Parte III

ANEXOS

**FUNCIÓN DE DISTRIBUCIÓN DE PROBABILIDAD ACUMULATIVA (CDF)
Y FUNCIÓN DE DENSIDAD DE PROBABILIDAD (PDF)**

La función de distribución de probabilidad acumulativa $F(x)$, que también se denota como CDF, es la probabilidad de que una variable aleatoria x , discreta o continua, tome valores menores que X (Harris y Stocker, 1998):

$$F(x) = P [x < X] \quad [6,1]$$

Puesto que en peligrosidad sísmica se considera la *probabilidad de excedencia* de un valor dado, lo que realmente interesa conocer es la expresión de la probabilidad complementaria, es decir:

$$P[y > Y] = 1 - P [y < Y] = 1 - F(y) \quad [6,2]$$

La función densidad de probabilidad $f_X(x)$, denominada también PDF, es una función no negativa que verifica:

$$\int_{-\infty}^{\infty} f_X(x) dx = 1 \text{ y además } f_X(x) = \frac{dF(x)}{dx} \quad [6,3]$$

También se cumple que:

$$F(x) = \int_{-\infty}^x f_T(t) dt \quad [6,4]$$

Y si la integral se evalúa entre límites finitos, entonces se tiene:

$$F(x_2) - F(x_1) = \int_{x_1}^{x_2} f_T(t) dt \quad [6,5]$$

Así pues, la Ecuación 6,5 se puede expresar en términos de las densidades de probabilidad de esta manera:

$$P_i[y > Y] = \int_{M'}^{\infty} \int_{R'}^{\infty} \int_{\epsilon'}^{\infty} P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) f_{\epsilon i}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [6,6]$$

donde M' , R' y ϵ' es la terna de valores tales que $\forall m \geq M'$, $\forall r \geq R'$ y $\forall \epsilon \geq \epsilon'$, $y > Y$.

Restringiendo la anterior ecuación a los rangos de variación de m , r y ϵ para la fuente sísmica considerada se tiene:

$$P_i[y > Y] = \int_{M_o}^{M_m} \int_{R_{min}}^{R_{max}} \int_{\epsilon_{min}}^{\epsilon_{max}} P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) f_{\epsilon i}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [6,7]$$

Esta expresión, que da la probabilidad de excedencia de Y debida a una fuente i caracterizada por las funciones $f_i(m)$ y $f_i(r)$, se ha deducido mediante un razonamiento puramente matemático y sin tener en cuenta ningún modelo de recurrencia temporal de terremotos. Esta ecuación es válida en el caso general en el que la probabilidad de excedencia se calcule en t años.

Ahora bien, si se considera un modelo temporal de ocurrencia de terremotos en la fuente i poissoniano, entonces la probabilidad anual de excedencia de Y es equivalente a la tasa anual de excedencia de Y . Basta multiplicar la probabilidad de excedencia de Y en t años (dada por la Ecuación 6,7) por la tasa anual de ocurrencia de terremotos en la fuente i (v_i) para obtener la tasa anual de excedencia de Y debida a la fuente i , denotada por $\lambda_i[y > Y]$, esto es:

$$\dot{\epsilon}_i(y > Y) = v_i \cdot P_i[y > Y] = v_i \int_{M_o}^{M_m} \int_{R_{min}}^{R_{max}} \int_{\epsilon_{min}}^{\epsilon_{max}} P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) f_{\epsilon i}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [6,8]$$

Si se tienen N fuentes sísmicas que potencialmente pueden causar excedencia del movimiento Y en el sitio, entonces la tasa anual de excedencia de Y debida a la acción de todas las fuentes, denotada por $\dot{I}(y > Y)$, es la suma de las tasas de excedencia de Y de cada una de las fuentes:

$$\dot{\epsilon}(y > Y) = \sum_{i=1}^N \dot{\epsilon}_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i[y > Y | m, r, \epsilon] f_{Mi}(m) f_{Ri}(r) f_{\epsilon i}(\epsilon) dm dr d\epsilon \quad [6,9]$$

en la que las integrales se calculan entre los límites particulares de cada zona.

DEDUCCIÓN DE LAS FUNCIONES F(M) Y F(R) A PARTIR DE LA RELACIÓN DE GUTENBERG-RICHTER

El modelo empleado de distribución de magnitudes en una zona sísmica está basado en el trabajo de Gutenberg y Richter (1944), que establece una relación lineal entre el logaritmo del número de sismos que superan una determinada magnitud y la magnitud. La ley de Gutenberg-Richter relaciona la cantidad de terremotos N de magnitud igual o superior a una dada con dicha magnitud dada:

$$\log N = a - b \cdot m \quad [6,10]$$

donde m es la magnitud dada, N es el número de terremotos de magnitud igual o mayor a m , y a y b son números positivos. Esta ley se puede expresar también en términos del logaritmo natural, quedando:

$$\ln N = \alpha - \beta \cdot m \quad [6.11]$$

donde $\alpha = a \cdot \ln 10$, $\beta = b \cdot \ln 10$,

Para estudios de peligrosidad sísmica se utiliza una variante de este modelo en la que se trunca el rango de magnitudes considerado entre una magnitud mínima umbral M_0 , por debajo de la cual la sismicidad no sólo carece de interés desde el punto de vista de la peligrosidad, sino que además puede desvirtuar los resultados del mismo, y una magnitud máxima esperada M_M , que generalmente se deduce a partir del catálogo sísmico mediante diversos métodos de estimación (p, ej., Cosentino *et al.*, 1977). La ley Gutenberg-Richter truncada queda de la forma:

$$\log N = a - b \cdot (m - M_0) \quad [6,12]$$

o de manera equivalente:

$$\ln N = \alpha - \beta \cdot (m - M_0) \quad [6,13]$$

con $M_0 \leq m \leq M_M$ y α y β positivos.

A continuación se deducen las funciones de distribución y de densidad de probabilidad para este modelo.

Consideraremos que el espacio de muestreo es el intervalo de magnitudes acotado por las magnitudes máxima (M_M) y mínima (M_0). Así pues, la cantidad $N(M_M)$ denotará el número de terremotos de magnitud igual a M_M (no decimos igual o mayor porque por definición, no se contemplan terremotos de magnitud mayor a M_M). Por su parte, la cantidad $N(M_0)$ denotará el número de sismos de magnitud igual o mayor a M_0 y correspondería al valor máximo de la función $N(m)$. No obstante, como $N(m)$ está truncada superiormente por M_M , el número total de terremotos cuyas magnitudes estén comprendidas entre M_0 y M_M (ámbos incluidos) será $N(M_0) - N(M_M)$. Análogamente, el número de sismos de magnitud mayor o igual a una magnitud M dada ($M_0 \leq M \leq M_M$), será $N(M_0) - N(m)$, con $m \geq M$. La probabilidad de que ocurra un sismo con magnitud mayor o igual a M , condicionado a que $M_0 \leq M \leq M_M$ [definición de distribución de probabilidad $F(m)$] vendrá dada por el cociente entre el número de terremotos de magnitud mayor o igual a m y el número total de terremotos:

$$F(m) = P[M > m \mid M_0 \leq M \leq M_M] = \frac{N(M_0) - N(m)}{N(M_0) - N(M_M)} = \frac{e^{\hat{a} - \hat{a} M_0} - e^{\hat{a} - \hat{a} m}}{e^{\hat{a} - \hat{a} M_0} - e^{\hat{a} - \hat{a} M_M}} \quad [6,14]$$

Eliminando el factor común $e^{\hat{a}}$ y dividiendo denominador y numerador por $e^{-\hat{a} M_0}$ queda:

$$F(m) = \frac{e^{\hat{a} - \hat{a} M_0} - e^{\hat{a} - \hat{a} m}}{e^{\hat{a} - \hat{a} M_0} - e^{\hat{a} - \hat{a} M_M}} = \frac{e^{-\hat{a} M_0} - e^{-\hat{a} m}}{e^{-\hat{a} M_0} - e^{-\hat{a} M_M}} = \frac{1 - e^{-\hat{a}(m - M_0)}}{1 - e^{-\hat{a}(M_M - M_0)}} \quad [6,15]$$

que es la expresión habitual de la función de distribución de probabilidades (Cosentino *et al*, 1977, Figura 6,1):

$$F(m) = \frac{1 - e^{-\hat{a}(m - M_0)}}{1 - e^{-\hat{a}(M_M - M_0)}} \quad , \text{ con } M_0 \leq m \leq M_M \quad [6,16]$$

La función de densidad de probabilidad de magnitud, según este modelo, se obtiene simplemente derivando (Figura 6.2):

$$f(m) = \frac{\hat{a} e^{-\hat{a}(m - M_0)}}{1 - e^{-\hat{a}(M_M - M_0)}} \quad , \text{ con } M_0 \leq m \leq M_M \quad [6,17]$$

Figura 6.1. Representación gráfica de la función de distribución de magnitud $N(m)$ según la Ley de Gutenberg-Richter, para $\hat{a} = 2,5$, $\hat{b} = 1,3$, $M_0 = 4,5$ y $M_M = 8,0$

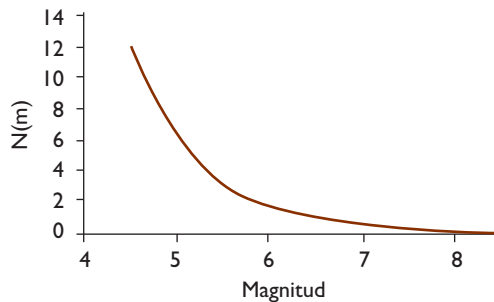
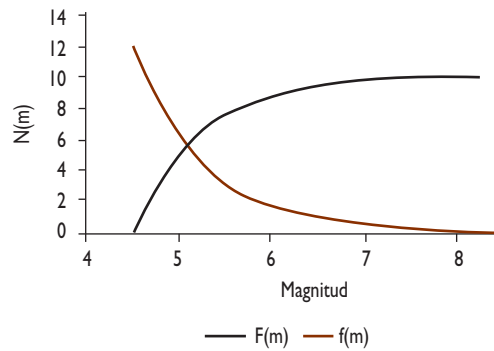


Figura 6.2. Representación gráfica de la funciones de distribución $F(m)$ y densidad de probabilidades $f(m)$ de magnitud, para $\beta = 1.3$, $M_0 = 4,5$ y $M_M = 8,0$



BIBLIOGRAFÍA

- COSENTINO, P., V. FICARRA, y D. LUZIO (1977): "Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 67, pp. 1615-1623.
- GUTENBERG, B., y C. F. RICHTER (1944): "Frequency of earthquakes in California", *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 34, pp. 185-188,
- HARRIS, J. W. y H. STOCKER (1998): *Handbook of Mathematics and Computational Science*, Springer-Verlag, New York, 1030 pp.

La información de esta tabla fue proporcionada por:

- INETER, Nicaragua (Instituto de Estudios Territoriales de Nicaragua).
- SNET, El Salvador (Servicio Nacional de Estudios Territoriales de El Salvador).
- ICE, LIS-IINI-UCR, Costa Rica (Instituto Costarricense de Electricidad (ICE); Laboratorio de Ingeniería Sísmica; Universidad de Costa Rica).

Tabla 6.1. Datos acelerométricos empleados para el contraste de modelos de atenuación

COSTA RICA													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
199203070153	CCH	roca	63,5	85	106,1	106,1	6,5	24,9	18,3				
199203070153	FRA	roca	43,7	85	95,6	95,6	6,5	130	102				
199203070153	QPS	roca	68,7	85	109,3	109,3	6,5	36,6	28,1				
199203070153	ALJ	suelo	24,7	85	88,5	88,5	6,5	127	91,8				
199203070153	CTG	suelo	52,9	85	100,1	100,1	6,5	97,4	70,9				
199203070153	HTO	suelo	29,7	85	90,0	90,0	6,5	105	90,4				
199203070153	PCL	suelo	19,8	85	87,3	87,3	6,5	55,9	42				
199203070153	SRM	suelo	19,5	85	87,2	87,2	6,5	181	155				
199203070153	GTS	suelo	37,6	85	92,9	92,9	6,5	62,1	44,7				
199807201417	NFL	roca	126,7	186	225,1		4,7	576	443				
199807201417	CDN	roca	140,0	186	232,8		4,7	103	102				
199807201417	FIR	roca	108,3	186	215,2		4,7	195	186				
199807201417	CAR	suelo	120,9	186	221,8		4,7	348	348				
199807201417	HAT	suelo	117,3	186	219,9		4,7	469	341				
199807201417	ECA	suelo	118,8	186	220,7		4,7	265	208				
199807201417	ROH	suelo	114,8	186	218,6		4,7	362	289				
199807201417	DES	suelo	122,5	186	222,7		4,7	145	133				
200006290217	CDN	roca	65,4	101,8	121,0		4,4	287	203				
200006290217	QPS	roca	94,1	101,8	138,6		4,4	178	158				
200006290217	ECA	suelo	45,0	101,8	111,3		4,4	706	4,7				

COSTA RICA (cont.)

Sismo	Cod.		Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1		SA 2	
	Est.										0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
200006290217	SLG		suelo	63,0	101,8	119,7		4,4	4,26	3,26				
200012290845	CDN		roca	26,1	60	65,4		4,5	3,01	2,84	6,2	0,5	8,0	0,4
200012290845	FRA		roca	8,5	60	60,6		4,5	6,2	6,12	8,5	0,5	3,6	0,2
200012290845	OVS		roca	33,4	60	68,7		4,5	3,39	6,3	11,7	0,5	21,4	0,7
200012290845	QPS		roca	30,1	60	67,1		4,5	11,6	6,59	41,5	2,1	21,5	0,7
200012290845	ISD		suelo	57,4	60	83,0		4,5	2,64	4,11	6,3	0,8	8,5	0,8
200012290845	LPF		suelo	27,3	60	65,9		4,5	8,4	6,38	8,5	0,8	8,6	0,4
200012290845	SLG		suelo	27,7	60	66,1		4,5	4,6	5,43	9,4	0,9	9,6	0,5
200309162003	APSDb		roca	105,9	55	119,3		5,4	4,25	5,26	14,8	3,0	15,8	4,8
200309162003	APSMe		roca	12,6	55	56,4		5,4	11,42	6,62	21,6	4,9	8,4	3,5
200309162003	CDN		roca	50,4	55	74,6		5,4	10,2	8,18	27,7	5,2	27,4	3,6
200309162003	FRA		roca	36,0	55	65,7		5,4	10,1	8,87	23,8	2,4	21,6	4,0
200309162003	OVS		roca	34,0	55	64,7		5,4	3,62	2,4	8,9	3,8	7,8	1,4
200309162003	QPS		roca	51,0	55	75,0		5,4	20,9	18,9	33,9	6,7	46,7	7,0
200309162003	AETG		suelo	48,7	55	73,4		5,4	14,16	18,11	59,3	5,6	83,7	5,5
200309162003	ALJ		suelo	26,9	55	61,2		5,4	23,7	16,4	30,6	9,1	46,8	11,0
200309162003	ECA		suelo	33,0	55	64,1		5,4	39,9	34,1	108,0	17,2	99,2	9,7
200309162003	ISD		suelo	100,0	55	114,1		5,4	14	13,9	30,0	11,2	44,2	5,2
200309162003	LPF		suelo	37,0	55	66,3		5,4	17,7	16,7	38,3	7,8	54,4	5,6
200309162003	RAL		suelo	48,0	55	73,0		5,4	15,3	11	25,4	4,5	52,2	6,8
200309162003	RGA		suelo	20,8	55	58,8		5,4	15,9	13,4	19,6	3,9	25,1	2,0
200309162003	SLG		suelo	50,0	55	74,3		5,4	35,7	22,1	123,0	12,7	79,6	14,2

COSTA RICA (cont.)														
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s	
2005/2281527	APCB	roca	72.2	43	84.0		5.5	14.38	8.7	37.4	7.2	24.2	4.8	
2005/2281527	APII	roca	19.8	43	47.3		5.5	16.83	10.99	23.7	6.1	18.7	4.2	
2005/2281527	APSM	roca	32.7	43	54.0		5.5	5.78	7.56	10.6	3.7	13.5	3.6	
2005/2281527	FRA	roca	26.7	43	50.6		5.5	41.9	21	101.0	12.9	38.6	8.4	
2005/2281527	PAR	roca	49.5	43	65.6		5.5	268	129	2100	5.6	206.0	8.4	
2005/2281527	QPS	roca	27.6	43	51.1		5.5	49.3	42	1300	29.4	80.1	32.4	
2005/2281527	TBA	roca	72.0	43	83.9		5.5	26	25.5	34.5	4.3	19.0	2.8	
2005/2281527	GTS	suelo	36.0	43	56.1		5.5	27.9	22.4	66.1	2.2	32.8	1.5	
2005/2281527	RAL	suelo	46.7	43	63.5		5.5	38.5	37.8	49.9	2.2	50.6	1.6	
2005/2281527	RMO	suelo	135.1	43	141.8		5.5	10.3	7.7	37.0	8.4	27.8	9.6	
2005/2281527	AETG	suelo	42.0	43	60.1		5.5	62.99	46.66	95.4	15.6	122.1	9.6	
2005/2281527	ALJ	suelo	41.5	43	59.7		5.5	17	16.5	48.8	16.3	47.9	10.3	
2005/2281527	HTO	suelo	38.0	43	57.4		5.5	28.4	21.4	29.2	4.4	14.5	2.6	
2005/2281527	PCL	suelo	22.5	43	48.5		5.5	21.2	14.2	27.9	2.5	19.3	2.0	
200603152140	APMD	suelo	20.2	43	47.5		4.3	7.74	15.31	8.2	0.3	26.5	0.9	
200603152140	AETG	suelo	41.5	43	59.8		4.3	2.87	3.57	8.7	0.5	8.7	0.6	
200603152140	FRA	roca	26.3	43	50.4		4.3	3.8	1.84	9.9	0.4	2.0	0.1	

NICARAGUA

Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	PGA1		PGA2	SA 1		SA 2	
	Est.	Cond. Sit.	km	km	km	km	M	cm/ss		0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
20000910-2357	BOAN	Roca	136,0	66	151,2		6,27	2,30	3,97	3,0	1,0	2,0	0,8
20000910-2356	GRAN	Suelo	65,4	66	92,9		6,27	5,60	5,05	42,0	4,2	11,0	3,8
20000910-2356	DCAN	Suelo	82,9	66	106,0		6,27	116,11	78,38	350,0	30,0	230,0	35,0
20000910-2357	MAAN	Suelo	68,0	66	94,7		6,27	21,23	24,52	40,0	15,0	30,0	12,0
20000910-2357	RAAN	Suelo	85,7	66	108,1		6,27	20,76	18,58	50,0	18,0	80,0	22,0
20000910-2357	CHAN	Suelo	172,9	66	185,1		6,27	12,13	9,23	20,0	2,0	15,0	4,0
20000910-2357	ESAN	Suelo	191,8	66	202,8		6,27	0,77	0,51	1,5	2,0	0,1	0,2
20010412-2024	BOAN	Roca	139,5	104	174,0		5,77	1,67	2,06	3,0	0,4	4,4	0,8
20010412-2024	JUIN	Roca	134,3	104	169,9		5,77	0,40	0,48	0,9	0,5	1,6	0,7
20010412-2024	CHAN	Suelo	62,9	104	121,5		5,77	10,60	10,97	15,0	2,0	8,4	2,4
20010412-2024	ESAN	Suelo	118,3	104	157,5		5,77	1,20	0,69	1,6	2,0	1,4	1,6
20010412-2024	GRAN	Suelo	92,6	104	139,3		5,77	2,15	1,70	3,4	5,0	4,4	4,8
20010412-2024	MGA	Suelo	63,3	104	121,7		5,77	3,96	4,98	8,0	2,6	10,0	3,6
20010412-2024	LEAN	Suelo	33,7	104	109,3		5,77	13,91	13,54	20,0	6,0	15,0	15,0
20010412-2024	RAAN	Suelo	55,8	104	118,0		5,77	13,83	10,49	40,0	4,0	30,0	6,0
20010412-2024	RIAN	Suelo	130,0	104	166,5		5,77	2,95	3,16	5,0	2,0	4,0	2,0
20010412-2025	DCAN	Suelo	60,7	104	120,4		5,77	15,90	14,64	26,0	4,2	30,0	10,0
20010707-0459	CHAN	Suelo	63,3	68	92,9		5,99	18,29	13,51	20,0	6,0	15,0	1,4
20010707-0459	DCAN	Suelo	161,6	68	175,3		5,99	5,28	5,25	8,0	0,6	10,0	0,8
20010707-0459	ESAN	Suelo	145,7	68	160,8		5,99	1,16	1,20	2,6	2,4	2,0	2,6
20010707-0459	MGA	Suelo	163,3	68	176,9		5,99	2,58	2,53	3,0	0,6	3,0	0,6
20010707-0459	LEAN	Suelo	89,5	68	112,4		5,99	11,59	8,45	14,0	2,4	10,0	1,0
20010707-0459	RAAN	Suelo	155,5	68	169,7		5,99	5,04	4,01	10,0	0,6	12,0	0,9

NICARAGUA (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
20010826-2000	CHAN	Suelo	51,4	75	90,9		5,62	22,13	13,70	20,0	4,0	10,0	0,6
20010826-2000	MGA	Suelo	127,6	75	148,0		5,62	2,38	2,17	6,0	0,5	3,4	0,2
20010826-2001	DCAN	Suelo	125,7	75	146,4		5,62	6,81	3,62	16,0	0,6	10,0	0,3
20010826-2000	LEAN	Suelo	64,2	75	98,7		5,62	5,28	6,68	3,0	0,5	3,0	0,4
20020115-1441	RIAN	Suelo	29,6	99	103,3		5,69	3,85	5,62	3,0	0,3	2,0	0,3
20020115-1441	CHAN	Suelo	152,5	99	181,8		5,69	4,21	3,92	3,0	1,0	2,6	0,8
20020115-1441	RAAN	Suelo	66,1	99	119,0		5,69	4,52	6,84	15,0	6,0	20,0	1,4
20020115-1442	LEAN	Suelo	117,8	99	153,9		5,69	3,85	4,03	8,6	2,0	6,4	2,0
20020115-1444	DCAN	Suelo	63,9	99	117,8		5,69	6,98	6,95	30,0	1,0	20,0	1,2
20020802-1613	JIAN	Roca	158,0	61	169,4		6,06	1,68	1,51	2,2	0,6	4,0	0,8
20020802-1612	MGA	Suelo	81,9	61	102,1		6,06	17,67	16,80	48,0	8,0	30,0	5,0
20020802-1612	CHAN	Suelo	73,9	61	95,8		6,06	19,58	26,12	26,0	4,0	16,0	5,0
20020802-1612	LEAN	Suelo	54,0	61	81,5		6,06	44,67	36,36	62,0	20,0	60,0	12,0
20020802-1613	GRAN	Suelo	97,0	61	114,6		6,06	2,74	5,20	16,0	2,0	16,0	2,0
20020802-1613	RAAN	Suelo	74,6	61	96,3		6,06	46,23	45,60	210,0	10,0	220,0	14,0
20020802-1613	RIAN	Suelo	125,2	61	139,3		6,06	9,57	10,37	6,0	0,5	5,0	0,7
20020802-1613	ESAN	Suelo	141,0	61	153,6		6,06	1,13	1,13	3,0	2,0	2,4	2,2
20021122-1832	MGA	Suelo	77,6	71	105,2		5,77	8,15	7,87	10,0	4,2	6,0	1,2
20021122-1832	LEAN	Suelo	38,6	71	80,8		5,77	26,71	35,30	20,0	6,0	22,0	12,0
20021122-1834	RAAN	Suelo	70,1	71	99,8		5,77	11,03	11,09	20,0	1,4	22,0	1,4
20021122-1834	RIAN	Suelo	139,5	71	156,5		5,77	3,36	3,12	1,4	0,2	1,1	0,1
20041009-2126	MATN	Roca	246,7	48	251,3		6,62	2,14	2,52	7,8	7,8	5,0	6,0

NICARAGUA (cont.)

Sismo	Cod.	Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
20041009-2126	JIAN	Roca	255,8	48	260,2			6,62	3,11	4,09	8,0	4,0	8,0	3,0
20041009-2126	BOAN	Roca	220,6	48	225,8			6,62	3,34	3,09	8,0	3,2	7,0	6,0
20041009-2126	RAAN	Suelo	149,8	48	157,3			6,62	38,96	40,27	80,0	20,0	150,0	46,0
20041009-2126	RIAN	Suelo	78,7	48	92,2			6,62	26,95	21,01	60,0	24,0	40,0	30,0
20041009-2126	DCAN	Suelo	149,5	48	157,0			6,62	59,48	78,92	200,0	16,0	190,0	16,0
20050106-1510	DCAN	Suelo	46,8	74	87,6			5,62	8,19	9,89	14,0	1,0	36,0	1,4
20050307-0717	LEAN	Suelo	146,5	74	164,1			5,77	6,34	4,68	16,0	0,2	16,0	0,2
20050401-0736	LEAN	Suelo	62,1	111	127,2			5,77	3,97	4,39	6,2	1,8	6,0	2,0
20050723-2009	JUIN	Roca	34,5	171	174,5			5,99	0,75	0,80	1,0	2,0	0,8	2,0
20050723-2008	RAAN	Suelo	105,7	171	201,0			5,99	2,89	2,62	6,0	2,0	6,0	2,8
20050723-2008	MAAN	Suelo	33,9	171	174,3			5,99	2,31	1,58	2,6	4,0	2,0	2,2
20050723-2008	DCAN	Suelo	32,6	171	174,1			5,99	4,24	4,96	10,0	2,6	14,0	4,0
20001126-0003	DCAN	Suelo	136,3	29	139,4			5,54	1,19	0,88	2,0	0,7	1,5	0,7
20001126-0003	MGA	Suelo	139,5	29	142,5			5,54	0,51	0,42	0,8	0,4	0,8	0,3

EL SALVADOR													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
19-jun-1982	OB	Suelo	47,5	80,0	93,05		7,3	162,23	181,27	390,0	534,0	528,0	536,0
18-jul-1983	UC	Roca	245,0	91,0	261,38		6,4	17,97	11,95				
18-jul-1983	OB	Suelo	241,2	91,0	257,84		6,4	22,43	20,28				
18-jul-1983	SM	Suelo	162,3	91,0	186,06		6,4	12,41	15,21				
17-nov-1987	OB	Suelo	264,7	93,0	280,6		6,4	23,21	19,79				
3-nov-1988	UC	Roca	143,4	69,0	159,2		6,0	37,94	60,74				
3-nov-1988	AH	Suelo	75,8	69,0	102,5		6,6	90,20	126,00				
3-nov-1988	IV	Suelo	146,0	69,0	161,5		6,6	24,32	28,29				
13-ene-2001	CA	Roca	139,6	60,0	151,9	86,5	7,7	106,30	95,90	209,5	282,8	226,8	183,9
13-ene-2001	CM	Roca	168,2	60,0	178,6	144,1	7,7	135,6	12,39	20,9	25,6	23,1	18,0
13-ene-2001	CU	Roca	95,8	60,0	113,0	113,6	7,7	76,26	77,66	180,2	150,2	206,3	100,0
13-ene-2001	QC	Roca	64,6	60,0	88,2	87,2	7,7	149,20	183,00	577,2	164,5	366,3	209,5
13-ene-2001	RF	Roca	94,4	60,0	111,8	81,0	7,7	203,90	204,90	478,2	234,5	471,2	252,6
13-ene-2001	SE	Roca	91,8	60,0	109,6	108,7	7,7	80,58	59,59	190,9	71,3	214,1	115,6
13-ene-2001	ST	Roca	97,1	60,0	114,1	79,4	7,7	587,70	761,40	1123,8	517,0	2582,6	345,2
13-ene-2001	VF	Roca	96,6	60,0	113,7	86,5	7,7	201,60	184,70				
13-ene-2001	LI	Roca	86,9	60,0	105,6	61,3	7,7	1092,00	564,00	1290,0	285,0	958,0	237,0
13-ene-2001	ZA	Roca	56,6	60,0	82,5	72,0	7,7	255,00	305,00	362,0	140,0	410,0	229,0
13-ene-2001	PA	Roca	84,1	60,0	103,3	75,4	7,7	173,00	151,00	223,0	174,0	182,0	111,0
13-ene-2001	NO	Roca	67,8	60,0	90,6	78,9	7,7	569,00	479,00	1063,0	402,0	1789,0	319,0
13-ene-2001	TE	Roca	96,1	60,0	113,3	79,2	7,7	486,00	477,00	1103,0	385,0	1112,0	389,0
13-ene-2001	AH	Suelo	160,5	60,0	171,4	114,8	7,7	210,00	143,10	335,9	337,1	318,9	325,8

EL SALVADOR (cont.)

Sismo	Cod.	Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
13-ene-2001	DB	Suelo	91,2	60,0	109,2	87,1	7,7	220,70	245,20	504,2	184,4	474,5	525,1	
13-ene-2001	MG	Suelo	70,9	60,0	92,9	91,9	7,7	118,10	133,20	215,9	253,1	205,3	226,5	
13-ene-2001	OB	Suelo	90,9	60,0	108,9	81,4	7,7	419,50	372,00	1101,1	557,8	1057,6	509,9	
13-ene-2001	RS	Suelo	94,4	60,0	111,8	81,0	7,7	317,10	298,20	1211,8	282,2	1030,0	270,3	
13-ene-2001	SA	Suelo	143,2	60,0	155,3	112,1	7,7	132,90	83,63	169,4	175,7	374,6	409,0	
13-ene-2001	SM	Suelo	52,6	60,0	79,8	77,7	7,7	864,20	702,40	2021,8	417,6	1615,6	351,6	
13-ene-2001	SS	Suelo	94,7	60,0	112,1	83,2	7,7	266,80	246,70	546,1	212,6	658,8	331,4	
13-ene-2001	VS	Suelo	96,6	60,0	113,7	86,5	7,7	305,50	301,40					
13-ene-2001	EX	Suelo	93,9	60,0	111,5	83,7	7,7	295,00	273,00	962,0	441,0	584,0	394,0	
13-ene-2001	BA	Suelo	87,2	60,0	105,9	85,2	7,7	154,00	195,00	615,0	491,0	485,0	454,0	
13-ene-2001	AR	Suelo	119,2	60,0	133,4	87,3	7,7	589,00	445,00	751,0	1050,0	1183,0	657,0	
13-ene-2001	TO	Suelo	94,6	60,0	112,0	92,0	7,7	258,00	230,00	594,0	424,0	611,0	208,0	
13-dic-2004	ACAJ	Roca	37,3	54,8	66,3		5,7	14,46	14,24					
13-dic-2004	AIES	Roca	81,7	54,8	98,4		5,7	28,07	29,76					
13-dic-2004	HERR	Roca	89,5	54,8	105,0		5,7	44,37	57,29					
13-dic-2004	LUNA	Roca	210,2	54,8	217,2		5,7	5,71	4,97					
13-dic-2004	MAGT	Roca	72,2	54,8	90,7		5,7	22,86	23,71					
13-dic-2004	PERQ	Roca	192,0	54,8	199,7		5,7	4,84	4,23					
13-dic-2004	SEMF	Roca	78,6	54,8	95,8		5,7	14,01	13,87					
13-dic-2004	SONS	Roca	55,2	54,8	77,8		5,7	42,35	33,20					
13-dic-2004	CEUC	Suelo	80,8	54,8	97,6		5,7	23,68	22,34					
13-dic-2004	CHIN	Suelo	157,3	54,8	166,6		5,7	8,95	9,66					
13-dic-2004	CPRS	Suelo	76,0	54,8	93,7		5,7	27,44	28,33					
13-dic-2004	SEMS	Suelo	78,6	54,8	95,8		5,7	19,90	17,92					
13-dic-2004	SJAC	Suelo	78,8	54,8	96,0		5,7	29,26	33,69					

EL SALVADOR (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0,3 s	SA 1 1,0 s	SA 2 0,3 s	SA 2 1,0 s
13-dic-2004	SMIG	Suelo	176,2	54,8	184,5		5,7	17,61	13,65				
13-dic-2004	SNET	Suelo	76,9	54,8	94,4		5,7	20,18	31,98				
13-dic-2004	UDBS	Suelo	85,3	54,8	101,4		5,7	55,69	51,38				
13-dic-2004	UESS	Suelo	81,8	54,8	98,4		5,7	40,93	29,56				
13-dic-2004	UNCO	Suelo	85,7	54,8	101,8		5,7	9,30	8,11				
10-mar-2005	AIES	Roca	78,6	47,9	92,1		5,6	55,75	49,55				
10-mar-2005	CPRF	Roca	112,0	47,9	121,8		5,6	7,70	8,71				
10-mar-2005	HERR	Roca	63,9	47,9	79,8		5,6	14,59	21,13				
10-mar-2005	MAGT	Roca	115,0	47,9	124,6		5,6	7,56	8,83				
10-mar-2005	SEMF	Roca	112,6	47,9	122,3		5,6	8,04	7,43				
10-mar-2005	SONS	Roca	151,6	47,9	159,0		5,6	17,08	16,11				
10-mar-2005	CHIN	Suelo	76,5	47,9	90,2		5,6	6,60	6,72				
10-mar-2005	CPRS	Suelo	112,0	47,9	121,8		5,6	11,40	13,73				
10-mar-2005	SEMS	Suelo	112,6	47,9	122,3		5,6	11,19	12,30				
10-mar-2005	SJAC	Suelo	108,4	47,9	118,5		5,6	17,93	18,43				
10-mar-2005	SMIG	Suelo	79,8	47,9	93,1		5,6	12,02	9,85				
10-mar-2005	SNET	Suelo	111,6	47,9	121,5		5,6	14,42	15,64				
10-mar-2005	UDBS	Suelo	109,6	47,9	119,6		5,6	23,61	20,02				
10-mar-2005	UESS	Suelo	112,7	47,9	122,5		5,6	28,41	26,68				
10-mar-2005	UNCO	Suelo	157,7	47,9	164,8		5,6	5,10	5,79				
17-mar-2005	AIES	Roca	314,2	198,0	371,4		6,3	2,11	3,65				
17-mar-2005	MAGT	Roca	278,2	198,0	341,4		6,3	2,47	1,91				
17-mar-2005	SONS	Roca	238,6	198,0	310,1		6,3	8,22	8,57				
17-mar-2005	SNET	Suelo	282,9	198,0	345,3		6,3	2,83	2,13				

EL SALVADOR (cont.)

Sismo	Cod.	Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
17-mar-2005	UDBS	Suelo		287,9	198,0	349,4		6,3	2,16	1,82				
17-mar-2005	UESS	Suelo		283,5	198,0	345,8		6,3	2,76	1,98				
18-nov-2005	AIES	Roca		33,5	77,1	84,1		5,6	45,29	34,75				
18-nov-2005	CPRF	Roca		45,5	77,1	89,5		5,6	28,10	48,31				
18-nov-2005	HERR	Roca		38,9	77,1	86,4		5,6	25,24	20,77				
18-nov-2005	MAGT	Roca		44,8	77,1	89,2		5,6	29,74	29,41				
18-nov-2005	SEMF	Roca		47,7	77,1	90,7		5,6	11,63	16,26				
18-nov-2005	SONS	Roca		66,5	77,1	101,8		5,6	27,12	25,54				
18-nov-2005	CEUC	Suelo		63,0	77,1	99,5		5,6	10,27	12,17				
18-nov-2005	CHIN	Suelo		107,1	77,1	131,9		5,6	4,50	7,87				
18-nov-2005	CPRS	Suelo		45,5	77,1	89,5		5,6	85,68	73,72				
18-nov-2005	SJAC	Suelo		45,3	77,1	89,4		5,6	25,74	20,79				
18-nov-2005	SMIG	Suelo		125,5	77,1	147,3		5,6	5,53	5,33				
18-nov-2005	SNET	Suelo		45,8	77,1	89,7		5,6	68,41	62,14				
18-nov-2005	UDBS	Suelo		51,0	77,1	92,4		5,6	20,91	15,81				
18-nov-2005	UESS	Suelo		50,1	77,1	92,0		5,6	29,05	32,13				
18-nov-2005	UNCO	Suelo		81,5	77,1	112,2		5,6	4,99	3,26				
22-ene-2006	AIES	Roca		227,8	50,0	233,3		5,5	2,06	1,83				
22-ene-2006	MAGT	Roca		200,8	50,0	206,9		5,5	3,51	3,81				
22-ene-2006	SONS	Roca		155,1	50,0	163,0		5,5	14,92	12,50				
22-ene-2006	CEUC	Suelo		193,7	50,0	200,1		5,5	3,19	2,81				
22-ene-2006	JUA	Suelo		152,1	50,0	160,1		5,5	9,78	9,11				
22-ene-2006	SNET	Suelo		206,7	50,0	212,7		5,5	6,73	5,83				
22-ene-2006	UDBS	Suelo		215,0	50,0	220,7		5,5	4,20	3,77				

EL SALVADOR (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
22-ene-2006	UES	Suelo	210.0	50.0	215.9		5.5	453	604				
22-ene-2006	UNCO	Suelo	176.3	50.0	183.3		5.5	267	324				
9-abr-2006	AIES	Roca	44.8	46.6	64.6		5.4	830	741				
9-abr-2006	HERR	Roca	41.7	46.6	62.5		5.4	1078	1001				
9-abr-2006	LUNA	Roca	153.1	46.6	160.0		5.4	255	278				
9-abr-2006	SONS	Roca	89.4	46.6	100.8		5.4	1580	1437				
9-abr-2006	CEUC	Suelo	86.0	46.6	97.8		5.4	909	993				
9-abr-2006	CPRS	Suelo	67.0	46.6	81.6		5.4	1871	1298				
9-abr-2006	JUA	Suelo	101.4	46.6	111.6		5.4	1526	1470				
9-abr-2006	MAGT	Suelo	67.2	46.6	81.7		5.4	1547	1127				
9-abr-2006	SJAC	Suelo	65.8	46.6	80.7		5.4	1250	1300				
9-abr-2006	SMIG	Suelo	122.0	46.6	130.6		5.4	527	439				
9-abr-2006	SNET	Suelo	67.1	46.6	81.7		5.4	1185	1199				
9-abr-2006	UCHI	Suelo	106.2	46.6	116.0		5.4	1161	1085				
9-abr-2006	UDBS	Suelo	70.7	46.6	84.7		5.4	2266	1349				
9-abr-2006	UES	Suelo	70.9	46.6	84.8		5.4	1136	1969				
9-abr-2006	UNCO	Suelo	105.2	46.6	115.1		5.4	434	452				
24-abr-2006	AIES	Roca	124.7	50.0	134.3		5.4	628	764				
24-abr-2006	LUNA	Roca	89.0	50.0	102.0		5.4	439	486				
24-abr-2006	MAGT	Roca	161.3	50.0	168.8		5.4	346	282				
24-abr-2006	SONS	Roca	199.4	50.0	205.6		5.4	325	474				
24-abr-2006	JUA	Suelo	209.8	50.0	215.7		5.4	438	381				
24-abr-2006	SMIG	Suelo	89.0	50.0	102.1		5.4	1451	955				
24-abr-2006	SNET	Suelo	157.4	50.0	165.1		5.4	486	535				

EL SALVADOR (cont.)

Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
24-abr-2006	UCHI	Suelo	97,2	500	109,3		5,4	11,35	16,30				
24-abr-2006	UDBS	Suelo	154,3	500	162,2		5,4	7,03	7,63				
24-abr-2006	UESS	Suelo	157,9	500	165,6		5,4	10,24	10,63				
22-ago-2006	AIES	Roca	107,6	500	118,7		5,5	23,30	18,02				
22-ago-2006	CPRF	Roca	140,8	500	149,4		5,5	5,18	6,24				
22-ago-2006	HERR	Roca	92,8	500	105,4		5,5	27,25	19,29				
22-ago-2006	LUNA	Roca	83,4	500	97,2		5,5	10,89	6,83				
22-ago-2006	MAGT	Roca	144,2	500	152,7		5,5	8,43	8,18				
22-ago-2006	SONS	Roca	182,9	500	189,7		5,5	7,93	9,04				
22-ago-2006	CEUC	Suelo	162,6	500	170,1		5,5	3,33	3,31				
22-ago-2006	CPRS	Suelo	140,8	500	149,4		5,5	12,44	11,91				
22-ago-2006	JUA	Suelo	193,2	500	199,5		5,5	4,45	6,31				
22-ago-2006	SJAC	Suelo	136,8	500	145,7		5,5	14,32	11,40				
22-ago-2006	SMIG	Suelo	77,0	500	91,8		5,5	14,74	16,21				
22-ago-2006	SNET	Suelo	140,3	500	148,9		5,5	11,50	12,06				
22-ago-2006	UCHI	Suelo	82,6	500	96,5		5,5	9,23	12,60				
22-ago-2006	UDBS	Suelo	137,1	500	146,0		5,5	10,35	11,06				
22-ago-2006	UESS	Suelo	140,8	500	149,4		5,5	12,15	14,19				
22-ago-2006	UNCO	Suelo	186,8	500	193,4		5,5	3,37	2,95				
30-dic-2006	CPRF	Roca	180,0	500	186,8		5,6	8,78	8,41				
30-dic-2006	MAGT	Roca	175,0	500	182,0		5,6	4,72	6,17				
30-dic-2006	SONS	Roca	129,4	500	138,7		5,6	17,02	21,48				
30-dic-2006	CEUC	Suelo	168,1	500	175,4		5,6	4,61	4,05				
30-dic-2006	CPRS	Suelo	180,0	500	186,8		5,6	13,60	15,84				

EL SALVADOR (cont.)												
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0,3 s	SA 1 1,0 s	SA 2 1,0 s
30-dic-2006	JUA	Suelo	126,6	50,0	136,1		5,6	991	10,35			
30-dic-2006	SNET	Suelo	180,9	50,0	187,7		5,6	1672	1241			
30-dic-2006	UDBS	Suelo	189,2	50,0	195,7		5,6	632	7,54			
30-dic-2006	UESS	Suelo	184,3	50,0	190,9		5,6	842	1292			
30-dic-2006	UNCO	Suelo	151,2	50,0	159,2		5,6	682	441			

COSTA RICA

Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1		SA 2	
	Est.	Cond. Sit.								0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
199003251323	ALJ	suelo	90,4	17	92,0	70,0	7,0	169,00					
199003251323	CTG	suelo	117,4	17	118,6	90,5	7,0	87,00					
199003251323	HTO	suelo	96,6	17	98,1	72,8	7,0	86,00					
199003251323	SRM	suelo	70,8	17	72,8	52,0	7,0	103,00					
199003251323	GTS	suelo	101,5	17	102,9	78,6	7,0	64,40					
199003251323	QPS	roca	86,3	17	88,0	72,8	7,0	69,40					
199003251323	RCP	roca	113,2	17	114,5	87,3	7,0	57,20					
199908201002	ECA	suelo	105,6	22	107,9	82,5	6,9	40,90	58,10	121,0	94,0	198,0	46,7
199908201002	ISD	suelo	65,1	22	68,7	39,8	6,9	85,50	62,80	245,0	149,0	250,0	76,7
199908201002	MGL	suelo	111,5	22	113,6	85,0	6,9	49,90	43,70	113,0	43,1	122,0	50,6
199908201002	CDN	roca	97,5	22	100,0	69,6	6,9	15,60	16,60	36,7	14,2	52,9	20,0
199908201002	GUA	roca	105,6	22	107,9	79,6	6,9	22,80	26,70	48,1	16,2	53,5	14,0
199908201002	NFL	roca	113,7	22	115,8	84,9	6,9	42,50	47,30	84,2	17,8	152,0	11,9
199908201002	OVS	roca	112,6	22	114,7	85,2	6,9	16,50	17,30	41,0	41,4	65,0	12,7
199908201042	ECA	suelo	113,3	19	114,9		5,4	38,6	3,70	11,8	6,8	7,8	3,7
199908201042	MGL	suelo	118,5	19	120,0		5,4	4,08	3,96	7,4	5,3	9,0	4,7
199908201042	CDN	roca	102,0	19	103,7		5,4	2,09	2,26	6,1	3,5	5,9	2,6
199908201042	GUA	roca	114,2	19	115,8		5,4	2,22	2,01	5,2	0,8	4,9	1,2
199908201042	NFL	roca	120,0	19	121,5		5,4	2,84	2,27	4,6	2,0	7,4	1,4
199908201042	OVS	roca	120,5	19	122,0		5,4	1,42	1,56	2,9	2,0	4,9	1,7
199908211049	ECA	suelo	117,1	28	120,4		6,1	7,96	10,50	19,2	13,4	25,8	13,1
199908211049	ISD	suelo	62,2	28	68,2		6,1	10,60	15,70	39,6	5,7	56,9	15,3
199908211049	MGL	suelo	122,2	28	125,4		6,1	14,10	9,79	33,2	15,8	29,4	10,2

COSTA RICA (cont.)														
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s	
199908211049	CDN	roca	105.4	28	109.1		6.1	8.63	4.42	15.0	10.6	13.7	7.2	
199908211049	GUA	roca	118.2	28	121.4		6.1	4.90	3.65	11.0	2.1	6.1	3.0	
199908211049	NFL	roca	123.6	28	126.7		6.1	5.99	7.41	13.6	3.9	13.6	3.9	
199908211049	OVS	roca	124.4	28	127.5		6.1	4.24	4.56	12.9	3.3	13.9	3.5	
200411200807	AETG	suelo	45.6	25	52.0		6.2	109.30	130.92	249.7	30.4	221.4	39.8	
200411200807	ALJ	suelo	55.3	25	60.7		6.2	96.90	123.00	250.0	191.0	329.0	74.6	
200411200807	ECA	suelo	48.0	25	54.1		6.2	173.00	101.00	713.0	588	381.0	91.3	
200411200807	ISD	suelo	58.9	25	63.9		6.2	58.60	57.60	162.0	32.2	177.0	18.0	
200411200807	RAL	suelo	51.5	25	57.2		6.2	57.80	52.00	123.0	37.7	185.0	44.3	
200411200807	RMO	suelo	133.9	25	136.2		6.2	31.70	29.80	95.4	19.8	63.8	18.7	
200411200807	SLG	suelo	50.1	25	56.0		6.2	69.00	96.60	220.0	73.4	167.0	74.9	
200411200807	APSDb	roca	142.9	25	145.1		6.2	14.98	8.94	25.7	39.7	23.5	23.9	
200411200807	APSGb	roca	121.3	25	123.8		6.2	12.36	11.38	34.5	13.5	32.2	22.1	
200411200807	CCH	roca	57.8	25	63.0		6.2	26.10	40.10	81.3	15.0	89.5	28.9	
200411200807	CDN	roca	48.0	25	54.1		6.2	65.90	51.40	120.0	23.1	151.0	23.9	
200411200807	FRA	roca	31.3	25	40.1		6.2	103.00	108.00	475.0	26.3	281.0	51.1	
200411200807	OVS	roca	54.4	25	59.8		6.2	11.40	12.30	29.0	18.3	44.8	23.4	
200411200807	QPS	roca	11.9	25	27.7		6.2	226.00	231.00	795.0	423.0	737.0	278.0	
200411200807	RGA	roca	54.4	25	59.9		6.2	103.00	100.00	254.0	33.4	154.0	28.7	
200411200807	RTUJ	roca	72.4	25	76.6		6.2	39.70	49.90	58.2	22.8	97.1	44.1	
200507020216	AETG	suelo	402.7	30	403.8		6.6	4.13	3.34	12.1	2.5	11.5	4.7	
200507020216	APSGb	roca	291.0	30	292.6		6.6	11.66	5.74	20.5	18.9	16.7	15.2	
200507020216	FRA	roca	389.5	30	390.7		6.6	1.48	1.27	2.9	1.8	2.6	1.5	

COSTA RICA (cont.)

Sismo	Cod.		Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0,3 s	SA 1 1,0 s	SA 2 0,3 s	SA 2 1,0 s
	Est.													
200611181913	APMD	suelo	4,4	33,4	33,7			5,0	40,91	33,80	42,7	2,0	80,8	3,9
200611181913	APANca	roca	59,9	33,4	68,6			5,0	8,67	10,10	11,7	3,5	7,1	4,2
200611181913	APCB	roca	73,2	33,4	80,5			5,0	3,80	3,81	4,6	0,6	3,8	0,6
200611181913	APPI	roca	4,4	33,4	33,7			5,0	16,02	7,26	5,5	1,2	7,5	1,3
200611181913	FRA	roca	14,4	33,4	36,4			5,0	26,30	43,10	32,5	3,5	128,0	4,4
200611181913	QPS	roca	24,5	33,4	41,4			5,0	34,90	28,10	77,7	6,4	66,2	6,7
200611211231	APMD	suelo	70,9	35	79,0			4,8	8,16	4,49	18,2	1,2	7,4	0,6
200611211231	APANca	roca	101,3	35	107,2			4,8	6,36	6,52	7,5	1,1	9,3	0,8
200611211231	QPS	roca	50,9	35	61,8			4,8	7,00	5,14	12,0	2,0	11,2	1,6

NICARAGUA													
Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1	SA 1	SA 2	SA 2
	Est.	Cond. Sit.											
200 01 13-1734	JIAN	Roca	328.3	33	329.9		7.45	6.27	5.34	180	6.0	16.0	5.0
200 01 13-1734	MATN	Roca	355.7	33	357.2		7.45	2.59	2.73	6.5	4.5	5.0	7.0
200 01 13-1734	BOAN	Roca	403.2	33	404.5		7.45	3.43	3.43	7.0	7.0	8.0	8.0
200 01 13-1734	JUIN	Roca	439.1	33	440.3		7.45	2.56	2.94	4.5	5.0	4.5	5.8
200 01 13-1733	CHAN	Suelo	239.7	33	242.0		7.45	88.27	68.41	1000	800	1600	700
200 01 13-1733	LEAN	Suelo	270.3	33	272.3		7.45	39.07	36.36	900	400	700	300
200 01 13-1733	ESAN	Suelo	286.9	33	288.8		7.45	13.85	10.43	250	350	200	250
200 01 13-1734	DCAN	Suelo	342.2	33	343.8		7.45	44.35	43.48	1500	400	1600	380
200 01 13-1734	RAAN	Suelo	336.2	33	337.8		7.45	55.90	44.26	1500	300	1500	580
200 01 13-1734	MGA	Suelo	344.0	33	345.6		7.45	33.07	40.61	900	380	880	350
200 01 13-1734	GRAN	Suelo	378.0	33	379.4		7.45	8.69	8.97	220	140	220	140
200 01 14-2241	CHAN	Suelo	223.5	33	225.9		6.56	4.93	3.79	350	4.5	25.0	7.0
200 01 14-2242	MGA	Suelo	326.8	33	328.5		6.56	1.41	1.48	3.6	2.0	3.0	1.5
200 01 14-2242	RAAN	Suelo	319.5	33	321.2		6.56	3.52	2.53	8.0	2.0	8.0	3.5
200 01 14-2242	DCAN	Suelo	325.3	33	327.0		6.56	2.57	2.89	5.0	2.0	10.0	1.5
200 02 17-0117	CHAN	Suelo	197.1	20	198.1		6.06	2.09	2.15	5.0	1.4	4.6	0.9
200 02 17-0118	RAAN	Suelo	294.5	20	295.1		6.06	1.84	1.29	3.8	0.5	4.0	0.9
200 02 17-0118	DCAN	Suelo	300.5	20	301.2		6.06	1.51	1.87	6.0	0.7	8.5	0.7
200 02 17-0118	LEAN	Suelo	228.0	20	228.9		6.06	0.91	0.84	2.4	0.5	2.2	0.6
200 0602-1936	CHAN	Suelo	127.5	20	129.1		5.77	7.78	8.53	140	4.0	8.0	2.0
200 0602-1937	DCAN	Suelo	229.4	20	230.3		5.77	2.18	2.10	4.0	0.6	6.0	1.2
200 0602-1936	LEAN	Suelo	157.0	20	158.3		5.77	3.91	2.50	4.2	1.0	3.0	1.4

NICARAGUA (cont.)

Sismo	Cod.		Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
	Est.	Cond. Sit.											
20010704-2218	CHAN	Suelo	122,2	24	124,5		5,69	2,02	2,48	3,0	0,7	4,0	0,8
20010704-2219	DCAN	Suelo	117,9	24	120,3		5,69	1,70	1,39	4,0	0,6	3,0	1,5
20010705-0113	CHAN	Suelo	118,8	25	121,4		5,54	2,64	2,24	5,4	0,5	5,0	0,7
20010705-0113	LEAN	Suelo	104,4	25	107,4		5,54	1,27	1,15	3,4	0,6	3,0	0,3
20010705-0113	DCAN	Suelo	115,2	25	117,9		5,54	4,38	2,82	3,0	0,4	2,4	0,7
20010705-0113	RAAN	Suelo	112,8	25	115,6		5,54	1,91	1,71	4,0	0,4	4,0	0,6
20020106-1849	JIAN	Roca	195,7	26	197,5		5,84	1,06	1,02	2,0	0,5	2,0	0,4
20020106-1849	MATN	Roca	208,7	26	210,3		5,84	0,39	0,33	0,8	0,8	0,6	0,5
20020106-1848	CHAN	Suelo	81,6	26	85,7		5,84	33,73	24,82	35,0	18,0	36,0	10,0
20020106-1849	ESAN	Suelo	162,8	26	164,9		5,84	1,24	0,84	3,0	2,6	1,6	2,0
20020106-1849	RAAN	Suelo	166,1	26	168,1		5,84	10,20	5,42	20,0	2,0	16,0	3,0
20020106-1849	RIAN	Suelo	240,6	26	242,0		5,84	1,93	2,23	2,0	0,4	1,2	0,3
20020106-1852	DCAN	Suelo	172,0	26	173,9		5,84	7,30	5,76	16,0	2,6	10,0	2,6
20020317-0900	ESAN	Suelo	156,4	28	158,9		6,06	1,74	0,99	2,6	2,5	2,2	2,2
20020317-0900	DCAN	Suelo	179,3	28	181,5		6,06	7,85	10,42	20,0	2,0	40,0	3,0
20021002-1941	JIAN	Roca	164,0	21	165,4		5,54	0,63	1,30	2,4	0,4	4,0	0,3
20021002-1940	CHAN	Suelo	46,7	21	51,2		5,54	15,40	15,27	16,0	2,0	8,0	2,6
20021002-1941	LEAN	Suelo	65,4	21	68,7		5,54	6,51	8,29	6,2	0,6	6,2	1,6
20021002-1941	RAAN	Suelo	127,4	21	129,1		5,54	5,12	3,03	12,0	0,4	8,0	0,8
20050315-0014	MAAN	Suelo	147,0	34	150,9		5,99	2,29	2,69	5,0	6,0	7,0	4,4
20050315-0015	LEAN	Suelo	200,3	34	203,2		5,99	1,53	1,43	3,8	2,6	4,2	4,0

NICARAGUA (cont.)

Sismo	Cod.	Epi	Prof.	Hlpo.	Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1	SA 1	SA 2	SA 2
	Est.	km	km	km	km		cm/ss	cm/ss	0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
20050702-0227	DCAN	124.0	21	125.8		5.77	6.35	5.88	20.0	3.6	16.0	2.4
20050702-0227	LEAN	161.3	21	162.6		5.77	2.63	2.61	10.0	1.6	8.0	1.8
20050702-0227	RAAN	125.3	21	127.1		5.77	5.60	4.05	14.0	3.6	14.0	3.0

EL SALVADOR

Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1	SA 1	SA 2	SA 2
	Est.	Cond. Sit.								0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
28-feb-2001	UC	Roca	85,3	41,6	94,9		6,0	29,43					
28-feb-2001	DB	Suelo	88,5	41,6	97,8		6,0	36,16	25,22				
28-feb-2001	OB	Suelo	84,9	41,6	94,5		6,0	66,30	61,94				
28-feb-2001	RS	Suelo	86,1	41,6	95,6		6,0	40,74	40,19				
16-mar-2001	UC	Roca	97,5	44,9	107,3		5,9	26,93					
16-mar-2001	OB	Suelo	96,7	44,9	106,6		5,9	32,10	41,20				
16-mar-2001	RS	Suelo	98,2	44,9	108,0		5,9	31,02	25,97				
21-ene-2003	ACAJ	Roca	134,4	35,2	138,9		6,4	5,19	6,22				
21-ene-2003	AIES	Roca	219,8	35,2	222,6		6,4	12,88	9,48				
21-ene-2003	HERR	Roca	231,3	35,2	234,0		6,4	10,06	10,00				
21-ene-2003	PERQ	Roca	316,5	35,2	318,5		6,4	2,42	1,29				
21-ene-2003	SONS	Roca	147,7	35,2	151,8		6,4	29,80	25,60				
21-ene-2003	SMIG	Suelo	315,8	35,2	317,7		6,4	4,84	2,69				
21-ene-2003	STAN	Suelo	165,8	35,2	169,5		6,4	8,65	8,26				
9-oct-2004	AIES	Roca	384,4	27,9	385,4		7,0	8,24	8,27				
9-oct-2004	HERR	Roca	369,7	27,9	370,8		7,0	7,26	5,31				
9-oct-2004	LUNA	Roca	283,3	27,9	284,7		7,0	7,22	8,07				
9-oct-2004	MAGT	Roca	420,7	27,9	421,7		7,0	4,07	6,10				
9-oct-2004	PERQ	Roca	360,0	27,9	361,0		7,0	4,54	3,21				
9-oct-2004	SONS	Roca	460,5	27,9	461,4		7,0	2,94	2,75				
9-oct-2004	CHIN	Suelo	333,9	27,9	335,0		7,0	4,18	7,36				
9-oct-2004	SMIG	Suelo	314,2	27,9	315,4		7,0	10,32	10,06				
9-oct-2004	SNET	Suelo	416,3	27,9	417,3		7,0	4,30	4,40				

EL SALVADOR (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0,3 s	SA 1 1,0 s	SA 2 0,3 s	SA 2 1,0 s
9-oct-2004	UDBS	Suelo	412,0	27,9	413,0		7,0	7,56	6,60				
9-oct-2004	UESS	Suelo	416,1	27,9	417,1		7,0	8,13	10,05				
9-oct-2004	UNCO	Suelo	462,7	27,9	463,5		7,0	2,07	1,44				
20-nov-2004	ACAJ	Roca	87,3	30,9	92,6		5,9	6,69	8,82				
20-nov-2004	AIES	Roca	164,7	30,9	167,6		5,9	8,97	13,22				
20-nov-2004	HERR	Roca	173,7	30,9	176,4		5,9	11,76	10,58				
20-nov-2004	MAGT	Roca	146,4	30,9	149,6		5,9	11,06	11,59				
20-nov-2004	PERQ	Roca	271,5	30,9	273,2		5,9	2,16	1,97				
20-nov-2004	SONS	Roca	107,6	30,9	111,9		5,9	26,77	21,60				
20-nov-2004	CHIN	Suelo	240,9	30,9	242,9		5,9	3,12	4,30				
20-nov-2004	SJAC	Suelo	155,0	30,9	158,1		5,9	13,05	13,52				
20-nov-2004	SMIG	Suelo	260,3	30,9	262,1		5,9	5,51	4,19				
20-nov-2004	SNET	Suelo	152,1	30,9	155,2		5,9	16,53	11,74				
20-nov-2004	UDBS	Suelo	160,9	30,9	163,9		5,9	10,90	11,08				
20-nov-2004	UESS	Suelo	156,5	30,9	159,5		5,9	13,25	13,58				
20-nov-2004	UNCO	Suelo	138,0	30,9	141,4		5,9	11,19	8,27				
7-oct-2005	AIES	Roca	78,7	32,1	85,0		5,7	31,87	40,33				
7-oct-2005	CPRF	Roca	81,3	32,1	87,4		5,7	13,58	10,64				
7-oct-2005	HERR	Roca	83,4	32,1	89,4		5,7	18,03	20,44				
7-oct-2005	MAGT	Roca	78,4	32,1	84,7		5,7	12,79	11,05				
7-oct-2005	SONS	Roca	71,7	32,1	78,5		5,7	54,09	39,86				
7-oct-2005	CEUC	Suelo	90,8	32,1	96,3		5,7	23,59	33,15				
7-oct-2005	CHIN	Suelo	151,5	32,1	154,8		5,7	4,01	5,59				
7-oct-2005	CPRS	Suelo	81,3	32,1	87,4		5,7	24,49	16,33				

EL SALVADOR (cont.)

Sismo	Cod.	Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
7-oct-2005	SJAC	Suelo		83,1	32,1	89,1		5,7	19,08	23,67				
7-oct-2005	SMIG	Suelo		168,9	32,1	171,9		5,7	8,80	8,54				
7-oct-2005	SNET	Suelo		82,0	32,1	88,1		5,7	20,88	14,90				
7-oct-2005	UDBS	Suelo		89,6	32,1	95,2		5,7	25,41	29,16				
7-oct-2005	UESS	Suelo		87,0	32,1	92,7		5,7	23,78	23,77				
7-oct-2005	UNCO	Suelo		99,8	32,1	104,9		5,7	6,86	12,20				
3-dic-2006	AIES	Roca		273,5	15,1	273,9		5,9	3,46	2,71				
3-dic-2006	MAGT	Roca		243,2	15,1	243,6		5,9	4,84	4,89				
3-dic-2006	SONS	Roca		197,1	15,1	197,7		5,9	14,42	14,74				
3-dic-2006	CEUC	Suelo		233,0	15,1	233,5		5,9	3,77	3,86				
3-dic-2006	JUA	Suelo		191,5	15,1	192,1		5,9	9,78	8,03				
3-dic-2006	SNET	Suelo		249,0	15,1	249,4		5,9	8,84	5,14				
3-dic-2006	UDBS	Suelo		256,6	15,1	257,1		5,9	5,92	4,70				
3-dic-2006	UESS	Suelo		251,7	15,1	252,1		5,9	8,26	7,22				
3-dic-2006	UNCO	Suelo		212,5	15,1	213,0		5,9	5,06	4,19				
19-ene-2007	AIES	Roca		75,5	29,7	81,2		6,0	8,47	21,53				
19-ene-2007	CPRF	Roca		85,2	29,7	90,2		6,0	11,85	10,73				
19-ene-2007	HERR	Roca		77,2	29,7	82,7		6,0	38,27	43,76				
19-ene-2007	MAGT	Roca		83,1	29,7	88,3		6,0	13,33	14,13				
19-ene-2007	SONS	Roca		84,7	29,7	89,8		6,0	21,23	31,75				
19-ene-2007	CEUC	Suelo		98,0	29,7	102,4		6,0	11,01	17,17				
19-ene-2007	CPRS	Suelo		85,2	29,7	90,2		6,0	21,66	20,19				
19-ene-2007	JUA	Suelo		97,1	29,7	101,5		6,0	12,97	14,68				
19-ene-2007	SMIG	Suelo		160,0	29,7	162,8		6,0	6,60	5,63				

EL SALVADOR (cont.)													
Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	M	PGAI	PGA2	SA 1	SA 1	SA 2	SA 2
	Est.	Cond. Sit.		km	km					0,3 s	1,0 s	0,3 s	1,0 s
19-ene-2007	SNET	Suelo	85,7	29,7	90,7		6,0	12,19	11,88				
19-ene-2007	UCHI	Suelo	143,8	29,7	146,8		6,0	6,25	9,84				
19-ene-2007	UDBS	Suelo	92,3	29,7	96,9		6,0	11,72	13,39				
19-ene-2007	UESS	Suelo	90,5	29,7	95,2		6,0	14,89	17,20				
19-ene-2007	UNCO	Suelo	110,4	29,7	114,3		6,0	5,26	3,46				

COSTA RICA (cont.)

Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
199012221727	AGI	Suelo	25,9	6,5	26,7		6,0	116,95	110,09	179,0	28,4	229,0	53,1
199012221727	ALJ	suelo	16,0	6,5	17,3		6,0	262,40	411,80	708,0	182,0	1230,0	338,0
199012221727	CTG	Suelo	43,0	6,5	43,5		6,0	235,62	284,60	357,0	48,3	394,0	58,9
199012221727	GTS	Suelo	30,5	6,5	31,2		6,0	158,32	74,27	287,0	78,1	218,0	53,3
199012221727	HTO	Suelo	23,4	6,5	24,3		6,0	173,50	216,66	337,0	59,9	510,0	57,5
199012221727	SRM	Suelo	27,5	6,5	28,2		6,0	162,97	170,65	251,0	214,0	278,0	412,0
199012221727	APSMe	roca	5,0	6,5	8,2		6,0	494,60	367,40	550,0	70,0	500,0	55,0
199012221727	CCH	roca	58,4	6,5	58,8		6,0	42,96	29,76	46,4	23,2	41,5	15,7
199012221729	AGI	suelo	27,2	5	27,7		5,0	22,71	27,19	52,7	31,2	54,3	49,3
199012221729	ALJ	suelo	21,0	5	21,6		5,0	117,17	109,66	207,0	164,0	273,0	183,0
199012221729	CTG	suelo	42,7	5	43,0		5,0	22,61	23,29	73,6	15,5	58,6	29,0
199012221729	GTS	suelo	30,2	5	30,6		5,0	27,95	28,76	92,1	13,6	65,3	18,9
199012221729	HTO	suelo	24,2	5	24,7		5,0	25,76	30,18	100,0	28,0	94,4	30,4
199012221729	SRM	suelo	31,0	5	31,4		5,0	74,77	79,95	77,4	76,4	220,0	84,9
199012221729	APSMe	roca	10,0	5	11,2		5,0	71,00	98,40	120,0	47,0	200,0	55,0
199104222157	ALJ	suelo	124,6	15	125,5	105,5	7,7	108,36	107,39	270,0	163,0	322,0	112,0
199104222157	GTS	suelo	100,3	15	101,4	84,5	7,7	100,95	65,58	228,0	94,0	161,0	111,0
199104222157	HTO	suelo	108,2	15	109,3	91,3	7,7	119,15	78,32	205,0	98,3	199,0	116,0
199104222157	ISD	suelo	61,7	15	63,5	63,0	7,7	187,40	136,96	405,0	141,0	442,0	105,0
199104222157	PCL	suelo	146,0	15	146,8	98,0	7,7	85,64	63,56	170,0	81,1	202,0	70,7
199104222157	APSQ	roca	61,0	15	62,8	33,9	7,7	761,30	265,70	1100,0	500,0	710,0	250,0
199104222157	CCH	roca	74,6	15	76,1	58,5	7,7	139,77	76,18	268,0	183,0	160,0	145,0
199104222157	GLF	roca	106,2	15	107,3	98,0	7,7	55,15	41,49	158,0	39,6	158,0	50,6
199104222157	ICE	roca	109,7	15	110,7	91,0	7,7	84,42	89,70	145,0	64,3	316,0	61,9

COSTA RICA (cont.)														
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s	
199104222157	QPS	roca	111,5	15	112,5	109,0	7,7	3503	31,60	76,9	40,6	79,0	60,9	
199104222206	ALJ	suelo	63,7	10	64,5		5,6	21,69	31,70	110,0	16,2	91,6	22,1	
199104222206	CTG	suelo	27,3	10	29,1		5,6	52,42	99,36	55,1	25,6	73,0	16,9	
199104222206	PCL	suelo	65,2	10	65,9		5,6	24,38	21,09	120,0	52,5	286,0	63,2	
199104222206	CCH	roca	17,3	10	20,0		5,6	40,47	38,35	122,0	21,4	72,2	39,8	
199908101455	ECA	suelo	79,6	18	81,6		5,6	23,80	30,60	110,0	7,6	109,0	2,0	
199908101455	ISD	suelo	48,4	18	51,7		5,6	10,20	10,30	27,7	5,4	37,5	3,6	
199908101455	CDN	roca	71,7	18	73,9		5,6	11,40	11,50	58,1	4,7	37,9	3,7	
199908101455	GUA	roca	79,8	18	81,8		5,6	40,50	46,00	109,0	6,3	40,8	2,7	
199908101455	OVS	roca	86,6	18	88,5		5,6	18,60	28,20	47,5	3,8	101,0	4,4	
200101300431	ECA	suelo	4,1	5,2	6,6		4,2	35,80	28,30	112,0	4,6	90,5	2,7	
200101300431	LPF	suelo	0,7	5,2	5,2		4,2	23,50	29,10	23,2	0,7	47,9	3,2	
200101300431	SLG	suelo	17,1	5,2	17,9		4,2	5,00	1,85	9,7	0,4	5,1	0,4	
200101300431	CDN	roca	19,4	5,2	20,0		4,2	2,87	2,99	3,7	0,2	4,2	0,2	
200101300431	FRA	roca	20,5	5,2	21,1		4,2	4,44	9,10	4,6	0,2	11,8	0,4	
200101300431	OVS	roca	9,1	5,2	10,4		4,2	3,75	6,75	12,8	0,4	16,4	0,8	
200111090047	ALJ	suelo	220,7	17	221,4		6,0	6,53	7,60	18,2	7,2	31,1	7,1	
200111090047	ISD	suelo	167,4	17	168,2		6,0	11,30	8,54	28,4	6,4	23,4	10,9	
200111090047	RAL	suelo	189,1	17	189,8		6,0	6,05	9,62	14,7	4,8	24,7	6,0	
200111090047	RMO	suelo	99,4	17	100,9		6,0	31,70	39,10	82,2	41,7	89,1	38,5	
200111090047	SLG	suelo	186,8	17	187,6		6,0	8,11	11,40	29,0	11,1	27,1	6,2	
200111090047	FRA	roca	201,1	17	201,8		6,0	2,51	2,67	6,9	2,3	5,8	1,6	

COSTA RICA (cont.)

Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
200111090047	GLF	roca	160,1	17	161,0		6,0	9,87	9,66	30,7	8,1	34,0	5,8
200207310017	ALJ	suelo	284,3	20	285,0		6,2	26,30	18,40	44,8	40,9	36,7	24,4
200207310017	ISD	suelo	194,2	20	195,2		6,2	11,00	11,40	26,7	15,1	38,6	14,2
200207310017	RAL	suelo	257,2	20	258,0		6,2	13,10	11,00	21,8	11,9	21,9	12,9
200207310017	RMO	suelo	240,3	20	241,2		6,2	12,90	13,70	22,2	18,9	29,4	21,5
200207310017	SLG	suelo	253,4	20	254,2		6,2	13,80	12,60	55,2	30,7	28,2	19,6
200207310017	CDN	roca	250,2	20	251,0		6,2	4,97	5,52	15,8	5,0	12,2	4,1
200207310017	FRA	roca	250,0	20	250,8		6,2	5,69	4,30	18,4	7,2	15,2	5,1
200207310017	GLF	roca	95,3	20	97,4		6,2	23,50	32,60	60,3	36,4	79,9	24,8
200207310017	QPS	roca	227,3	20	228,1		6,2	18,00	18,00	38,7	11,3	35,9	8,2
200310170007	LPF	suelo	35,0	10	36,4		4,2	11,00	10,00	20,5	1,7	20,5	1,7
200310170007	RAL	suelo	22,4	10	24,5		4,2	18,00	11,10	17,8	2,1	23,9	2,8
200310170007	SLG	suelo	18,6	10	21,1		4,2	16,70	51,40	53,0	2,3	111,0	7,5
200310170007	CDN	roca	16,1	10	19,0		4,2	19,50	26,30	41,8	2,3	62,7	3,5
200310170007	FRA	roca	28,6	10	30,3		4,2	8,31	12,00	22,1	0,9	8,7	0,5
200312250711	AETG	suelo	213,5	26	215,1	207,0	6,6	24,96	26,41	63,3	14,1	59,0	13,9
200312250711	ALJ	suelo	248,4	26	249,7	239,0	6,6	26,30	18,40	68,5	86,6	94,7	66,4
200312250711	ECA	suelo	232,9	26	234,3	222,0	6,6	31,70	33,00	76,6	2,1	71,1	43,0
200312250711	ISD	suelo	157,4	26	159,5	145,0	6,6	20,70	24,20	44,5	67,5	53,5	48,2
200312250711	LPF	suelo	230,2	26	231,7	217,4	6,6	23,30	36,10	47,4	19,3	79,4	28,4
200312250711	RAL	suelo	219,0	26	220,5	206,3	6,6	17,10	19,30	37,9	22,3	71,1	29,5
200312250711	RMO	suelo	192,8	26	194,5	194,5	6,6	13,60	11,90	32,3	22,7	23,8	18,8
200312250711	SLG	suelo	215,1	26	216,7	204,0	6,6	32,10	33,20	98,4	43,9	70,2	82,8

COSTA RICA (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
200312250711	APPI	roca	209,6	26	211,2	190,0	6,6	8,72	7,65	20,6	15,2	23,6	15,0
200312250711	APSDb	roca	352,4	26	353,4	343,0	6,6	2,84	3,20	5,6	65,1	6,0	9,3
200312250711	CDN	roca	212,1	26	213,7	194,5	6,6	10,10	11,20	25,4	12,3	31,4	19,1
200312250711	FRA	roca	214,5	26	216,1	200,9	6,6	8,46	8,57	28,0	9,7	29,6	14,6
200312250711	GLF	roca	57,4	26	63,0	45,0	6,6	14,00	105,00	374,0	65,8	365,0	43,3
200312250711	OVS	roca	239,6	26	241,0	226,9	6,6	6,12	5,96	12,6	14,3	13,8	11,2
200312250711	QPS	roca	197,0	26	198,7	189,5	6,6	27,70	41,30	58,9	50,4	56,2	28,9
200312250711	RGA	roca	252,6	26	254,0	240,5	6,6	9,72	12,20	20,9	11,1	39,2	16,9
200312250711	RTU	roca	206,0	26	207,6	193,4	6,6	6,45	8,57	13,8	12,7	18,5	10,5
200401071042	AETG	suelo	212,9	15	213,4		5,5	7,47	9,29	21,2	2,2	24,2	2,4
200401071042	ALJ	suelo	247,2	15	247,7		5,5	8,72	9,03	19,1	5,9	20,2	59,0
200401071042	ECA	suelo	232,0	15	232,5		5,5	10,20	8,06	32,5	5,1	23,2	3,4
200401071042	LPF	suelo	229,5	15	230,0		5,5	9,65	11,60	29,3	2,4	30,7	4,0
200401071042	APPI	roca	207,5	15	208,1		5,5	2,04	2,72	6,2	1,2	10,3	1,8
200401071042	CDN	roca	211,7	15	212,2		5,5	3,51	3,19	7,8	1,2	8,3	1,4
200401071042	FRA	roca	213,1	15	213,7		5,5	3,47	3,44	9,3	1,3	9,9	1,5
200401071042	GLF	roca	55,8	15	57,8		5,5	43,40	35,20	174,0	14,1	124,0	11,4
200402041159	ALJ	suelo	221,7	14	222,1		5,8	22,00	25,80	46,7	36,4	70,3	27,8
200402041159	ECA	suelo	206,9	14	207,3		5,8	13,00	12,10	46,1	12,3	36,6	29,6
200402041159	ISD	suelo	131,5	14	132,2		5,8	12,30	17,60	32,9	14,5	47,1	19,0
200402041159	LPF	suelo	204,7	14	205,1		5,8	31,40	46,90	73,1	10,7	146,0	13,9
200402041159	RAL	suelo	194,5	14	195,0		5,8	8,57	12,60	18,0	9,0	27,5	17,4
200402041159	RMO	suelo	183,8	14	184,3		5,8	17,50	14,50	27,9	19,3	26,6	33,7
200402041159	SLG	suelo	190,6	14	191,2		5,8	18,60	22,20	56,1	16,0	51,4	27,4

COSTA RICA (cont.)																
Sismo	Cod.		Cond, Sit.	Epi		Prof.	Hipo.		Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1	SA 2		
	Est.			km	km		km	km					0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
200402041159	CDN		roca	187,4	14	188,0				5,8	8,56	7,66	24,2	4,0	17,0	10,3
200402041159	FRA		roca	187,4	14	187,9				5,8	5,72	8,95	20,9	7,3	29,3	16,0
200402041159	GLF		roca	34,2	14	36,9				5,8	92,30	81,90	235,0	31,2	142,0	43,3
200402041159	OVS		roca	214,0	14	214,5				5,8	30,3	4,23	7,2	8,2	8,5	9,8
200402041159	QPS		roca	166,0	14	166,6				5,8	13,40	18,00	52,9	26,0	54,3	16,7
200402041159	RGA		roca	225,1	14	225,5				5,8	7,16	5,71	15,6	6,3	19,0	7,5
200402041159	RTU		roca	185,3	14	185,8				5,8	5,37	6,58	14,2	8,4	18,6	10,0
200404072023	ISD		suelo	64,0	6,6	64,3				5,5	4,31	6,00	10,0	7,4	13,6	5,3
200404072023	LPF		suelo	110,7	6,6	110,9				5,5	11,50	9,05	34,1	6,6	29,7	7,6
200404072023	RMO		suelo	159,5	6,6	159,6				5,5	12,70	9,21	20,3	33,7	13,8	17,1
200404072023	SLG		suelo	104,0	6,6	104,2				5,5	11,00	5,63	35,8	17,5	14,0	6,5
200404072023	CDN		roca	100,9	6,6	101,1				5,5	3,58	2,94	9,3	5,2	7,7	3,2
200404072023	FRA		roca	90,2	6,6	90,5				5,5	5,87	4,02	15,8	3,3	12,1	2,6
200404072023	OVS		roca	117,5	6,6	117,7				5,5	1,32	2,48	3,1	3,9	7,1	2,8
200404072023	QPS		roca	55,0	6,6	55,4				5,5	27,50	24,10	69,7	8,4	63,5	11,7

NICARAGUA													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
200 0207-1024	JIAN	Roca	302,9	2	302,9		6,27	0,84	0,56	2,2	0,2	1,5	0,2
200 0207-1023	CHAN	Suelo	197,3	2	197,3		6,27	5,20	6,75	15,0	1,5	16,0	2,0
200 0207-1024	LEAN	Suelo	228,0	2	228,0		6,27	2,19	2,10	7,5	1,0	6,2	1,2
200 0207-1024	RAAN	Suelo	290,7	2	290,7		6,27	4,31	3,33	12,0	1,0	18,0	1,5
200 0207-1024	DCAN	Suelo	296,2	2	296,2		6,27	3,42	5,61	10,0	1,0	16,0	1,6
200 0207-1024	MGA	Suelo	297,3	2	297,3		6,27	1,62	1,60	4,2	0,8	4,0	2,0
200 0213-1423	JIAN	Roca	117,9	2	117,9		6,49	1,59	2,01	3,0	1,5	3,0	0,9
200 0213-1423	MATN	Roca	132,9	2	132,9		6,49	0,70	0,41	0,7	1,6	0,7	1,0
200 0213-1422	CHAN	Suelo	166,3	2	166,3		6,49	2,88	2,73	8,0	4,0	7,6	4,0
200 0213-1422	DCAN	Suelo	222,0	2	222,0		6,49	0,89	1,28	2,4	1,5	3,6	1,8
200 0213-1422	LEAN	Suelo	187,6	2	187,6		6,49	1,08	1,44	2,2	2,0	2,2	2,2
200 0213-1423	ESAN	Suelo	113,5	2	113,5		6,49	1,61	2,10	2,4	2,8	2,6	5,0
200 0318-1543	JIAN	Roca	194,2	15	194,8		6,06	1,25	1,09	3,4	0,4	3,0	0,4
200 0318-1542	CHAN	Suelo	79,4	15	80,8		6,06	18,50	15,25	36,0	10,0	35,0	7,0
200 0318-1542	LEAN	Suelo	99,4	15	100,6		6,06	13,24	9,09	30,0	8,0	24,0	5,0
200 0318-1543	DCAN	Suelo	161,1	15	161,8		6,06	7,06	8,72	22,0	2,2	26,0	3,0
200 0318-1543	ESAN	Suelo	162,7	15	163,4		6,06	1,52	1,28	4,0	4,0	2,6	2,0
200 0318-1543	GRAN	Suelo	195,1	15	195,7		6,06	1,31	1,05	3,0	0,8	2,2	0,9
200 0318-1543	MGA	Suelo	163,1	15	163,8		6,06	6,83	4,97	20,0	1,5	15,0	1,0
200 0318-1543	MAAN	Suelo	182,9	15	183,6		6,06	1,09	1,27	2,2	1,0	2,6	0,8
200 0318-1543	RAAN	Suelo	155,4	15	156,1		6,06	8,57	7,83	30,0	2,2	16,0	3,0
200 0812-1553	CHAN	Suelo	151,7	5	151,8		5,69	6,21	5,39	10,0	4,0	8,0	10,0
200 0812-1553	DCAN	Suelo	118,9	5	119,0		5,69	3,94	5,05	7,6	1,4	14,0	1,6

NICARAGUA (cont.)

Sismo	Cod.	Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
20010812-1553	MGA	Suelo	122,7	5	122,8	5,69	186	2,26	4,0	0,9	4,0	1,8		
20010812-1553	LEAN	Suelo	129,8	5	129,9	5,69	384	4,52	8,0	4,0	14,0	12,0		
20010812-1553	RAAN	Suelo	118,0	5	118,1	5,69	291	2,84	8,0	1,6	8,0	2,6		
20011008-1230	MGA	Suelo	168,0	10	168,3	5,77	182	1,85	4,0	0,4	5,0	0,4		
20011008-1230	CHAN	Suelo	80,8	10	81,4	5,77	14,49	10,35	26,0	2,6	20,0	3,6		
20011008-1231	RAAN	Suelo	160,2	10	160,5	5,77	343	2,46	6,0	0,4	6,4	0,7		
20021202-0218	GRAN	Suelo	120,2	12	120,8	5,69	136	0,72	2,2	2,2	1,4	1,2		
20021202-0218	MGA	Suelo	135,5	12	136,0	5,69	102	0,86	1,4	1,4	1,4	1,6		
20050702-0216	BOAN	Roca	140,6	3	140,6	6,42	230	2,26	4,0	4,6	4,0	4,6		
20050702-0216	JUIN	Roca	172,8	3	172,9	6,42	244	2,95	5,0	4,4	5,0	6,0		
20050702-0215	LEAN	Suelo	183,0	3	183,0	6,42	11,77	7,12	36,0	6,0	22,0	6,6		
20050702-0216	RAAN	Suelo	200,4	3	200,4	6,42	16,70	19,18	60,0	24,0	60,0	20,0		
20050702-0216	DCAN	Suelo	204,8	3	204,8	6,42	25,68	25,15	80,0	22,0	100,0	24,0		
20050702-0216	CHAN	Suelo	141,6	3	141,6	6,42	620	5,91	16,0	4,0	20,0	4,0		
20050702-0410	JUIN	Roca	145,9	0	145,9	6,06	105	1,36	2,0	2,6	2,0	4,0		
20050702-0410	RAAN	Suelo	195,6	0	195,6	6,06	442	4,45	10,0	4,0	12,0	4,2		
20050702-0410	DCAN	Suelo	194,2	0	194,2	6,06	644	6,78	16,0	4,0	20,0	4,4		
20050702-0410	LEAN	Suelo	169,5	0	169,5	6,06	228	1,43	6,0	1,4	4,0	1,4		
20050702-0410	CHAN	Suelo	145,5	0	145,5	6,06	140	1,71	4,0	0,8	4,2	0,8		
20050803-0927	JUIN	Roca	125,5	1	125,5	5,62	427	2,94	2,6	1,0	4,0	1,4		
20050803-0927	BOAN	Roca	119,7	1	119,7	5,62	244	2,47	4,0	2,2	6,0	1,8		

NICARAGUA (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
20050803-0926	MAAN	Suelo	120,7	1	120,7		5,62	1,15	1,35	2,0	1,0	3,0	1,0
20050803-0926	DCAN	Suelo	127,2	1	127,2		5,62	3,13	3,55	8,0	2,2	12,0	2,6
20050803-0927	RAAN	Suelo	84,4	1	84,4		5,62	1,56	2,20	4,6	2,0	6,0	2,0
20050803-0927	MGA	Suelo	92,2	1	92,2		5,62	1,03	1,18	3,0	1,4	3,4	1,6
20050803-1102	JUIN	Roca	86,8	5	87,0		6,06	12,00	15,25	24,0	8,0	44,0	7,0
20050803-1102	BOAN	Roca	119,9	5	120,0		6,06	8,24	15,18	16,0	8,0	24,0	8,0
20050803-1102	MATN	Roca	92,7	5	92,8		6,06	4,07	4,18	8,0	2,4	9,0	4,2
20050803-1102	MAAN	Suelo	183,7	5	183,8		6,06	3,84	4,57	10,0	4,0	8,0	7,0
20050803-1102	RAAN	Suelo	121,0	5	121,1		6,06	6,96	6,18	16,0	10,0	16,0	10,0
20050803-1102	DCAN	Suelo	129,0	5	129,0		6,06	10,61	12,85	26,0	7,0	36,0	9,0
20050803-1102	MGA	Suelo	125,7	5	125,8		6,06	3,89	4,12	8,0	6,0	7,0	7,0
20050923-1349	JUIN	Roca	485,1	10	485,2		6,49	1,03	1,10	1,4	1,6	1,4	2,6
20050923-1349	ESAN	Suelo	344,5	10	344,7		6,49	2,68	2,55	4,0	8,0	5,4	7,0
20050923-1349	DCAN	Suelo	451,7	10	451,8		6,49	0,60	0,98	2,0	1,0	2,0	1,0
20060220-0655	MATN	Roca	131,5	15	132,4		6,13	3,33	2,93	2,4	1,8	2,6	2,4
20060220-0655	ESAN	Suelo	82,7	15	84,1		6,13	6,49	10,60	20,0	8,0	30,0	8,0
20060220-0655	LEAN	Suelo	57,2	15	59,1		6,13	4,50	5,35	8,0	3,0	6,4	10,0

EL SALVADOR

Sismo	Cod.		Epi	Prof.	Hipo.	Rrup	M	PGA1	PGA2	SA 1		SA 2	
	Est.	Cond. Sit.	km	km	km	km	cm/ss	cm/ss	cm/ss	0.3 s	1.0 s	0.3 s	1.0 s
10-oct-1986	CI	Roca	3,6	10,0	10,6		5,70	441,73	680,80	1290,0	433,0	1830,0	629,0
10-oct-1986	HSH	Roca	7,8	10,0	12,7		5,70	213,90	295,62	504,0	149,0	594,0	356,0
10-oct-1986	UC	Roca	5,9	10,0	11,6		5,70	374,10	408,84	695,0	263,0	736,0	548,0
10-oct-1986	HCR	Suelo	6,1	10,0	11,7		5,70	421,07	338,68	931,0	339,0	846,0	449,0
10-oct-1986	IG	Suelo	5,3	10,0	11,3		5,70	391,65	524,45	632,0	655,0	870,0	901,0
10-oct-1986	IV	Suelo	6,5	10,0	11,9		5,70	667,77	379,75	542,0	430,0	1530,0	401,0
1-mar-1999	SV	Suelo	1,6	7,4	7,6		4,26	152,60	161,00				
17-mar-1999	SV	Suelo	4,7	6,6	8,1		4,26	168,70	159,50				
3-abr-1999	CU	Roca	24,7	12,80	27,8		5,39	34,17	47,85				
3-abr-1999	SM	Suelo	96,1	12,80	96,9		5,39	6,30	4,75				
3-abr-1999	CU	Roca	23,6	7,40	24,7		5,72	66,58	80,15				
3-abr-1999	SM	Suelo	94,8	7,40	95,1		5,72	11,37	7,29				
13-feb-2001	CI	Roca	25,6	10,00	27,4	19,3	6,60	135,30	69,14	180,1	63,5	217,8	162,1
13-feb-2001	QC	Roca	41,0	10,0	42,2	27,4	6,60	18,75	25,55	81,7	28,9	60,7	24,5
13-feb-2001	RF	Roca	32,6	10,0	34,1	26,2	6,60	39,86	42,56	88,0	43,4	88,0	45,9
13-feb-2001	ST	Roca	37,9	10,0	39,2	32,6	6,60	40,81	37,85	58,6	44,0	67,0	70,4
13-feb-2001	UC	Roca	32,1	10,0	33,7	25,7	6,60	58,75				175,9	91,1
13-feb-2001	VF	Roca	30,1	10,0	31,7	24,3	6,60	39,92	41,49	69,1	71,6	50,3	49,6
13-feb-2001	LI	Roca	46,7	10,0	47,8	40,5	6,60	90,00	92,00	261,8	23,2	121,5	21,4
13-feb-2001	ZA	Roca	18,6	10,0	21,2	15,5	6,60	400,00	296,00	709,9	279,0	751,8	155,2
13-feb-2001	PA	Roca	26,8	10,0	28,6	20,2	6,60	182,00	105,00	236,6	46,5	127,7	31,4

EL SALVADOR (cont.)														
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s	
13-feb-2001	TE	Roca	36,8	10,0	38,1	30,3	6,60	46,00	40,00	58,6	54,7	71,2	38,3	
13-feb-2001	DB	Suelo	23,9	10,0	25,9	18,2	6,60	98,08	92,13	272,2	108,7	295,3	134,5	
13-feb-2001	OB	Suelo	27,9	10,0	29,6	21,7	6,60	101,90	104,70	261,8	142,0	286,9	63,5	
13-feb-2001	RS	Suelo	32,6	10,0	34,1	26,2	6,60	63,52	57,01	142,4	52,2	157,1	40,8	
13-feb-2001	SS	Suelo	31,0	10,0	32,6	24,9	6,60	69,90	64,12	117,3	72,3	125,7	30,8	
13-feb-2001	VS	Suelo	30,1	10,0	31,7	24,3	6,60	74,63	60,23	121,5	56,5	157,1	91,1	
13-feb-2001	EX	Suelo	29,3	10,0	30,9	23,1	6,60	121,00	97,00	188,5	120,0	207,3	52,2	
13-feb-2001	BA	Suelo	18,5	10,0	21,0	12,5	6,60	104,00	139,00	339,3	258,2	391,6	286,5	
13-feb-2001	AR	Suelo	61,3	10,0	62,1	55,1	6,60	2800	3600	73,3	27,6	56,5	26,4	
13-feb-2001	TO	Suelo	22,4	10,0	24,5	18,0	6,60	23800	246,00	626,2	487,6	695,3	179,1	
13-feb-2001	VI	Suelo	16,9	10,0	19,7	2,5	6,60	425,00	232,00	538,2	51,5	370,7	30,8	
17-feb-2001	CI	Roca	8,6	6,4	10,7		5,10	147,80	170,90					
17-feb-2001	UC	Roca	1,7	6,4	6,6		5,10	127,30						
17-feb-2001	VF	Roca	7,5	6,4	9,9		5,10	72,65	69,69					
17-feb-2001	DB	Suelo	11,0	6,4	12,7		5,10	78,31	64,38					
17-feb-2001	OB	Suelo	5,9	6,4	8,7		5,10	192,30	182,40					
17-feb-2001	VS	Suelo	7,5	6,4	9,9		5,10	95,15	124,90					
8-may-2001	QC	Roca	15,1	7,0	16,7		5,41	31,00	46,88					
8-may-2001	QC	Roca	11,4	6,9	13,4		5,30	42,33	52,81					
20-mar-2003	SNET	Suelo	3,7	9,4	10,1		4,59	15,99	20,26					
16-feb-2004	CPRF	Roca	4,5	9,0	10,1		3,94	7,42	9,92					
16-feb-2004	MAGT	Roca	7,7	9,0	11,8		3,94	12,70	10,45					

EL SALVADOR (cont.)

Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0.3 s	SA 1 1.0 s	SA 2 0.3 s	SA 2 1.0 s
16-feb-2004	SEMF	Roca	2,4	9,0	9,3		3,94	4,74	7,16				
16-feb-2004	CPRS	Suelo	4,5	9,0	10,1		3,94	10,72	11,32				
16-feb-2004	SEMS	Suelo	2,4	9,0	9,3		3,94	12,84	13,65				
16-feb-2004	SJAC	Suelo	6,4	9,0	11,0		3,94	9,03	13,20				
16-feb-2004	SNET	Suelo	4,1	9,0	9,9		3,94	5,21	8,20				
16-feb-2004	UDBS	Suelo	7,9	9,0	12,0		3,94	7,92	7,93				
16-feb-2004	UESS	Suelo	3,0	9,0	9,5		3,94	15,76	15,89				
4-may-2005	ACAJ	Roca	35,1	1,9	35,2		5,00	21,05	19,07				
4-may-2005	AIES	Roca	87,7	1,9	87,7		5,00	2,42	2,21				
4-may-2005	MAGT	Roca	52,7	1,9	52,8		5,00	4,25	3,85				
4-may-2005	SONS	Roca	15,7	1,9	15,8		5,00	76,34	87,86				
4-may-2005	SNET	Suelo	58,1	1,9	58,1		5,00	5,17	5,56				
4-may-2005	UDBS	Suelo	64,9	1,9	64,9		5,00	3,64	3,22				
4-may-2005	UESS	Suelo	60,1	1,9	60,1		5,00	3,94	5,63				
4-may-2005	UNCO	Suelo	23,9	1,9	24,0		5,00	14,51	13,19				
20-feb-2006	LUNA	Roca	40,5	10,0	41,7		5,58	30,94	34,08				
20-feb-2006	SMIG	Suelo	77,0	10,0	77,7		5,58	8,09	7,36				
25-oct-2006	LUNA	Roca	21,8	5,0	22,4		5,00	25,25	17,84				
25-oct-2006	SMIG	Suelo	58,7	5,0	58,9		5,00	4,15	5,67				
25-oct-2006	UCHI	Suelo	80,7	5,0	80,9		5,00	2,98	3,30				
28-oct-2006	LUNA	Roca	22,6	5,0	23,2		5,17	23,19	31,24				
28-oct-2006	SMIG	Suelo	59,2	5,0	59,4		5,17	6,27	6,58				
28-oct-2006	UCHI	Suelo	81,1	5,0	81,3		5,17	3,42	4,58				

EL SALVADOR (cont.)													
Sismo	Cod. Est.	Cond. Sit.	Epi km	Prof. km	Hipo. km	Rrup km	M	PGA1 cm/ss	PGA2 cm/ss	SA 1 0,3 s	SA 1 1,0 s	SA 2 0,3 s	SA 2 1,0 s
20-dic-2006	SONS	Roca	28,1	9,3	29,6		4,35	4,29	3,01				
20-dic-2006	CEUC	Suelo	48,0	9,3	48,9		4,35	1,77	2,16				
20-dic-2006	JUA	Suelo	15,7	9,3	18,2		4,35	7,44	11,72				
20-dic-2006	UNCO	Suelo	26,1	9,3	27,7		4,35	6,79	4,64				
20-dic-2006	SONS	Roca	30,0	5,0	30,4		4,76	4,08	3,49				
20-dic-2006	CEUC	Suelo	51,3	5,0	51,6		4,76	3,71	3,80				
20-dic-2006	JUA	Suelo	17,6	5,0	18,3		4,76	11,66	13,47				
20-dic-2006	UESS	Suelo	72,3	5,0	72,5		4,76	2,74	2,64				
20-dic-2006	UNCO	Suelo	29,3	5,0	29,7		4,76	18,56	7,35				

A continuación, se presenta la distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para las diferentes zonas sísmicas, Los puntos representan los residuos ($\ln \text{PGA observada} - \ln \text{PGA predicha}$) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\hat{\sigma}$), En algunos casos se utiliza log.

Figura 6.3. Residuos para PGA para fuentes superficiales de la corteza

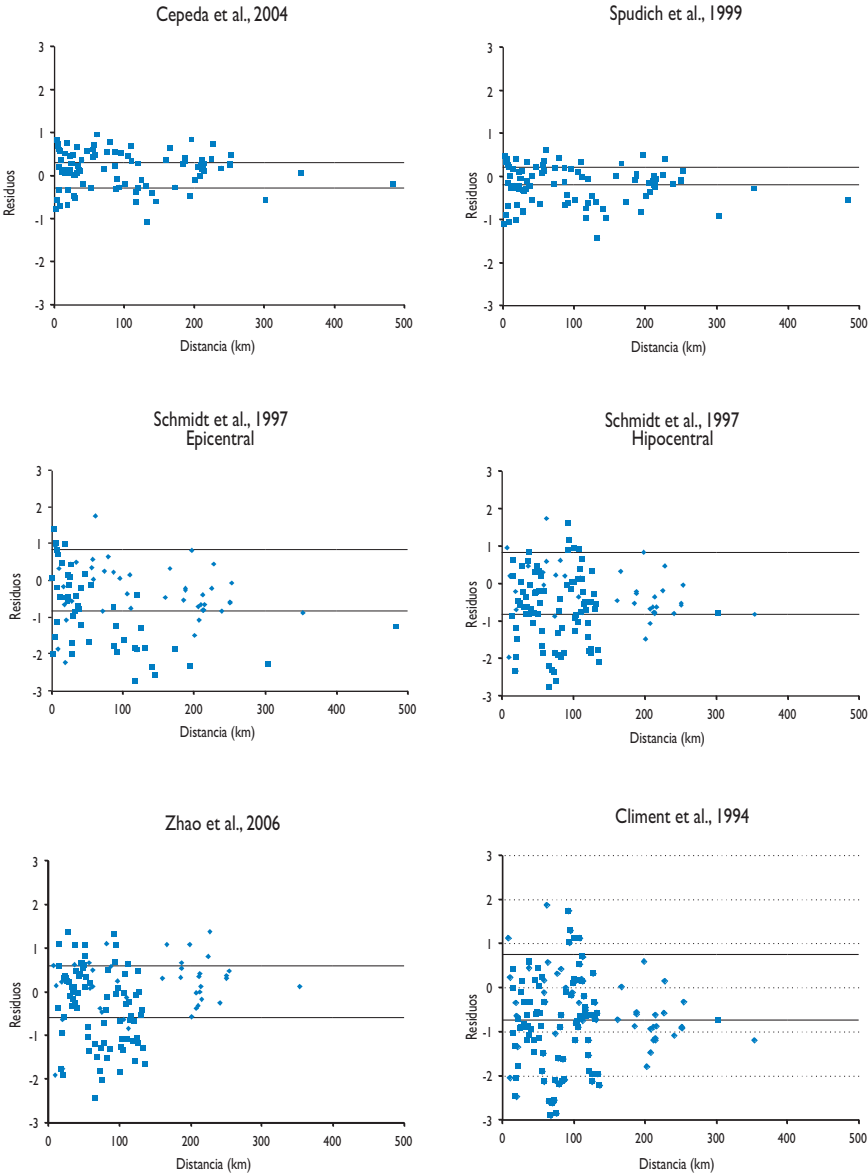


Figura 6.4. Residuos PGA de las fuentes de subducción interplaca

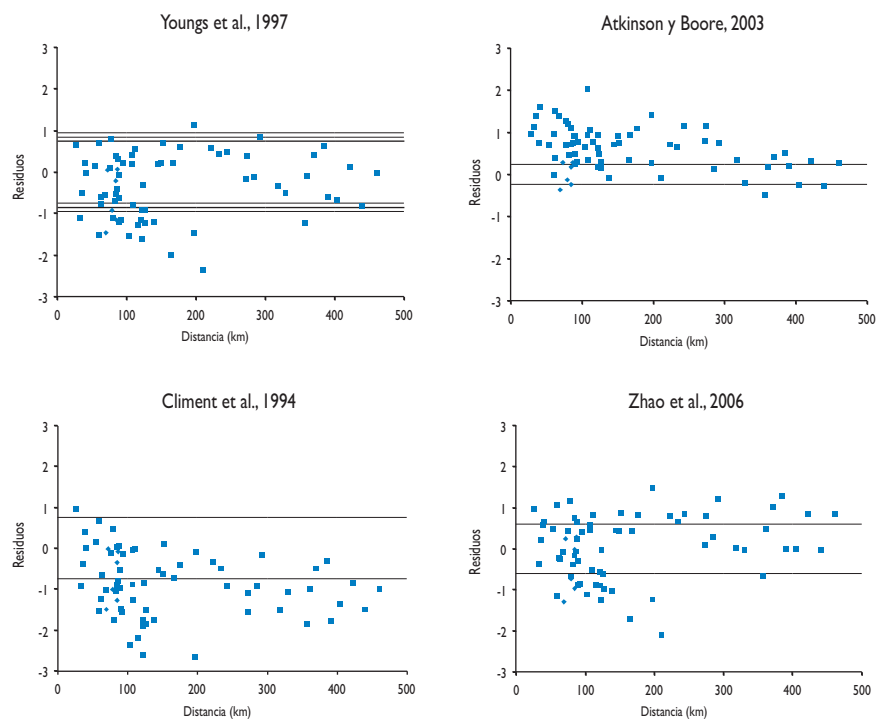
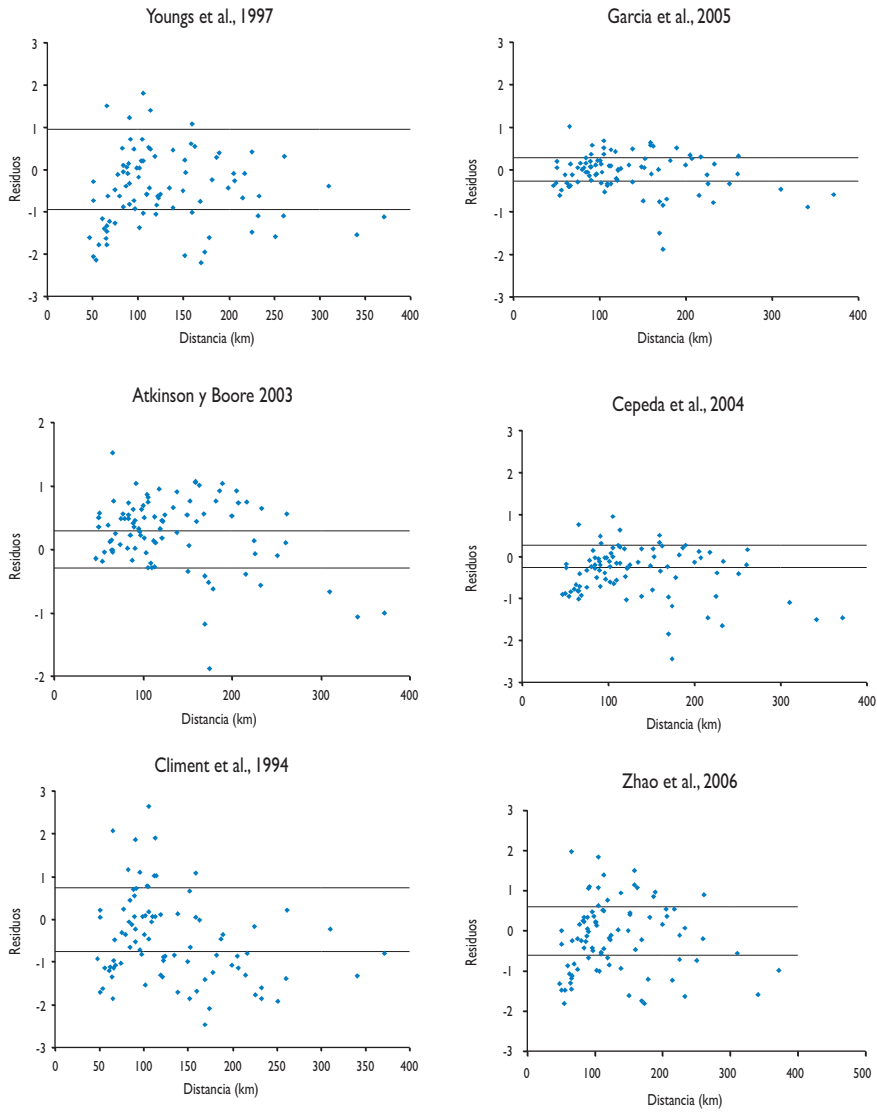


Figura 6.5. Residuos PGA de las fuentes de subducción intraplaca



Las figuras siguientes muestran la distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de $S_a(1,0\text{ s})$ de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para las diferentes zonas sísmicas. Los puntos representan los residuos $[\ln S_a(1,0\text{ s}) \text{ observada} - \ln S_a(1,0\text{ s}) \text{ predicha}]$ y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\hat{U}$). En algunos casos se emplea log.

Figura 6.6. Residuos para la ordenada espectral de (1,0 s) para fallamiento superficial de la corteza

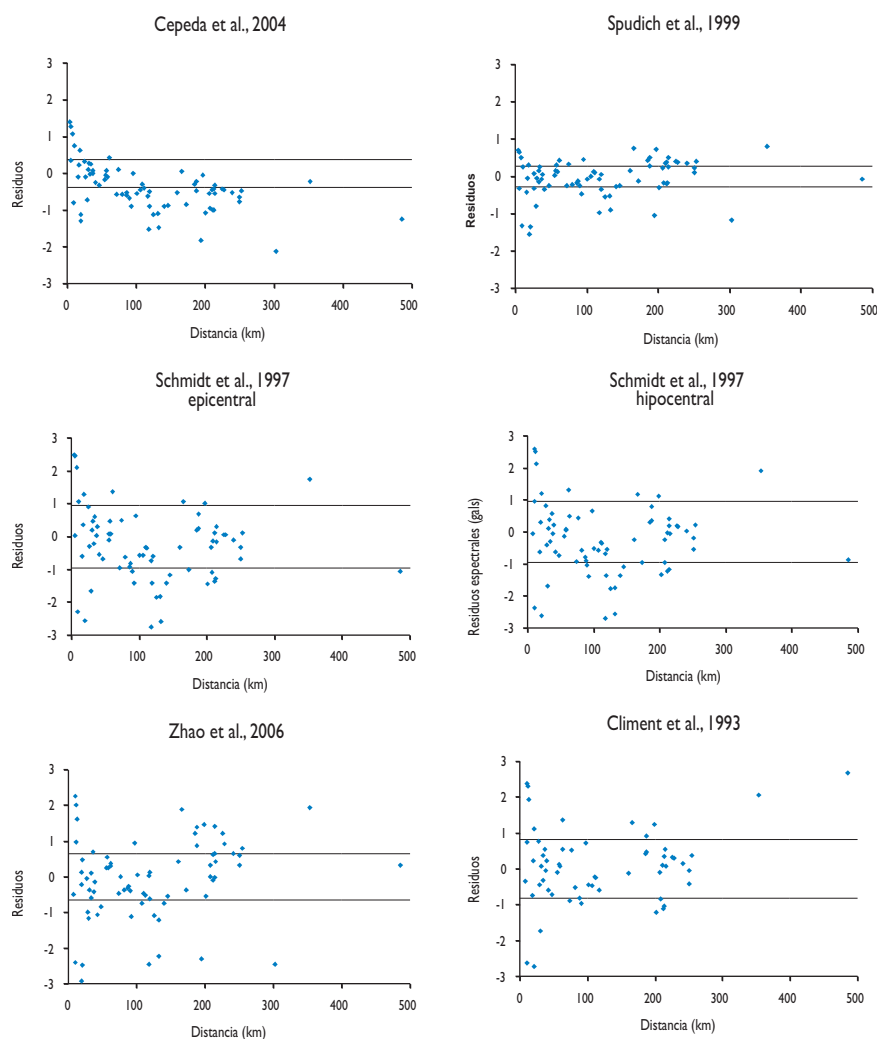


Figura 6.7. Residuos de la ordenada espectral de (1,0 s) para la fuente de subducción interplaca

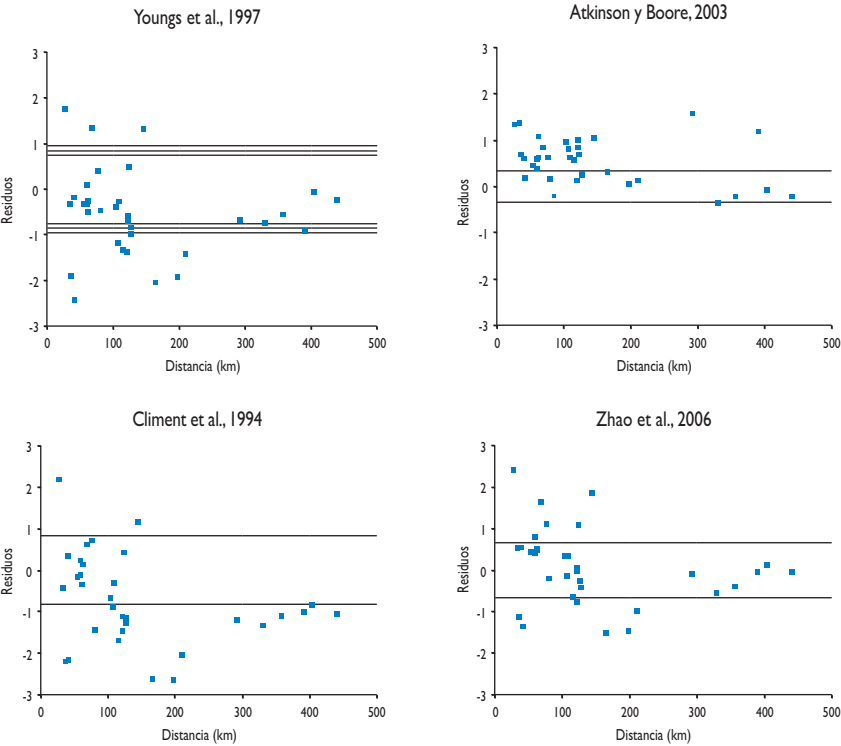
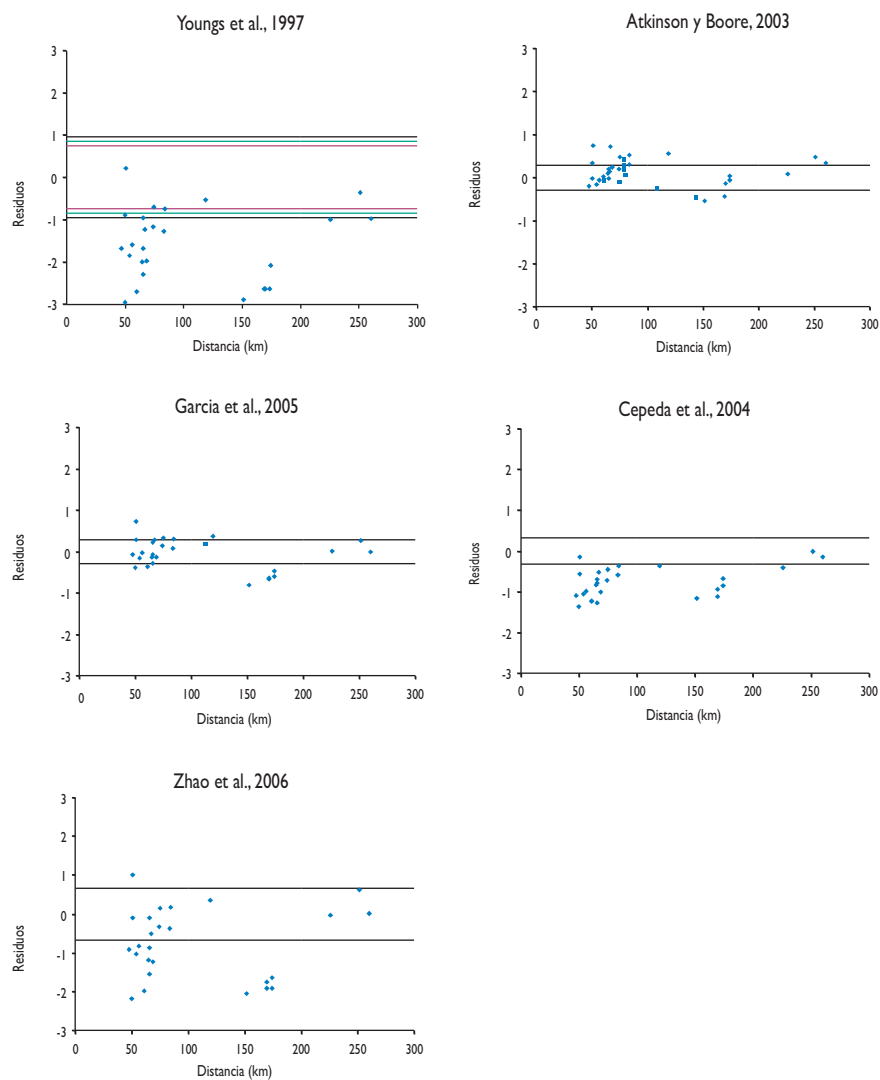


Figura 6.8. Residuos de la ordenada espectral de (1,0 s) para la fuente de subducción intraplaca



| Parte III

GLOSARIO DE TÉRMINOS

Aceleración básica (a_b): es un valor característico de la aceleración horizontal de la superficie del terreno proporcionado por la Norma NCSE-02, resultante de un estudio de peligrosidad. La Norma NCSE-02 da los valores de a_b para un periodo de retorno de 500 años en aquellos municipios en los que supera el valor de 0,04 g y un mapa de aceleración básica del territorio español.

Aceleración de cálculo (a_c): según la definición de la Norma NCSE-02, es el producto de la aceleración básica por un coeficiente adimensional de riesgo (\bar{U} , función de la probabilidad aceptable de que se exceda a_c en el período de vida para el que se proyecta la construcción) y un coeficiente de amplificación del terreno.

Aceleración espectral (de período \bar{U}) [$SA(\bar{U})$]: es la aceleración máxima de respuesta de un oscilador libre de un grado de libertad, ante un movimiento de entrada en su base y de período \bar{U} . La velocidad espectral y la aceleración espectral se pueden relacionar mediante la expresión $SA(\bar{U}) = 2 \cdot \bar{U} \cdot SV(\bar{U})/\bar{U}$?

Aceleración máxima del suelo: véase Aceleración pico del suelo.

Aceleración pico del suelo (PGA): valor máximo que toma la aceleración en el acelerograma. Normalmente se considera que la PGA es la aceleración espectral de período cero.

Árbol lógico: herramienta lógica que se utiliza para incorporar distintas opciones en el cálculo de la peligrosidad sísmica, asignándoles pesos que representan la verosimilitud del analista de que la opción correspondiente reproduzca el caso real. El árbol lógico se compone de nodos, que representan elementos que intervienen en el cálculo, y ramas, que representan diferentes opciones alternativas para esos elementos.

Desagregación: técnica de tratamiento de los resultados del estudio probabilista de peligrosidad sísmica utilizada para definir el terremoto de control. Consiste en determinar las contribuciones relativas a la peligrosidad de diferentes intervalos de magnitud, distancia y otras variables, siendo el intervalo que mayor contribución presenta el que define el terremoto de control. La desagregación se puede realizar para cada variable por separado o para varias variables conjuntamente.

Escala EMS: Escala Europea de Intensidad Macrosísmica (en inglés, European Macro-seismic Scale).

Escala MSK: Escala de Intensidad Macrosísmica de Medvedev, Sponheuer y Karnik, ampliamente utilizada en Europa, sobre todo hasta la aparición de la escala EMS.

Espectro de diseño: espectro de respuesta utilizado en diseño de estructuras.

Espectro de respuesta: es una curva que representa la aceleración máxima de un oscilador libre de periodo natural \tilde{U} en respuesta a una excitación producida en su base por el acelerograma, en función del período \tilde{U} . El espectro de respuesta se utiliza en el diseño de estructuras.

Falla: zona de fractura que materializa el contacto entre dos partes de una roca, o terreno en general, que han experimentado desplazamiento una respecto de la otra.

Falla activa: falla que presenta evidencias de desplazamientos en tiempos recientes (por ejemplo, en los últimos 10.000 años).

Forma espectral normalizada: curva sintética compuesta por varios tramos que, multiplicada por factores de suelo, de importancia de estructura, etc., proporciona el espectro de respuesta especificado en diferentes normativas sismorresistentes, como la española NCSE-02 o el Eurocódigo EC8.

Intensidad macrosísmica: parámetro de tamaño del terremoto basado en sus efectos sobre estructuras y el terreno.

Ley de atenuación: véase Modelo del movimiento fuerte del suelo.

Ley de Gutenberg-Richter: es una relación exponencial entre el número de terremotos N que superan una magnitud dada M y esa magnitud, de la forma $\log N = a + bM$. Los coeficientes a y b se determinan mediante ajuste por regresión de los datos.

Magnitud de la fase L_g (mbL_g): parámetro de tamaño del terremoto que se basa en la amplitud y en el periodo del tren de ondas L_g . Es el tipo de magnitud utilizado en el catálogo del IGN.

Magnitud momento (M_w): parámetro de tamaño del terremoto derivado del momento sísmico escalar que se define como el producto de la superficie de ruptura en el plano de falla, el desplazamiento neto en la falla o dislocación y el coeficiente de rigidez. Es el parámetro de tamaño que mejor correlaciona con la energía liberada por el terremoto.

Magnitud de ondas internas (m_b): parámetro de tamaño del terremoto deducido a partir de la amplitud y del periodo de ondas internas.

Magnitud de ondas superficiales (M_s): parámetro de tamaño del terremoto deducido a partir de la amplitud y del periodo de ondas superficiales.

Modelo del movimiento fuerte del suelo: o, simplemente, modelo del movimiento, es una expresión matemática que da el valor del parámetro del movimiento en un emplazamiento dado en función de su distancia a la fuente y de la magnitud del sismo y, frecuentemente, en función de otras variables como el tipo de suelo, el mecanismo focal, etc. También se denomina ley de atenuación y relación de predicción del movimiento. Frecuentemente se considera que el logaritmo del parámetro del movimiento predicho con el modelo del movimiento sigue una distribución normal.

- Modelo del terremoto característico: modelo de ocurrencia de terremotos donde se asume que las fallas liberan la energía sísmica fundamentalmente a través de un terremoto de tamaño máximo o característico.
- Movimiento objeto: es el valor de un determinado parámetro del movimiento que se toma como base para realizar un estudio de desagregación.
- Nivel del movimiento: término empleado para referirse de manera genérica al valor (o amplitud) del movimiento del suelo.
- Parámetro alfa (α): parámetro de sismicidad relacionado con el número acumulado de terremotos ocurridos en un área dada, derivado de la ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\alpha = a \cdot \ln(10)$.
- Parámetro beta (β): parámetro de sismicidad relacionado con la proporción entre terremotos de magnitud grande y magnitud pequeña ocurridos en un área dada. Se deriva a partir de ley de Gutenberg-Richter, según la fórmula $\beta = b \cdot \ln(10)$.
- Parámetro épsilon (\hat{A}): es un número entero que representa el número de desviaciones estándar utilizadas para calcular el valor del parámetro del movimiento por medio de un modelo del movimiento del fuerte del suelo.
- Parámetro del movimiento: término empleado para definir el tipo de movimiento del suelo empleado en el análisis. Los parámetros del movimiento más comunes son la aceleración pico del suelo, la aceleración espectral, la velocidad pico del suelo y la velocidad espectral.
- Peligrosidad sísmica: la peligrosidad sísmica en un emplazamiento se define como la probabilidad de excedencia de un determinado nivel del movimiento del suelo a causa de los terremotos que afectan a dicho emplazamiento. Su inversa es el periodo de retorno.
- Periodo de recurrencia: es el intervalo de tiempo que transcurre entre la ocurrencia de un gran terremoto y otro en el modelo del terremoto característico.
- Periodo de retorno: es la inversa de la probabilidad de excedencia del movimiento del suelo.
- Periodo de recurrencia: número medio de años que transcurren desde la ocurrencia de un terremoto de magnitud determinada hasta la ocurrencia del siguiente.
- PGA: véase Aceleración pico del suelo.
- PGV: véase Velocidad pico del suelo.
- Probabilidad de excedencia: es la probabilidad de que un nivel del movimiento dado sea superado en un emplazamiento a causa de la acción de los terremotos del área de influencia.
- Relación de predicción del movimiento: véase Modelo del movimiento fuerte del suelo.
- SA(\ddot{U}): véase Aceleración espectral.
- SV(\dot{U}): véase Velocidad espectral.
- Tasa anual de ocurrencia de terremotos (λ_0): número de terremotos de magnitud igual o superior a una magnitud umbral (por debajo de la cual la influencia de los sismos en la peligrosidad es despreciable) que ocurren anualmente en una zona dada.

Terremoto característico: terremoto de gran magnitud que ocurre aproximadamente de forma periódica y que define la sismicidad de una fuente sismogénica de acuerdo con el modelo del mismo nombre.

Terremoto de control: es el terremoto que presenta mayor contribución a la peligrosidad para un nivel de movimiento objeto determinado. En estudios probabilistas, se usa la técnica de la desagregación de la peligrosidad para conocer las características de dicho terremoto (comúnmente, la magnitud y la intensidad).

Velocidad espectral (de período \ddot{U}) [$SV(\ddot{U})$]: es la velocidad máxima de respuesta de un oscilador libre de un grado de libertad, ante un movimiento de entrada en su base y de período \ddot{U} . La velocidad espectral y la aceleración espectral se pueden relacionar mediante la expresión $SA(\ddot{U}) = 2 \cdot \pi \cdot SV(\ddot{U}) / \ddot{U}$.

Velocidad pico del suelo (PGV): valor máximo que toma la velocidad en el registro o historia temporal de velocidades.

Zona sismogénica: zona extensa que representa la proyección en superficie de un volumen de litosfera con características sismotectónicas homogéneas. Se considera que la ocurrencia de un sismo en el interior de la zona es equiprobable en el espacio.

Zonificación: es una división del territorio en diferentes fuentes sismogénicas (zonas o fallas) de acuerdo con criterios sísmicos, tectónicos, geomorfológicos, etc.

| Parte III

ÍNDICES

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 2. Marco sismotectónico	
Figura 2. 1 Mapa tectónico de Centroamérica	
Figura 2. 2 Mecanismos focales de eventos con $M_w > 6,0$ ocurridos en América Central Septentrional durante el período 1976-2007 (Global CMT, 2008). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas. Los mecanismos son normales en la Depresión de Honduras y transcurrentes sinestrales en la fallas del Cisne y de Motagua	
Figura 2. 3. Mecanismos focales de eventos con $M_w > 6,0$ ocurridos en América Central Septentrional durante el período 1976-2007. (Global CMT, 2008). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas. En el caso de Panamá se utilizaron los sismos con $M_w > 5.5$, para delimitar mejor los límites de la microplaca de Panamá	
Capítulo 3. Metodología de cálculo. (Aspectos teóricos)	
Figura 3. 1 Fases del cálculo de la amenaza mediante un método probabilista (modificado de Benito y Jiménez, 1999)	
Figura 3. 2 Representación típica de la ley de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson, truncada con un umbral inferior de magnitud m_0 y uno superior m_u	
Figura 3. 3 Modelo del terremoto característico	
Figura 3. 4 Modelo del movimiento del suelo (dado mediante la aceleración pico, PGA medida en g) en función de la distancia (en Km.) para dos valores de magnitud. El modelo fue deducido mediante regresión de registros de movimiento fuerte correspondientes a sismos reales (puntos). Las líneas continuas dan la variación de la PGA media y las discontinuas las de los percentiles del 5% (PGA-95%) y del 95% (PGA+95%). A la izquierda se ven las distribuciones representativas del movimiento a distancia de 1 Km	

Figura 3. 5. Curva de atenuación del movimiento ($\ln y$) para un valor de magnitud $M = m_2$ a diferentes distancias (trazo negro). Para varias distancias ($r_1, r_2, r_3, \dots r_n$) se indica también la distribución de probabilidad de excedencia del movimiento Y (representado por la línea roja) condicionada a $M=m_i$ y $R = r_i$ ($i = 1, 2, 3, 4, \dots n$), es decir, $P [y > Y \mid m= m_i, r = r_i]$. Las áreas verdes representan la probabilidad de excedencia (con) de Y para cada una de las distancias consideradas

Figura 3. 6 Curva de amenaza para un emplazamiento expresada en función del período de retorno TR (izq) o de la probabilidad anual de excedencia I (dcha)

Figura 3. 7 a) Estructura general de árbol lógico para la estimación probabilista de la amenaza sísmica. b) Ejemplo de una parte de árbol lógico correspondiente a la estimación de la magnitud máxima. Los números entre paréntesis son los pesos asociados a cada opción

Capítulo 4. Evaluación de la amenaza sísmica

Figura 4. 1 Zonas asignadas para la confección del catálogo de cada país de Centro América

Figura 4. 2 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades menores que 34 km, homogenizado a magnitud momento (M_w). Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4. 1)

Figura 4. 3 Distribución acumulada de eventos desde 1522 para diferentes rangos de magnitud, a partir del catálogo sísmico de Centroamérica para profundidades mayores que 34 km, homogenizado a magnitud momento M_w . Se indican los años de referencia adoptados mediante inspección visual (ver Tabla 4.1)

Figura 4. 4 Zonificación sísmica regional. Zonas corticales superpuestas a la batimetría y tectónica de la región

Figura 4. 5 Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la batimetría y tectónica de la región

Figura 4. 6 Zonificación sísmica regional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la batimetría y tectónica de la región

Figura 4. 7 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas corticales superpuestas a la sismicidad superficial, con epicentros de sismos para profundidad $h < 25$ km

Figura 4. 8 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción interfase superpuestas a la sismicidad intermedia, con epicentros de sismos para profundidad $25 < h < 60$ km

Figura 4. 9 Zonificación sísmica a detalle nacional. Zonas de subducción intraplaca superpuestas a la sismicidad profunda, con epicentros de sismos para profundidad $h > 60$ km	
Figura 4. 10 Distribución de la magnitud con respecto a la profundidad (dcha.) y la distancia (izq.) de la base de datos acelerométrica utilizada en el análisis de contraste de modelos de atenuación.	
Figura 4. 11 Distribución de residuos con la distancia correspondientes a los datos de PGA de Centroamérica respecto a las predicciones con diferentes modelos de movimiento fuerte para zonas de subducción interplaca. Los puntos representan los residuos (\ln PGA observada – \ln PGA predicha) y las líneas continuas representan la desviación estándar de cada modelo ($\pm 1\hat{U}$). En el caso del modelo AYB03 se utiliza \log_{10}	
Figura 4. 12 Curvas de predicción de PGA para los modelos de atenuación seleccionados y para las fuentes sísmicas de fallamiento superficial (a), interplaca (b) e intraplaca (c)	
Figura 4. 13 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Regional	
Figura 4. 14 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción interfase. Zonificación Regional	
Figura 4. 15 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas de subducción intraplaca. Zonificación Regional	
Figura 4. 16 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas corticales. Zonificación Nacional	
Figura 4. 17 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción interfase. Zonificación Nacional	
Figura 4. 18 Leyes de Gutenberg-Richter para zonas subducción intraplaca. Zonificación Nacional	
Figura 4. 19 Modelo en perfil de zonas sísmicas en profundidad: M_w es la magnitud máxima esperada, N_z es el número de zonas locales asociadas a la región sismotectónica, b es el índice sísmico característico de la región sismotectónica	
Capítulo 5. Resultados. Discusión e interpretación	
Figura 5. 1 Mapa de amenaza sísmica en términos de PGA (gal) para PR=500 años	
Figura 5. 2 Mapa de amenaza sísmica en términos de SA (0.2s) expresada en gales para PR=500 años	
Figura 5. 3 Mapa de amenaza sísmica en términos de SA (1.0s) expresada en gales para PR=500 años	
Figura 5. 4 Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR=1000 años	

Figura 5. 5 Mapa de amenaza en términos de SA (0.2s) expresada en gales
para PR=1000 años
Figura 5. 6 Mapa de amenaza en términos de SA (1.0s) expresada en gales
para PR=1000 años
Figura 5. 7 Mapa de amenaza en términos de PGA (gal) para PR=2500 años
Figura 5. 8 Mapa de amenaza en términos de SA (0.2s) expresada en gales
para PR=2500 años
Figura 5. 9 Mapa de amenaza en términos de SA (1.0s) expresada en gales
para PR=2500 años

Capítulo 6. Guatemala

Figura 6.1 Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos
en Guatemala
Figura 6.2. Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 500 años
Figura 6.3 Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 1000 años
Figura 6.4 Mapa de amenaza sísmica de Guatemala en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 2500 años
Figura 6.5 Curvas de amenaza para ciudad de Guatemala
Figura 6.6 Espectros UHS en ciudad de Guatemala, para PR =500, 1000
y 2500 años
Figura 6.7 Resultados de desagregación en ciudad de Guatemala
para los movimientos objeto dados por: (a) PGA con PR=500 años, (b)
SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s)
con PR=2500 años

Capítulo 7. Honduras

Figura 7.1 Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos
en Honduras
Figura 7.2 Mapa de amenaza sísmica de Honduras en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 500 años
Figura 7.3 Mapa de amenaza sísmica de Honduras en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 1000 años
Figura 7.4 Mapa de amenaza sísmica de Honduras en términos de PGA (gal)
para un periodo de retorno de 2500 años
Figura 7.5 Curvas de amenaza para Tegucigalpa
Figura 7.6. Espectros UHS en Tegucigalpa, para PR =500, 1000 y 2500 años
Figura 7.7 Resultados de desagregación en Tegucigalpa para
los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1,0 s)
con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1,0 s)
con PR=2500 años

Capítulo 8. El Salvador

- Figura 8.1 Mapas de amenaza en términos de PGA (g) con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años, según diversos autores
(Fuente: Bommer et al., 1996)
- Figura 8.2 Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en El Salvador
- Figura 8.3 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=500 años
- Figura 8.4 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=1000 años
- Figura 8.5 Mapa de amenaza sísmica de El Salvador en términos de PGA (gal) para PR=2500 años
- Figura 8.6 Curvas de amenaza para San Salvador
- Figura 8.7 Espectros UHS en San Salvador, para PR =500, 1000 y 2500 años
- Figura 8.8 Resultados de desagregación en San Salvador para los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años

Capítulo 9. Nicaragua

- Figura 9.1 Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Nicaragua
- Figura 9.2 Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 500 años
- Figura 9.3 Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 1000 años
- Figura 9.4 Mapa de amenaza sísmica de Nicaragua en términos de PGA (gal) para un periodo de retorno de 2500 años
- Figura 9.5 Curvas de amenaza para Managua
- Figura 9.6 Espectros UHS en Managua, para PR =500, 1000 y 2500 años
- Figura 9.7 Resultados de desagregación en Managua para los movimientos objeto dados por: (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años

Capítulo 10. Costa Rica

- Figura 10.1 Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Costa Rica
- Figura 10.2 Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR=500 años
- Figura 10.3 Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR=1000 años
- Figura 10.4 Mapa de amenaza sísmica de Costa Rica, en términos de PGA para PR=2500 años

Figura 10.5	Curvas de amenaza para San José	
Figura 10.6	Espectros UHS en San José, para PR =500, 1000 y 2500 años	
Figura 10.7	Resultados de desagregación en San José para los movimientos objeto dados por: (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0 s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA (1,0 s) con PR=2500 años	
Capítulo 11.	Panamá	
Figura 11.1	Mapa de sismicidad correspondiente a los mayores sismos ocurridos en Panamá	
Figura 11.2	Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR=500 años.	
Figura 11.3	Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR=1000 años	
Figura 11.4	Mapa de amenaza sísmica de Panamá en términos de PGA para PR=2500 años	
Figura 11.5	Curvas de amenaza para Ciudad de Panamá	
Figura 11.6	Espectros UHS en Ciudad de Panamá, para PR =500, 1000 y 2500 años	
Figura 11.7	Resultados de desagregación en Ciudad de Panamá para los movimientos objeto dados por: (a) PGA con PR=500 años, (b) SA(1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) SA(1.0s) con PR=2500 años	
Anexos		
Figura 6. 1	Representación gráfica de la función de distribución de magnitud N(m, según la Ley de Gutenberg-Richter, para $\sigma = 2.5$, $\beta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $M_M = 8.0$	
Figura 6. 2	Representación gráfica de la funciones de distribución F(m) y densidad de probabilidades f(m) de magnitud, para $\beta = 1.3$, $M_0 = 4.5$ y $M_M = 8.0$	
Figura 6. 3	Residuos para PGA para fuentes superficiales de la corteza	
Figura 6. 4	Residuos PGA de las fuentes de subducción interplaca	
Figura 6. 5	Residuos PGA de las fuentes de subducción intraplaca	
Figura 6. 6	Residuos para la ordenada espectral de 1.0 s para fallamiento superficial de la corteza	
Figura 6. 7	Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción interplaca	
Figura 6. 8	Residuos de la ordenada espectral de 1.0 s para la fuente de subducción intraplaca	

Capítulo 4. Evaluación de la amenaza sísmica

Tabla 4. 1 Años de referencia a partir de los cuales se considera completo el catálogo sísmico de Centroamérica para cada intervalo de magnitud, derivado de un análisis independiente por profundidades	
Tabla 4. 2 Número de eventos sísmicos y registros aportados por país (incluye registros para condición de roca y suelo). SA corresponde a $T = 0.3$ y 1 s.	
Tabla 4. 3 Modelos de atenuación utilizados en el análisis y resumen de sus características: parámetro del movimiento que se predice en el modelo, fuente de los datos y rango de aplicabilidad en magnitud y distancia	
Tabla 4. 4 Distribución del número de residuos (%) correspondientes a los datos de Centroamérica (respecto a los valores predichos por los modelos) que se encuentran dentro del intervalo $\bar{I} \pm 1\bar{U}$ propio de cada modelo	
Tabla 4. 5 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación regional, siglas (CAc)	
Tabla 4. 6 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca o interfase. Zonificación regional, siglas (CA _{si})	
Tabla 4. 7 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca de Centro América. Zonificación regional, siglas (CA _{sp})	
Tabla 4. 8 Parámetros sísmicos de las zonas corticales. Zonificación nacional (siglas con letra inicial del país)	
Tabla 4. 9 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción interplaca. Zonificación nacional, siglas (si) precedidas de la letra inicial del país	
Tabla 4. 10 Parámetros sísmicos de las zonas de subducción intraplaca. Zonificación nacional siglas (sp) precedidas de la letra inicial del país	

Capítulo 6. Guatemala

Tabla 6.1 Antecedentes de estudios de amenaza sísmica realizados en Guatemala

Tabla 6.2 Catálogos o estudios específicos utilizados en la descripción de los sismos históricos.

Tabla 6.3 Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Guatemala.

Tabla 6.4 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en ciudad de Guatemala.

Tabla 6.5 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en ciudad de Guatemala.

Capítulo 7. Honduras

Tabla 7.1 Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Honduras

Tabla 7.2 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en Tegucigalpa

Tabla 7.3 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Tegucigalpa

Capítulo 8. El Salvador

Tabla 8.1 Valores de PGA estimados para San Salvador, con una probabilidad del 10 % de excedencia en 50 años (Bommer et al., 1996; Alvarenga et al., 1997).

Tabla 8.2 Parámetros de localización y tamaño de los sismos reportados en El Salvador con $I \geq VIII$ y/o $M \geq 7$ para los que tienen su origen en la zona de subducción y con $I \geq VII$ y/o $M \geq 6$ para los asociados a fallamiento local.

Tabla 8.3 Parámetros resultantes de amenaza para San Salvador.

Tabla 8.4 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en San Salvador.

Capítulo 9. Nicaragua

Tabla 9.1 Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq VIII$ sentidos en Nicaragua.

Tabla 9.2 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes periodos de retorno en Managua

Tabla 9.3 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación en Managua

Capítulo 10. Costa Rica

Tabla 10.1 Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq$	
VIII sentidos en Costa Rica.	
Tabla 10.2 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes períodos	
de retorno en San José	
Tabla 10.3 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación	
en San José	

Capítulo 11. Panamá

Tabla 11.1 Parámetros de localización y tamaño de los sismos de $M \geq 7$ y/o $I \geq$	
VIII sentidos en Panamá	
Tabla 11.2 Parámetros resultantes de amenaza para diferentes períodos	
de retorno en ciudad de Panamá	
Tabla 11.3 Parámetros de los sismos de control resultantes de la desagregación	
en Ciudad de Panamá	

Anexos

Tabla 6. 1 Datos acelerométricos empleados para el contraste de modelos	
de atenuación	

