



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

**SISMOTECTÓNICA Y AMENAZA SÍSMICA
EN PANAMÁ CENTRAL**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
(RIESGOS POR FENOMENOS NATURALES)

PRESENTA

EDUARDO ISAIAS CAMACHO ASTIGARRABIA

JURADO EXAMINADOR:

DR. MARIO GUSTAVO ORDAZ SCHROEDER (PRESIDENTE)

DR. CARLOS MENDOZA (VOCAL)

DR. DAVID ALBERTO NOVELO CASANOVA (SECRETARIO,
DIRECTOR DE TESIS)

DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA (SUPLENTE)

DR. RAUL RAMON CASTRO ESCAMILLA (SUPLENTE)



Mayo, 2011



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS

Agradezco la ayuda invaluable de mi tutor el Dr. David Alberto Novelo Casanova, del Dr. Mario Ordaz Schroeder y el Dr. Gerardo Suarez, miembros de mi comité tutorial. De los miembros del jurado de tesis Dr. Arturo Iglesias Mendoza, Dr. Carlos Mendoza y el Dr. Raúl Ramón Castro Escamilla.

Igualmente agradecemos la ayuda del Dr. Conrad Lindhom de NORSAR, Kjeller, Noruega; de la Dra. María Belén Benito de la Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España; del Dr. Javier Pacheco, anteriormente investigador del Instituto de Geofísica de la UNAM y actualmente del OVSICORI de la Universidad Nacional de Costa Rica; del Dr. Sergio Molina de la Universidad de Alicante, España; del Dr. Josep Batllo del Instituto Geofísico do Infante D. Luís, Universidade de Lisboa, Portugal; del Dr. Ramón Maciá de la Universidad Politécnica de Cataluña, Barcelona, España y del Dr. Dominik Lang de de NORSAR, Kjeller, Noruega.

Agradecemos también la gentileza de la redes sísmicas de la Universidad de Panamá, la Autoridad del Canal de Panamá, el Instituto Colombiano de Geología y Minas, la Universidad de Costa Rica, la Universidad Nacional de Costa Rica y el Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) al proporcionarnos las formas de onda digitales de los sismos analizados en esta investigación y así mismo, al Servicio Sinológico Nacional de México por proporcionarnos copias de sismogramas de sismos históricos ocurridos en Panamá.

Igualmente quiero agradecer la generosa cooperación de la Biblioteca Nacional de Panamá “Ernesto Castillero Calvo”, la Biblioteca Simón Bolívar de la Universidad de Panamá, el Archivo Nacional de Panamá, la Biblioteca del Smithsonian Tropical Research Institute, la Biblioteca de la Autoridad del Canal de Panamá, la Biblioteca del Instituto Geofísico de los Andes, Bogotá, Colombia, el Archivo Nacional de Colombia y la Biblioteca del Observatorio del Ebro, Tortosa, España, sin la cual no se hubiese podido estudiar la sismicidad histórica de Panamá Central.

Parte de este trabajo se ha desarrollado dentro del proyecto de ayudas a la Investigación y Desarrollo (I+D) de la Secretaria Nacional de Ciencia, Tecnología e Innovación de la República de Panamá. El Proyecto *RESIS II*, financiado por el Gobierno de Noruega bajo la gestión del Centro de Prevención de Desastres Naturales de América Central CEPREDENAC, quién también

financió dos de mis estancias académicas en la Universidad Politécnica de Madrid en abril de 2008 y en febrero de 2010 y al CONACYT por el apoyo brindado para finalizar esta tesis.

Finalmente agradezco el apoyo constante de mi esposa Nery, mis hijos Ximena y Eduardo, mis padres Rosa e Isaías y mis colegas en el Departamento de Física de la Universidad de Panamá.

RESUMEN

La naturaleza del límite norte de la Microplaca de Panamá conocido como el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), ha sido objeto de mucha especulación por parte de científicos. Estudios previos han empleado varios tipos de datos geofísicos como: telesismos, gravedad, batimetría, magnetismo marino, estudios geológicos de levantamientos costeros y depósitos de tsunamis, así como también de sismos históricos. Por cerca de 30 años se han recolectado datos y aun así las características del CDNP permanecen sin ser resueltas. Los análisis e interpretaciones actuales proporcionan un número de opciones mutuamente excluyentes que contribuyen a la controversia. En este trabajo se examinó la sismicidad local y regional junto con observaciones de datos telesísmicos e información de sismos históricos, con el propósito de realizar un análisis alternativo de la sismotectónica del CDNP. Los resultados permiten definir la zona de Wadati-Benioff en dirección sur bajo la Microplaca de Panamá. Esta nueva evidencia sobre la naturaleza de la cinemática del límite entre la Microplaca de Panamá y la Placa Caribe demuestra la existencia de una zona de subducción.

Revisando registros históricos se determinó que la Ciudad de Panamá ha sido sacudida por dos sismos destructivos en 1621 y 1882. Empleando lecturas de boletines sísmicos a nivel mundial y lecturas de sismogramas históricos se relocalizaron los sismos de 1914, 1930 y 1935, determinándose que se originaron en el CDNP. El primero es interplaca y los dos últimos son intraplaca.

Posteriormente se comparan los tres estudios más recientes de amenaza sísmica en Panamá Central, en los cuales se incluyó un análisis detallado de la naturaleza de la sismicidad e interacción de las placas a lo largo del CDNP, considerando una zona de subducción capaz de producir sismos de $M_w > 7$. Los resultados indican que para todos los períodos de retorno las mayores aceleraciones máximas PGA, SA (0.2 s) y SA (1.0 s) 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. En los estudios que incluyen las fallas activas recién descubiertas en Panamá Central (URS, 2008) se notan niveles muy altos de amenaza sísmica en la zona interoceánica.

Finalmente, como ejemplo de la aplicación de los resultados de amenaza sísmica para Panamá Central se presentan diferentes escenarios de riesgo para la Ciudad de Panamá, que incluyen un sismo originado en la falla Pedro Miguel, otro interplaca originado en el CDNP y otro intraplaca también con origen en el CDNP.

ABSTRACT

The nature of the northern boundary of the Panama microplate, often referred to as the North Panama Deformed Belt (NPDB), has been the subject of much speculation. Previous studies have used a variety of data, including teleseismic, gravity, bathymetric, marine magnetic, field studies of uplift and tsunami deposits, as well as Modified Mercalli intensity distributions from historic earthquakes in order to reveal the nature of the NPDB. Data has been collected for over 30 years and yet the character of the North Panama Deformed Belt remains unclear. Current analyses and interpretation provide a number of mutually exclusive options and much controversy. In this paper we examine local and regional seismicity combined with teleseismic observations and historic earthquake data, in order to present an alternative analysis for the NPDB. Using small earthquakes recorded by a local network we image a well-defined Wadati-Benioff zone dipping southward beneath the Panama microplate. This data provides new evidence on the nature of Panama Microplate-Caribbean plate boundary kinematics and demonstrates the existence of an active subduction zone. A more complete understanding of the nature of the seismicity and plate interactions along the NPDB offshore Panama, including a subduction zone capable of producing earthquakes of $M > 7$ should be included in future earthquake hazard assessments.

From reviewing historical records we have determined that Panama City has been shaken by strong damaging earthquakes in 1621 and 1882 and using readings from seismic bulletins worldwide and checking arrivals from historical seismograms we conclude that the 1914, 1930 and 1935 events originated in the NPDB. The first one is interplate and the remaining two are intraplate

All these findings have been included in recent seismic hazard evaluation for the Isthmus of Panama, with emphasis in Panama City, which include a new seismic zonation and incorporates new seismotectonic information. The results from the seismic hazard evaluation plus the new seismotectonics information are also used for generating examples of earthquake scenarios for Panama City: one from Pedro Miguel Fault, and two from the NPDN, one interplate and one inslab.

INDICE DE CONTENIDO

RESUMEN	3
ABSTRACT	5
ÍNDICE DE FIGURAS	8
ÍNDICE DE TABLAS	11
INTRODUCCIÓN	12
CAPÍTULO 1. SISMOTECTÓNICA DE PANAMÁ CENTRAL	16
1.1 MARCO SISMOTECTÓNICO.....	17
1.2 DATOS Y METODOLOGÍA.....	23
CAPÍTULO 2. SISMICIDAD HISTÓRICA DE PANAMÁ CENTRAL	33
2.1 LA SISMICIDAD HISTÓRICA EN PANAMÁ.....	34
2.2- SISMOS HISTÓRICOS EN PANAMÁ CENTRAL.....	36
21 DE NOVIEMBRE DE 1541.....	36
2 DE MAYO DE 1621, (4:30 P.M.).....	36
10 DE JULIO DE 1854, (00:30 A.M.).....	43
4 DE MARZO DE 1864, (04:30 A.M.).....	43
13 DE OCTUBRE DE 1873, (06:05 P.M.).....	44
7 DE SEPTIEMBRE DE 1882 (03:18 A.M.), 10° N, 79.0° W, MS7.9.....	44
5 DE FEBRERO DE 1883, (10:30 A.M.).....	58
5 DE NOVIEMBRE DE 1884, (11:30 P.M.).....	58
30 DE SEPTIEMBRE DE 1909. (08:02 A.M., MS6.0).....	59
1914, 27 DE MAYO, (10:28 P.M., 9.78°N, 77.88°W, H= 11 KM, MS7.2PAS).....	60
29 DE MARZO DE 1916, (05:00 A.M.).....	61
7 DE MARZO DE 1930, (10:45 P.M., 9.67° N, 78.83° W, MS6.2).....	61
30 DE NOVIEMBRE DE 1935, (08:39 A.M., 9.4° N, 80.1°W, H=40 KM, MW6.4).....	62
6 DE MAYO DE 1936, (3:21 A.M.).....	63
28 DE NOVIEMBRE DE 1939, (9:10 P.M.).....	63
5 DE JULIO DE 1945, (11:11 A.M.).....	64
9 DE NOVIEMBRE DE 1947 (05:08 A.M.).....	64
20 DE ENERO DE 1953, (5:45 A.M.).....	64
16 DE AGOSTO DE 1957, (3:30 A.M.).....	65
19 DE ENERO DE 1960, (2:31 P.M.).....	65
20 DE ENERO DE 1971, (11:45 P.M., 8.830°N, 79.096°W, H=7.8 KM, MS5.6BRK).....	66
26 DE FEBRERO DE 2000, (11:45 P.M., 8.7 °N, 79.22°W, H= 60 KM, M _w 6.1).....	68
16 DE MARZO DE 2002, (4:52 P.M., 9° N, 78.97°W, H=10 KM, M _w 5.1).....	69

13 DE AGOSTO DE 2003, (3:29 A.M., H=40 KM, M_w 5.3)	69
---	----

CAPÍTULO 3. LA AMENAZA SÍSMICA Y SU EVALUACIÓN PROBABILISTA..... 70

3.1 LA AMENAZA SISMICA.....	71
3.2. MÉTODO DE ANÁLISIS DETERMINISTA DE LA AMENAZA SÍSMICA.....	72
3.3.1 EL CATÁLOGO SÍSMICO.....	74
3.3.2 MODELOS DE RECURRENCIA DE LOS SISMOS.....	75
3.3.2.1 MODELO DE RECURRENCIA DE GUTENBERG Y RICHTER.....	75
3.3.1.2 MODELO DE RECURRENCIA DEL SISMO CARACTERISTICO.....	77
3.3.3 MODELOS DE FUENTES O ZONIFICACION.....	78
3.3.3.1 ZONIFICACIÓN DE ÁREAS.....	78
3.3.3.2 ZONIFICACIÓN DE FALLAS GEOLÓGICAS.....	79
3.3.4. RELACIONES DE ATENUACIÓN.....	79
3.3.5. CÁLCULO DE LA AMENAZA.....	81
3.3.7. ÁRBOL LÓGICO O DE DECISIONES.....	83
3.3.8. PANEL DE EXPERTOS.....	86
3.3.9. REPRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL PSHA.....	86
3.3.9.1 PROBABILIDAD DE EXCEDENCIA.....	87
3.3.9.2 CURVAS Y MAPAS DE AMENAZA.....	88
3.3.9.3 ESPECTRO DE AMENAZA UNIFORME (EAU).....	89
3.3.9.4 DESAGREGACIÓN.....	91
3.3.10. SENSIBILIDAD DE LOS RESULTADOS.....	93
3.3.11. OTROS DESARROLLOS.....	93

CAPÍTULO 4. LA AMENAZA SÍSMICA EN PANAMÁ 96

4.1. ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN PANAMÁ.....	97
4.2. SISMOTECTONICA DE PANAMÁ Y ALREDEDORES.....	98
4.2.1. ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ.....	98
4.2.2. CINTURON DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMÁ.....	101
4.2.3. ZONA DE FALLA DE AZUERO-SONÁ.....	103
4.2.5. SEGMENTO NORTE DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE COLOMBIA.....	106
4.2.6. ZONA DE SUTURA DE PANAMÁ.....	108
4.2.7 ZONA OCCIDENTAL DE PANAMÁ.....	109
4.2.8. PANAMÁ CENTRAL.....	111
4.2..9. CINTURON DEFORMADO DEL ESTE DE PANAMÁ.....	111
4.2.11. ZONA SUR DE COSTA RICA O DE OSA-BURICA.....	113
4.2.3. RELACIONES DE ATENUACION DE LA ACELERACIÓN DEL TERRENO.....	114
4.2.3.1. RELACIONES LOCALES DE ATENUACIÓN.....	115
4.2.4. LA AMENAZA SISMICA EN PANAMÁ.....	116
4.2.4.1. ESTUDIO DEL SERVICIO GEOLÓGICO DE ESTADOS UNIDOS (USGS).....	116
4.2.4.2. ESTUDIO DE URS CORPORATION.....	118

4.2.4.3. ESTUDIO DE CAMACHO Y BENITO, 2008.	121
CAPÍTULO 5. UN EJEMPLO DE APLICACIÓN: ESCENARIOS DE TERREMOTOS EN LA CIUDAD DE PANAMÁ.....	125
5.1. IMPORTANCIA DE LOS ESCENARIOS DE TERREMOTOS.	126
5.2. ¿QUE ES EL RIESGO SISMICO?.....	126
5.3. ANTECEDENTES DE ESCENARIOS DE SISMOS EN PANAMA	128
5.4. EL PROGRAMA SELENA.....	128
5.4.1. MÉTODO DEL COEFICIENTE DE DERIVA O DESPLAZAMIENTO MEJORADO.....	130
5.5. GEOLOGIA Y LOS SUELOS EN LA CIUDAD DE PANAMA.	133
5.6. VULNERABILIDAD ESTRUCTURAL EN CIUDAD DE PANAMA.....	141
5.7. METODOLOGÍA UTILIZADA.....	143
5.8. ESCENARIOS DE SISMOS	146
CAPÍTULO 6. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	149
CAPÍTULO 7. CONCLUSIONES.....	157
REFERENCIAS.....	160
APÉNDICE1. ARTÍCULO PUBLICADO	192
CAMACHO, E., W. HUTTON Y J. PACHECO (2010). A NEW LOOK AT EVIDENCE FOR A WADATI-BENIOFF ZONE AND ACTIVE CONVERGENCE AT THE NORTH PANAMA DEFORMED BELT, BULL. SEISMO. SOC. AM., 100, 343-348.....	192

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. La Microplaca de Panamá, al sur de América Central. Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), Cinturón Deformado del sur de Panamá (CDSP).	17
Figura 1.2. Mapa sismotectónico del Istmo de Panamá	19
Figura 1.3. Sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá desde 1962 con $M > 5.0$ (ANSS, 2010), obsérvese cómo la sismicidad delimita claramente los límites de la Microplaca de Panamá.....	20
Figura 1.4. Mecanismos focales de eventos con $M_w > 5,5$, ocurridos en Panamá de 1976-2007 (Global CMT, 2010). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas.	20
Figura 1.5. Redes sísmicas en Panamá Central	24
Figura 1.6. Sismicidad en Panamá Central registrada de 1996 a 2008.....	26
Figura 1.7. A) Mecanismos focales calculados en este estudio a 12 eventos en la región de Panamá Central junto a los mecanismos focales reportados en el catalogo del Global Centroid Moment Tensor (http://www.globalcmt.org , 2008), que aparecen con su fecha de ocurrencia y como pelotas color gris (Tabla 1.2) y B) Perfil de profundidades AB.	27

Figura 1.8. <i>Fallas activas en Panamá Central: Río Gatún es una falla transcurrente lateral izquierda y Limón, Miraflores y Pedro Miguel son fallas transcurrentes laterales derechas. La falla Pedro Miguel es la más próxima a la ciudad de Panamá y es la única a la cual se le ha podido asignar un sismo importante en los últimos 500 años (Rockwell et al., 2010b). Los autores anteriores sugieren que originó el sismo del 2 de mayo de 1621 el cual causó graves daños, principalmente a las edificaciones de cal y canto en Panamá La Vieja</i>	31
Figura 1.9. Mecanismos focales típicos de Panamá Central incluyendo el único de un sismo cortical, el del sismo de 1971, cuyo mecanismo fue calculado por Pennington (1981).....	32
Figura 2.1. Mapa de distribución de intensidades del terremoto del 7 de septiembre de 1882	57
Figura 2.2. <i>Distribución de intensidades del sismo de 1971</i>	67
Figura 2.3. Distribución de intensidades para el sismo del 26 de febrero de 2000.....	68
Figura 3.1. Pasos de una evaluación de peligro sísmico probabilista o PSHA (Camacho et al., 2000).	74
Figura 3.2. Ejemplo de la relación de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla geológica, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson. M_c representa la magnitud mínima o de corte (Bendito et al., 2002).	76
Figura 3.3 Modelo del terremoto característico en forma acumulativa (Wesnousky, 1994). La parte derecha de la curva corresponde al modelo característico.	77
Figura 3.4 Valores medios de aceleración del terreno (línea sólida) y niveles de confianza (líneas punteadas) predichos para una falla transcurrente en suelo blando en función de la distancia para un sismo con $M_6.0$ (Boore et al., 1997).	80
Figura 3.5. Ejemplo de un árbol lógico o de decisiones (Camacho et al., 1997).	85
Figura 3.6. Curva de amenaza para David, Panamá, en roca o suelo firme. (Camacho et al., 1999). La línea sólida se muestran los valores medios de de PGA y las líneas punteadas los fractiles de 16% y 84%.....	88
Figura 3.7. Mapa de amenaza sísmica para Panamá para 10% de excedencia en 50 años (Camacho et al., 1997).....	89
Figura 3.8. Ejemplo de un espectro de amenaza uniforme en roca para la Ciudad de David, con 5% de amortiguamiento y normalizado a 1 g, para un periodo de retorno de 500 años. (Camacho et al., 1999).....	90
Figura 3.9. <i>Desagregación de la amenaza sísmica para el Estado de Washington, E.U.A, para un período de retorno de 50 años y un rango de magnitudes entre 5.5 a 9.0. PE corresponde a la probabilidad de excedencia y la barra de colores identifica las magnitudes. (Harmsen y Frankel, 2001).</i>	92
Figura 4.1. Mecanismos focales en la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) de sismos con $M_w > 5.0$ (GCMT, 2010).....	100
Figura 4.2. Mecanismos focales del CDNP (Camacho y Benito, 2008).....	102
Figura 4.3. Mecanismos focales de sismos históricos en el sur de Panamá (comunicación personal de A. Villaseñor, 1996).....	104
Figura 4.4. Mecanismos focales del CDSP (Camacho y Benito, 2009).	106
Figura 4.5. Mecanismos focales típicos de la margen Pacífica de Colombia, correspondientes a la zona de subducción de Colombia. Obsérvese la acumulación de eventos en el extremo norte de la trinchera (Toro Ramírez, 2005).	107

Figura 4.6. <i>Mecanismos focales típicos de la zona de Atrato-Murindó, Colombia (Cardona et al., 2005).</i>	109
Figura 4.7. Mecanismos focales en el arco volcánico de Panamá. Obsérvese la disminución de la sismicidad al este de 82°W. (Camacho et al., 2008).	110
Figura 4.8. Mecanismo focales en Panamá Este (Adamek, 1988). Obsérvese cómo la gran mayoría de estos mecanismos focales son del tipo inverso o transcurrente (Camacho y Benito, 2010).	112
Figura 4.9. Mecanismos focales de la zona de Osa, en el sur de Costa Rica. (Camacho y Benito, 2008).	114
Figura 4.10. Zonificación de fallas empleada en el estudio del USGS (Petersen et al., 2005).	116
Figura 4.11. Mapa de aceleración en roca para un periodo de retorno de 2,500 años (Petersen et al., 2005).	117
Figura 4.12. <i>Desagregación de amenaza en vertedero de la presa de Miraflores (Petersen et al., 2005).</i>	118
Figura 4.13. Zonificación de áreas y fallas empleada por URS (2008).	119
Figura 4.14. Mapa de amenaza sísmica en roca para un periodo de retorno de 2,500 años (URS, 2008).	119
Figura 4.15. <i>Desagregación de un sitio en Miraflores, para Sa a 0.2 y 1.0 s y periodos de retorno de 475 y 2500 años (URS, 2008).</i>	120
Figura 4.16. Figura 4.17. a) <i>Zonificación cortical del Istmo de Panamá y alrededores. b) Zonificación de la zona de interfase y de interfase e intraplaca en el caso del este de Panamá. c) Zonificación intraplaca del Istmo de Panamá (Camacho y Benito, 2009).</i>	121
Figura 4.17. <i>Aceleración máxima (PGA) para un periodo de retorno de 2,500 años (Camacho y Benito, 2010).</i>	122
Figura 4.18. <i>Espectros EAU en Ciudad de Panamá, para PR =500, 1000 y 2500 años (Camacho y Benito, 2008).</i>	123
Figura 4.19. Resultados de desagregación en la Ciudad de Panamá 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. (Camacho y Benito, 2008).	124
Figura 5.1. <i>Riesgo sísmico como la convolución de la vulnerabilidad y el peligro sísmico.</i>	127
Figura 5.2. <i>Flujograma del programa SELENA ((Molina et al., 2009)</i>	129
Figura 5.3. <i>Definición del concepto de deriva se muestra a la izquierda y la relación entre las derivas máximas entrepiso y los desplazamientos espectrales obtenidos del espectro de capacidad a la derecha.</i>	131
Figura 5.4. <i>Mapa Geológico de la Ciudad de Panamá y alrededores (Stewart, 1980).</i>	136
Figura 5.5. <i>Espectro de HVSR de un sitio localizado en la parte norte de Albrook, Panamá</i>	139
Figura 5.6. <i>Espectro de HVSR de un sitio localizado en Clayton, Panamá.</i>	140
Figura 5.7 <i>Isofrecuencias de suelos en Ciudad de Panamá. Los suelos con frecuencias mayores a 3.5 Hz se muestran en color verde (suelo firme o roca) y los que poseen frecuencias menores a 3.5 en color rojo (suelo blando o muy blando). Los puntos en negro indican los sitios de medición.</i>	141

Figura 5.8. <i>Distribución de los distintos tipos de suelo en ciudad de Panamá. En celeste aparecen los suelos tipo 2 o B, en azul los suelos tipo 3 o C, en marrón los suelos tipo 4 o D y en rojo los suelos tipo 5 o E.</i>	144
Figura 5.9. <i>Sismos empleados en los ejemplos. El 1 corresponde a un sismo de subducción en el CDNP, con mecanismo focal inverso, el 2 a un sismo intraplaca con mecanismo normal y el 3 a un sismo con origen en la falla Pedro Miguel, con mecanismo focal trascurrente lateral derecho.</i>	147
Figura 5.10. <i>En orden descendente resultados de daños para una misma tipología (C1H) en los escenarios: A) falla local, B) interplaca e C) intraplaca.</i>	148
Figura 6.1. <i>Sismos relocalizados en el CDNP y localizaciones anteriores de Gutenberg y Richter (1958).</i>	153
Figura 6.2. <i>Comparación entre el espectro de amenaza uniforme generado en este trabajo (UHS) para periodo de retorno de 500 años y el recomendado en el Código Estructural Panameño (REP2004) actualmente vigente.</i>	155
Figura 6.3. <i>Comparación entre el espectro de amenaza uniforme generado en este trabajo (UHS) para periodo de retorno de 500 años y el propuesto para la futura revisión del Código Estructural Panameño (REP2004).</i>	156

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1. <i>Modelo de corteza para Panamá Central</i>	25
Tabla 1.2. <i>Mecanismos focales para sismos intermedios ($h > 40$ km) en el CDNP</i>	28
Tabla 1.3. <i>Tasas inferidas de deslizamiento y recurrencia de</i>	30
Tabla 2.1. <i>Reportes de Intensidades según localidades alrededor</i>	67
Tabla 5.1. <i>Columna Estratigráfica de Ciudad Panamá (Stewart, 1980, US Army, 1966)</i>	135
Tabla 5.2. <i>Clasificación de los perfiles de suelo de acuerdo a SELENA y al IBC, 2006.</i>	143

INTRODUCCIÓN

El Istmo de Panamá se encuentra ubicado en la Microplaca de Panamá alrededor de la cual interactúan cuatro grandes placas tectónicas: Caribe, Suramérica, del Coco, y Nazca (Adamek *et al.*, 1988; Kellogg and Vega, 1995; Lundgren *et al.*, 1999; Tobaada *et al.*, 2000; Trenkamp *et al.*, 2002). Esta conformación tectónica tiene mayor complejidad debido a que en su límite sur, cerca de las fronteras con Costa Rica y Colombia existen sendos puntos triples: Nazca-Cocos-Panamá al oeste y Nazca-Panamá-Suramérica al este.

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 informe de los conquistadores españoles de un sismo en América fue el del Licenciado Gaspar de Espinoza, quien reportó un fuerte sismo en la península de Azuero, al sur de Panamá a inicios del mes de mayo de 1516, el cual fue sentido fuertemente por miembros de su expedición (Viquez y Toral, 1987).

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 (Viquez y Toral, 1987; Camacho y Viquez, 1993), lo cual demuestra que el Istmo no está exento de terremotos y patentiza la necesidad de que la sociedad participe en la gestión para la reducción del riesgo sísmico y se tomen en consideración las normativas del Reglamento Estructural Panameño (REP2004) en cuanto al diseño y construcción sismorresistente.

Históricamente en Panamá Central la sismicidad ha sido muy baja y como hemos visto sismos fuertes solo han ocurrido en dos ocasiones. Esto ha hecho difícil el estudio de su sismotectónica, hasta la instalación de redes sísmicas locales que ha permitido efectuar registros de la microsismicidad en esta zona. A finales de 1996 el United States Geological Survey (USGS) desplegó una red sísmica, por espacio de 6 meses, integrada por 15 estaciones con sensores triaxiales de 4.5 Hz, con el propósito de detectar la sismicidad local en Panamá Central. En el presente trabajo los datos de esta red fueron analizados conjuntamente con los registros provenientes de otras redes locales en Panamá y las nacionales de Costa Rica y Colombia para caracterizar la sismicidad en esta zona del país. El producto final fue un catálogo sísmico con

eventos relocalizados, registrados en al menos cinco estaciones. Los resultados demuestran que al norte de Panamá, la placa Caribe subduce bajo la microplaca de Panamá. La revisión de los registros históricos indica que los únicos sismos que han causado daños en Ciudad de Panamá ocurrieron en 1621 y 1882.

El estimar las pérdidas de vidas, los daños a las edificaciones y a la propiedad e interrupciones en la vida económica y social por causa de terremotos depende, en buena parte, de evaluaciones confiables de peligro sísmico, las cuales a su vez dependen de un conocimiento apropiado de la sismotectónica de la zona bajo estudio.

Se define como peligro o amenaza sísmica la probabilidad de exceder un nivel determinado de movimiento del terreno durante un periodo de tiempo establecido en un lugar determinado, el cual generalmente se mide en forma de aceleración máxima del terreno (PGA). La evaluación del peligro sísmico es el primer paso en la evaluación del riesgo sísmico, el cual se obtiene combinando el peligro sísmico con las condiciones locales del terreno y 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 puede que representen una amenaza pequeña pero un alto grado de riesgo, debido a la alta densidad de la población y edificaciones.

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 el Capítulo 3 de esta tesis se hace una revisión de los métodos para evaluar la amenaza sísmica y en el Capítulo 4 se presenta una nueva regionalización sismogenética para Panamá, se describen cada una de las zonas fuentes y se aplica el método probabilístico para estimar la amenaza sísmica de la República de Panamá.

El riesgo sísmico de los asentamientos humanos está íntimamente ligado a la degradación ambiental, a los procesos sociales que allí se desarrollan y está relacionado con la fragilidad, la susceptibilidad o la falta de resistencia de los elementos expuestos. Principalmente en los países del tercer mundo la degradación ambiental, la pobreza y un rápido crecimiento demográfico transforman un evento natural en un desastre de gran envergadura. Los desastres son acontecimientos sociales y políticos, mitigables y muchas veces evitables (Wijkman y Timberlake, 1984).

En las últimas décadas ha ocurrido un aumento considerable de las pérdidas por desastres, relacionadas con el incremento de la población a nivel mundial y el crecimiento de ciudades en zonas de alta amenaza sísmica. Las ciudades de Estambul, Turquía; Teherán, Irán; México D.F, México; Lima, Perú; Tokio, Japón; Los Ángeles, Estados Unidos y más recientemente Puerto Príncipe, Haití y Concepción, Chile son claros ejemplos de esto. Coburn y Spence (2002) reportan que el terremoto de 1994 en Northridge, California causó el mayor número de pérdidas a la propiedad asegurada jamás registrada (14×10^3 millones de dólares) y el terremoto de Kobe, Japón, produjo el mayor registro de pérdidas económicas (150×10^3 millones de dólares). Presentando ejemplos de América Central, estos mismos autores demuestran como el impacto de un terremoto sobre la economía nacional puede ser devastador. Esta es una de las razones por las cuales los gobiernos en la actualidad tratan de que el riesgo sea compartido y con tal propósito es necesario contar con sistemas de reaseguros, que cuenten con instrumentos que les permitan determinar, con bastante exactitud, el total de las pérdidas probables por causa de un terremoto.

Un escenario de terremoto describe el impacto de un evento hipotéticos a través de establecer un sismo con una magnitud determinada en un hipocentro dado. El mismo puede proyectar los impactos en el ambiente físico y social y son una herramienta útil para determinar como un terremoto afectara a una comunidad. El desarrollo de un escenario de terremoto también interesa para mitigar y gestionar el riesgo sísmico, ofrecer una respuesta adecuada ante la emergencia, además de crear conciencia entre los tomadores de decisiones.

Los escenarios de terremoto deben incluir el tipo de efectos asociados a los mismos, como son: amplificación local de la vibración del terreno, desprendimientos y deslizamientos, licuefacción

del terreno, rupturas de falla en superficie y otros. Al desarrollar este tipo de modelos para una ciudad o zona urbana es necesario recopilar y analizar bases de datos existentes sobre sismotectónica, respuesta de sitio, inventarios de edificios, características de la vulnerabilidad de las estructuras del catastro expuesto y datos de población del censo. En el Capítulo 5 se presentará como un ejemplo de la aplicación de la amenaza sísmica, un escenario de sismo por falla local y otros dos por subducción: interplaca e intraplaca, para la Ciudad de Panamá.

CAPÍTULO 1

SISMOTECTÓNICA DE PANAMÁ CENTRAL

1.1 MARCO SISMOTECTÓNICO

El Istmo de Panamá está localizado sobre la microplaca de Panamá (Adamek *et al.*, 1988; Kellogg and Vega, 1995; Lundgren *et al.*, 1999; Tobaoda *et al.*, 2000; Trenkamp *et al.*, 2002), alrededor de la cual interactúan cuatro grandes placas tectónicas: Caribe, Suramérica, del Coco, y Nazca (Figura 1.1). La conformación de límites de la microplaca de Panamá se complica debido a que en su límite sur y cerca de las fronteras de Panamá con Costa Rica y Colombia existen sendos puntos triples (Figura 1.2).

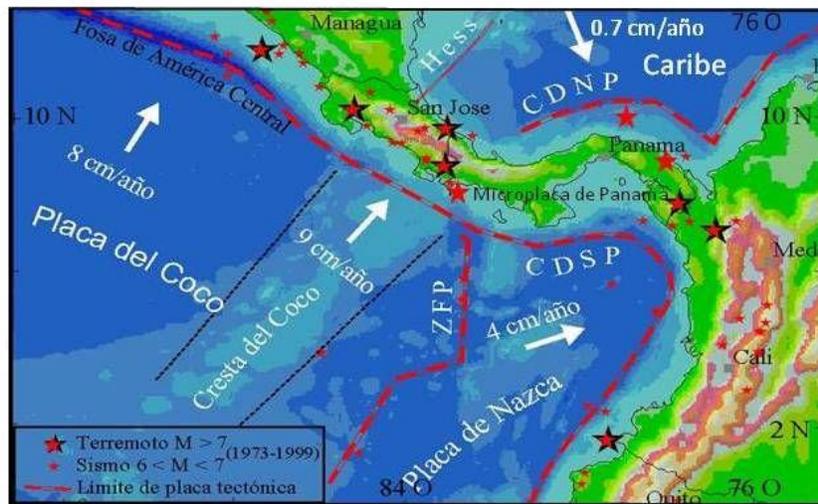


Figura 1.1. La Microplaca de Panamá, al sur de América Central. Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), Cinturón Deformado del sur de Panamá (CDSP).

La microplaca de Panamá, es un arco de islas que posee una corteza de tipo oceánico (Restrepo y Toussaint, 1988). Esta microplaca es considerada como una amplia zona de deformación con límites tectónicos muy difusos, que incluye el sureste de Costa Rica, Panamá y el noroeste de Colombia (Pennington, 1981). Esta microplaca colisiona con el NW de la placa Suramericana en

una dirección E-ESE y a una tasa de 20 mm/a (Trenkamp et al., 2002). En la zona del Atrato en Colombia, hay una zona de sutura que define el límite ente la microplaca de Panamá y el bloque Norandino. Las fallas de Uramita al norte y de Istmina al sur (Toboada *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 2008) marcan una colisión de arco de isla-continente desde el Neogeno (Lonsdale and Klitgord, 1978; Keigwin, 1978, 1982; Keller *et al.*, 1989). Mar afuera frente a las costas del sur de Panamá, el límite entre la microplaca de Panamá y la placa de Nazca está constituido por el Cinturón Deformado del Sur de Panamá (CDSP) y una falla sinistral, la falla del Sur de Panamá (FSP), que acomodan la convergencia norte-sur y el movimiento en dirección este de la placa de Nazca (Jordan, 1975; Hey, 1977; Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990; Mann and Kolarsky, 1995; Kolarsky and Mann, 1995; Westbrook *et al.*, 1995). Asociada a esta convergencia (N71°E) de bajo ángulo de la placa de Nazca bajo Panamá, que tiene una tasa de 55 mm/año (de Mets, 2001; Trenkamp et al. 2002), se origina el volcanismo existente en el Occidente del Istmo de Panamá (Jarrard 1986; de Boer et al., 1988; Hidalgo et al., 2006; Carr et al., 2007; Hidalgo, 2009; Rooney et al., 2010). El límite occidental de la microplaca de Panamá es una amplia zona de cizalla que atraviesa el Valle Central de Costa Rica, desde las costas del Caribe hasta la del Océano Pacífico (Fan *et al.*, 1991; Protti and Schwartz, 1994; Lundgren *et al.*, 1999; Marshall *et al.*, 2000). El límite norte, con la placa Caribe, lo constituye el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP), que se extiende mar afuera con una dirección E-W y paralelo a la margen continental de Panamá desde el Golfo de Urabá, Colombia, hasta Puerto Limón, en Costa Rica (Silver *et al.*, 1990). En este límite se han medido tasas de convergencia de 7 mm/a (Trenkamp et al., 2002).

En la Figura 1.3, la sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá, con $M > 5.0$ desde el año 1962 y en la Figura 1.4 aparece otro mapa con los mecanismos focales de los eventos con $M > 5.5$ ocurridos en el Istmo de Panamá desde 1976 (GCMT, 2010).

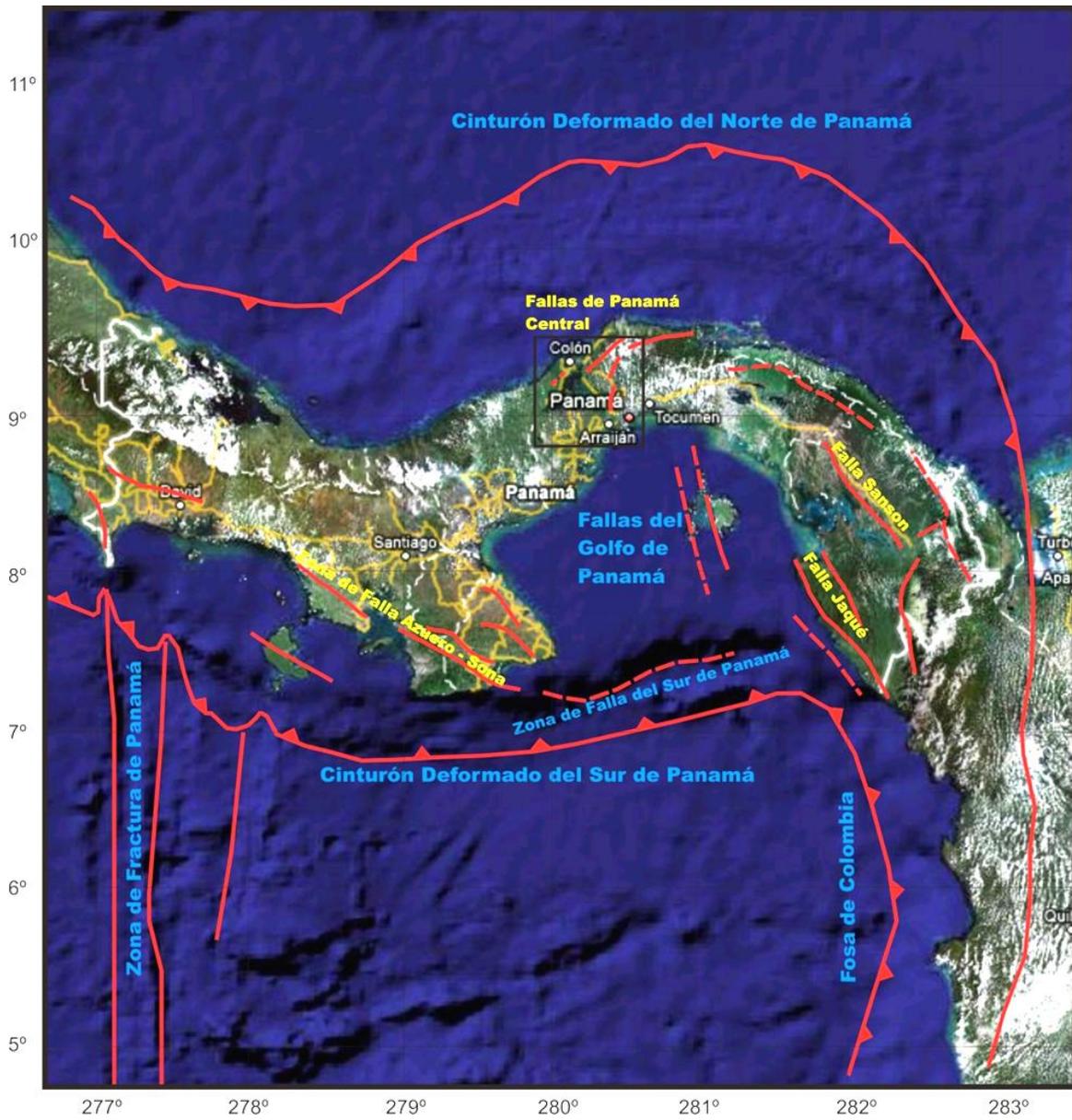


Figura 1.2. *Mapa sismotectónico del Istmo de Panamá*

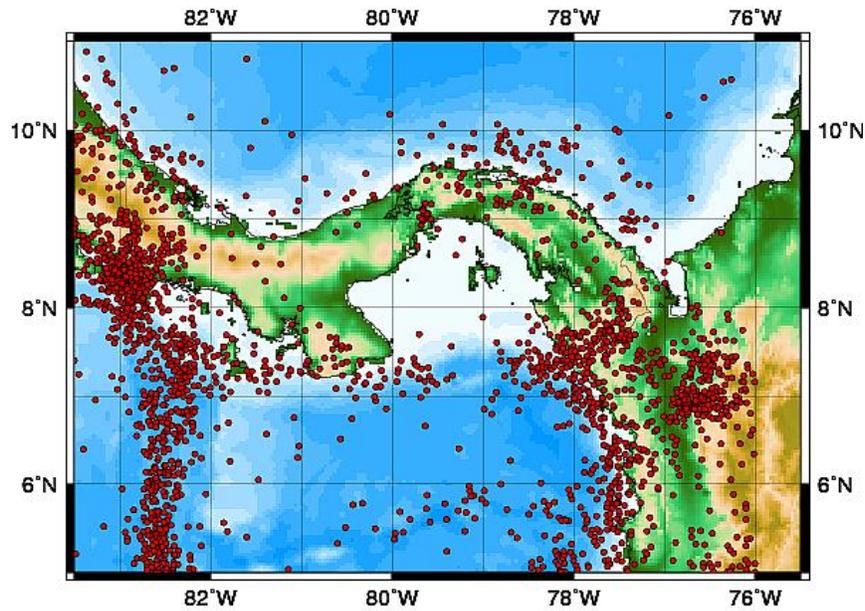


Figura 1.3. Sismicidad ocurrida en el Istmo de Panamá desde 1962 con $M > 5.0$ (ANSS, 2010), obsérvese cómo la sismicidad delimita claramente los límites de la Microplaca de Panamá

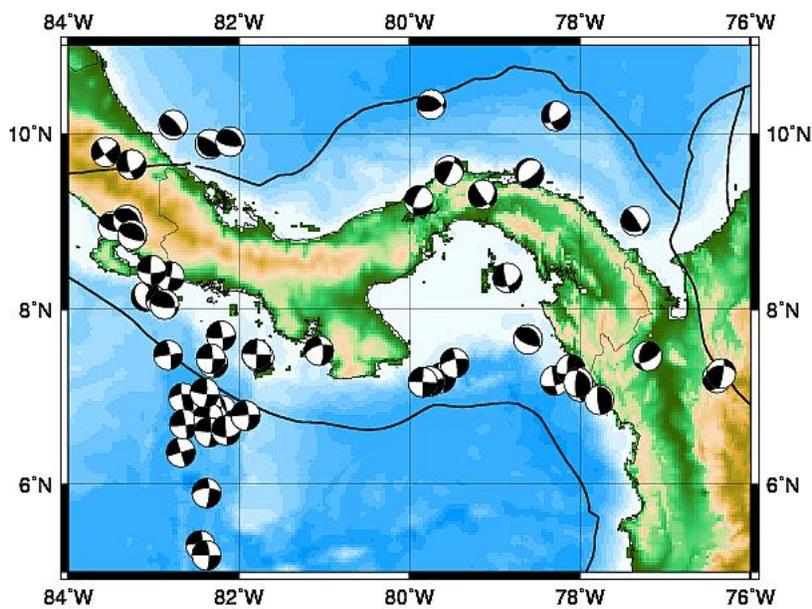


Figura 1.4. Mecanismos focales de eventos con $M_w > 5,5$, ocurridos en Panamá de 1976-2007 (Global CMT, 2010). Las líneas en negro indican los límites de placas tectónicas.

Como mencionamos anteriormente, en el CDNP ocurre la convergencia lenta en dirección suroeste de la placa Caribe con la microplaca de Panamá (Kellogg y Vega, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002). El movimiento E-W de la boyante microplaca de Panamá contra la microplaca Norandina causa deformación de pandeo dúctil (Wadge y Burke, 1983; Silver *et al.*, 1990), y deformación de escape a lo largo de fallas de rumbo NW-SE como resultado de este (Wadge y Burke, 1983; Mann y Burke, 1984; Mann y Corrigan, 1990). La subducción de la boyante cresta del Coco en dirección NE, bajo el sur de Costa Rica, causa cabalgamientos transarco cerca de la península de Osa (Jacob *et al.*, 1991; Suarez *et al.*, 1995; Silver *et al.*, 1995; Kolarsky *et al.*, 1995; Tajima y Kikuchi, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002).

La convergencia del CDNP ha sido reconocida desde hace varios años (Bowin, 1976; Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988, Pennington, 1981; Silver *et al.*, 1990; 1995). Mediciones geodésicas utilizando GPS han medido tasas de convergencia de 7 mm/año, entre la microplaca de Panamá y la placa Caribe (Trenkamp *et al.*, 2002). Otras evidencias de esta convergencia la constituyen los sismos de 1991 ($M_s=7.5$) en el Valle de la Estrella, en la vertiente Caribe de Costa Rica (Jacob *et al.*, 1991; Plafker and Ward, 1992; Goes *et al.*, 1993; Protti and Schwartz, 1994; Suarez *et al.*, 1995), y el fallamiento activo en el NPDB (Silver *et al.*, 1990; Silver *et al.*, 1995). Se ha propuesto la posible existencia de un límite de subducción somera de la Placa del Caribe sobre la Microplaca de Panamá (Bowin, 1976; Wolters, 1986), y la ocurrencia de sismos intermedios en la placa subducida (Adamek *et al.*, 1988). La existencia de una zona de Wadati-Benioff en la margen Caribe de Panamá es controversial. A pesar que Adamek *et al.* (1988) afirma que en el CDNP no hay subducción debido a la ausencia de volcanismo y la ausencia de sismos a profundidades mayores a 70 km. Esto ultimo podría deberse a la tasas bajas de convergencia y a que la placa subducida no ha llegado a profundidades suficientes para que se produzca deshidratación y el consiguiente volcanismo, tal como sucede frente a las costas de Venezuela y tal vez Colombia, en donde el Cinturón Deformado del Caribe posee una zona bien definida de Wadati-Benioff (Kellogg and Bonini, 1982; Toto y Kellogg, 1992; Van der Hills y Mann, 1994; Tobaada *et al.*, 2000) que tampoco posee volcanismo activo (Kellogg and Vega, 1995). La ausencia de volcanismo y la existencia de una placa descendente claramente definida bajo la

margen Caribe de Panamá ha sido uno de los principales argumentos en contra de la existencia de una zona de Wadati-Benioff.

En la mayoría de las zonas de subducción en Latinoamérica los sismos someros de cabalgamiento se localizan mar afuera, mientras que los intermedios, o aquellos que ocurren en la placa subducida se ubican en la parte continental, muchas veces bajo grandes centros de población. Por esta razón en América Latina el potencial destructivo de los sismos intermedios, que ocurren en la placa subducida, es mayor que el de los sismos someros de cabalgamiento (Kirby *et al.*, 2002). Se ha encontrado que en las zonas de subducción la caída de esfuerzos, que es una medida de la energía irradiada por unidad de área y unidad de desplazamiento, es mayor para eventos intermedios de falla normal, que para sismos someros de cabalgamiento (Choy y Kirby, 2004). Estas grandes caídas de esfuerzo pueden ser la causa de las mayores aceleraciones causadas por eventos intermedios con origen en la placa subducida (Molas y Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997).

Estudios de sismos sentidos en la margen Caribe de Panamá han encontrado 5 grandes sismos con magnitudes mayores a 7.0 que han ocurrido en esta zona. Camacho y Viquez (1993) han elaborado mapas de iso-intensidades para el sismo del 7 de mayo de 1822 y muestran que el mismo tiene un epicentro y magnitud similares a las del terremoto del Valle de la Estrella del 22 de abril de 1991 ($M_w 7.7$). Por otra parte la distribución de intensidades reportadas para el sismo del 7 de septiembre de 1882 sugiere que este evento con una magnitud 7.9 o mayor tiene su epicentro en el CDNP (Mendoza y Nishenko, 1989, Camacho y Viquez, 1993). Este terremoto produjo grandes daños en el noreste y centro del Istmo de Panamá, provocando el atraso de las obras del canal francés por varios meses, debido a los deslizamientos masivos y la licuefacción. Este sismo también originó un tsunami local, que ahogó al menos 75 personas en el Archipiélago de San Blas (Camacho and Viquez, 1993). A pesar de que existe cierta controversia sobre la ubicación del sismo del 20 de diciembre de 1904 ($M 7.5$), la mayoría de los datos macrosismicos sugieren que su epicentro esta en el segmento occidental del CDNP, frente a la costa Caribe de Costa Rica (Camacho y Viquez, 1993; Ambrasseys y Adams, 1996; Ambrasseys y Adams,

2001), en vez de la zona de Osa en el sureste de Costa Rica, como fue propuesto originalmente (Gutenberg y Richter, 1954). El 28 de mayo de 1914 se sintió un sismo fuerte en las ciudades terminales de Colón y Panamá. Los diarios de la época reportaron varias réplicas sentidas en los días posteriores en las ciudades antes mencionadas. Tanto Gutenberg y Richter (1954) como el boletín sismológico de la estación de Balboa Heights (BHP), Panamá, ubican este sismo en el segmento noreste del CDNP. Gutenberg and Richter (1954) estimaron una magnitud de $M_s 7.2$ para este evento con una profundidad de intermedia. Igualmente, Gutenberg and Richter (1954) localizaron el sismo del 24 Abril de 1916 en Bocas del Toro, en el segmento occidental del CDNP. Los datos macrosismicos de este evento coinciden con esta localización (Tristan, 1916; Camacho y Viquez, 1993). Para este sismo Abe y Noguchi (1983) estimaron una magnitud de ondas superficiales $M_s 7.4$. El 26 de abril ocurrió otro sismo en el segmento occidental del CDNP con una magnitud $M_s = 7.0$ (Duda et al., 1990), que causó grandes daños en las poblaciones de Almirante y Bocas del Toro. También origino un tsunami local que inundó la isla de Carenero (Reid, 1917; Camacho y Viquez, 1993).

La sismicidad del CDNP es muy poco conocida debido a la escasez de sismos con magnitudes mayores a 5.0 que ocurren en esta zona. En este trabajo, empleando datos recolectados por las redes locales de Panamá, Colombia y Costa Rica se caracterizó la sismicidad en el segmento este del CDNP. También se verificó si la convergencia Caribe-Panamá es una zona de subducción como ha propuesto Wolters (1986); o es un límite de cabalgamiento como han propuesto Adamek *et al.* (1988); Protti y Schwartz (1994); Suarez *et al.* (1995); Tajima y Kikuchi (1995), y Silver *et al.* (1995). El dilucidar el comportamiento tectónico tiene importantes implicaciones para la estimación de la amenaza sísmica en Panamá Central y el riesgo sísmico en las ciudades terminales del Canal de Panamá: Colón y Panamá.

1.2 DATOS Y METODOLOGÍA.

En enero de 1996 el Instituto de Geociencias de la Universidad de Panamá inicio la operación de una red sísmica digital, obteniéndose por primera vez datos sísmicos locales de alta calidad en

Panamá. La red creció de unas pocas estaciones en Panamá Central, en sus inicios, hasta un total de 11 estaciones en mayo de 2007. A raíz de los estudios de factibilidad para la ampliación del canal de Panamá, de octubre de 1997 a marzo de 1997 el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) desplegó una red temporal de 15 estaciones digitales de tres componentes con sensores de 4.5 Hz (Figura 1.4), cuyo propósito principal era detectar la sismicidad local (Pratt *et al.*, 2003).

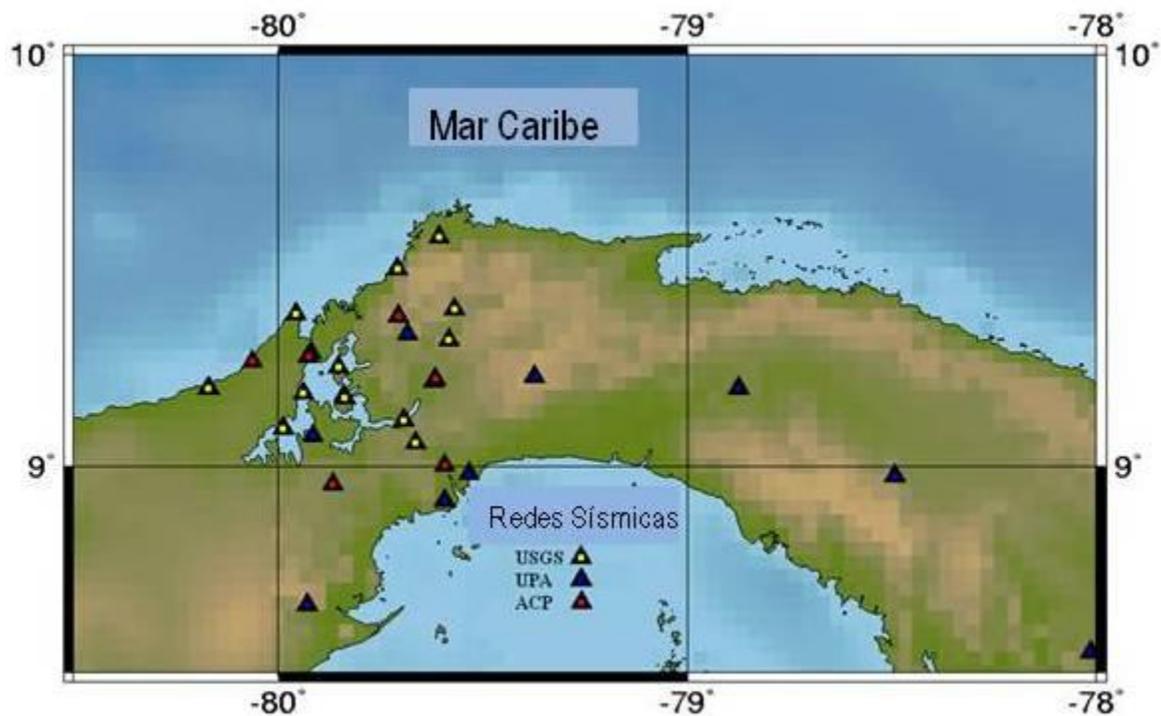


Figura 1.5. *Redes sísmicas en Panamá Central*

Empleando datos sísmicos digitales de la red temporal del USGS, de la red de la Universidad de Panamá (UPA), los de la red sísmica de la Autoridad del Canal (ACP) y las redes nacionales de Colombia (INGEOMINAS), Universidad de Costa Rica (UCR) y la Universidad Nacional de

Costa Rica (OVSICORI) primeramente se desarrolló un catalogo sísmico para Panamá Central (8.5°-10° N; 80.5°-78°W) que incluye eventos desde 1996 hasta 2007. Las formas de onda de todas estas redes se combinaron en una sola base de datos empleando el programa SEISAN (Haskov and Ottemöller, 1999) y todas las fases P y S fueron releídas. Una vez desarrollada la base única los eventos fueron relocalizados empleando el programa HYPOINVERSE (Lienart y Haskov, 1995). Se seleccionaron un total de 147 sismos con una $RMS \leq 0.5$, los cuales fueron registrados por al menos 5 estaciones durante el período comprendido entre diciembre de 1995 hasta julio de 2007. Inicialmente se empleo el modelo PREM (Dziewonski y Anderson, 1981) como modelo inicial de velocidades con el propósito de obtener un modelo cortical y localizaciones que minimizaran los errores en los tiempos de llegada. Este proceso de inversión dio como resultado un espesor de corteza de 28 km para Panamá Central. Los valores de espesor de corteza obtenidos son muy cercanos a los 25 km propuestos por Laske, Masters y Reif con su modelo CRUST (<http://igppweb.ucsd.edu/~gabi/rem.dir/crust/crust2.html>, 2000), y los 23 km y 25 km obtenidos a partir de datos sísmicos y gravimétricos por Mickus (2003) y Briceño-Guarupe (1979) respectivamente..

Tabla 1.1. Modelo de corteza para Panamá Central

Velocidad de ondas P (km/s)	Tope del estrato (km)
4.5	0.0
5.1	1.8
6.0	8.2
7.3	20.0
7.7	28.0
8.1	43.0
8.3	75.0

Es importante indicar que para este estudio es necesario el análisis de los sismos intermedios, los cuales se localizan por debajo del Moho y por consiguiente es relevante utilizar el modelo desarrollado en este estudio. Las localizaciones epicentrales obtenidas de los eventos están bien constreñidas debido a la geometría de red, la cual está ubicada encima de los sismos con profundidad intermedia que nos interesan. Esto significa que diferencias en los modelos de velocidades no cambiarán de manera significativa la forma u geometría de la zona de Wadati-Benioff, sino que solamente resultaran en desplazamientos estáticos de las profundidades hipocentrales.

El catalogo empleado en este estudio consiste de 147 eventos que fueron relocalizados utilizando los registros de al menos 5 estaciones con un $RMS \leq 0.5$. La Figura 1.6 muestra la distribución espacial de estos eventos. A los 12 eventos mejor registrados, con profundidades entre 40-80 km, se le estimamos sus mecanismos focales empleando primeros arribos (Figura 1.7). Estos 12 sismos fueron registrados por un gran número de estaciones y sus polaridades de ondas P están bien claras definiendo al menos tres cuadrantes del plano focal.

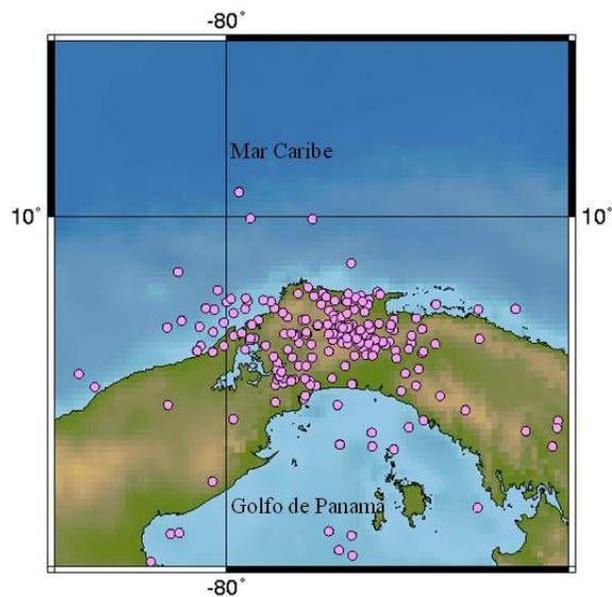


Figura 1.6. *Sismicidad en Panamá Central registrada de 1996 a 2008.*

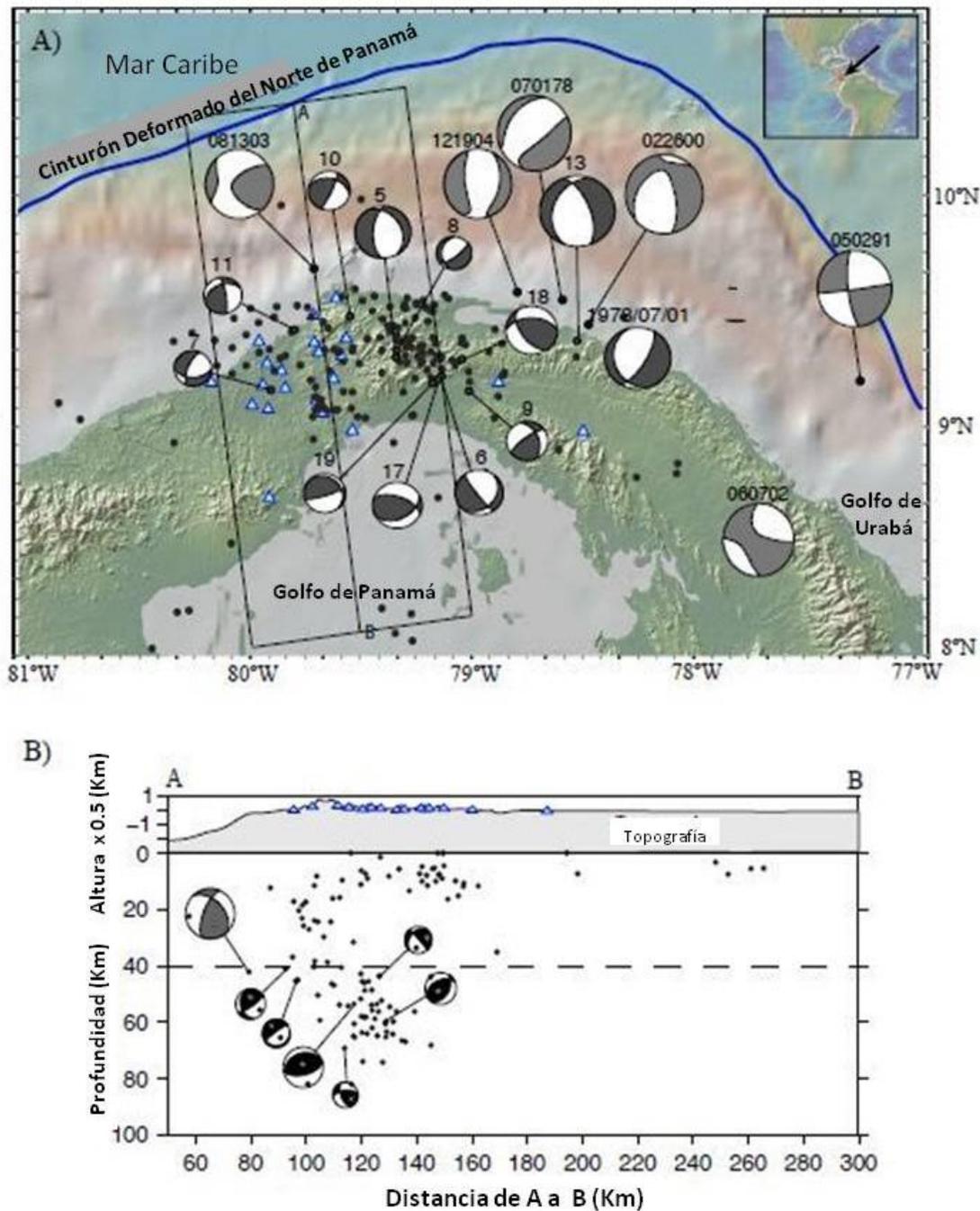


Figura 1.7. A) Mecanismos focales calculados en este estudio a 12 eventos en la región de Panamá Central junto a los mecanismos focales reportados en el catálogo del Global Centroid Moment Tensor (<http://www.globalcmt.org>, 2008), que aparecen con su fecha de ocurrencia y como pelotas color gris (Tabla 1.2) y B) Perfil de profundidades AB.

Tabla 1.2.Mecanismos focales para sismos intermedios ($h > 40$ km) en el CDNP

N°	Fecha	Hora	Lat.	Long.	Prof.	M_w	Rum (°)	Buz (°)	rake (°)
1*	19780404	2111	10.200	-78.280	15.0	6.3	171	52	-151
1#			10.070	-77.570	26.0	6.1	30	60	-70
2*	19780701	0854	9.550	-78.590	58.6	5.8	207	25	-114
2#			9.390	-78.260	67.0	5.1	30	70	-70
3*	19850105	1111	10.330	-79.740	45.2	6.1	301	48	128
4*	19910502	0701	9.190	-77.240	45.7	5.9	173	75	-178
5	19970926	1848	9.394	-79.333	54.1	4.3	183	61	-73
6	19971030	0851	9.427	-79.328	69.2	2.7	52	71	-69
7	19971104	0534	9.240	-79.888	43.5	2.9	90	48	-31
8	19980113	1617	9.306	-79.138	63.1	3.7	39	31	-17
9	19980206	0551	9.235	-79.010	65.1	3.2	229	44	22
10	19980213	1016	9.580	-79.533	40.5	3.2	24	82	55
11	19980324	0109	9.523	-79.783	45.0	3.0	351	78	54
12	19980505	1004	9.268	-79.502	59.6	3.4	198	48	-31
13	20000226	1824	9.471	-78.529	64.0	5.8	201	35	-54
13*			9.450	-78.470	68.0	6.1	228	37	-37
14*	20020607	0005	8.510	-77.690	61.7	5.6	181	65	177
15*	20030813	0829	9.690	-79.710	41.7	5.3	238	70	31
16*	20041219	0823	9.580	-78.790	57.3	5.3	169	58	-108
17	20050410	0939	9.289	-79.143	65.6	3.8	63	42	51
18	20050807	1959	9.382	-79.038	64.4	4.0	271	48	48
19	20060509	0455	9.274	-79.168	73.4	3.2	72	81	70

* Catálogo del Global CMT

Adamek et al. (1988)

Para caracterizar mejor la sismicidad en Panamá Central se realizó una búsqueda y revisión de fuentes históricas en archivos, bibliotecas y hemerotecas en Panamá, Colombia y España (ver Capítulo 2). Luego de compilar y analizar toda esta información se concluye que en tiempos históricos la Ciudad de Panamá, en la margen pacífica de Panamá Central, ha sido afectada por dos sismos destructivos. El primero ocurrió el 2 de mayo de 1621 ($M_w > 6.0$) y el segundo el 7 de septiembre de 1882 ($M_w > 7.9$).

El basamento de la región al este del canal de Panamá consiste en una corteza oceánica máfica (Case, 1974). Alrededor de los 78.0° W y los 79.5° W el flujo de calor, es relativamente alto, y esto puede definir el límite este de la provincia volcánica del Occidente de Panamá (Sass et al., 1974).

Se ha propuesto que las atenuaciones de intensidad sísmica en el Cinturón Deformado del Norte de Panamá y la zona del Darién, fronteriza con Colombia, son más rápidas que en la zona de la península de Azuero y la Zona de Fractura de Panamá, al sur y occidente de Panamá respectivamente (Vergara, 1988).

Empleando el método utilizado por Haskov et al., (1989) se analizaron las formas de onda de 19 eventos ($M \leq 3.5$) con epicentro en Panamá Central y que fueron registrados en estaciones ubicadas en la vertiente Atlántica y Pacífica de Panamá Central. La relación de atenuación de Q_c obtenida es la siguiente:

$$Q_c = (69 \pm 2) f^{(0.91 \pm 0.02)} \quad (1.1)$$

El valor del coeficiente $Q_0 = (69 \pm 2)$ obtenido para Panamá Central es similar al $Q_0 = 69$, observado en la región del Choco en el Noroeste de Colombia (Vargas et al., 2004), que posee características tectónicas parecidas a las de la mitad Este de Panamá (Duque-Caro, 1990), al $Q_0 = 73$ en California Central (Mayeda et al., 1992), $Q_0 = 65$ observado en el Mar Muerto (van Eck, 1988), al $Q_0 = 63$, observado en el Estado de Washington, Noroeste de los Estados Unidos. (Haskov et al., 1989), y al $Q_0 = 60$ observado en el SW de Japón (Hashida, 1989).

Hasta hace muy pocos años se pensaba, que aparte del CDNP, en la zona circundante al Canal de Panamá no existía un fallamiento activo de importancia y que el fallamiento predominante en Panamá Central era de tipo normal discontinuo, con rumbos variando entre N40°E a N70°E, observándose algo de componentes transcurrentes en algunas de las fallas (Corrigan y Mann, 1985). Mann y Corrigan (1990) han propuesto que estas fallas tal vez constituyen la terminación de las fallas transcurrentes de rumbo siniestral de la región del este de Panamá.

Estudios paleosismológicos recientes realizados con motivo de los trabajos de ampliación del Canal de Panamá han logrado determinar que Panamá Central posee un fallamiento activo predominantemente transcurrente (Rockwell et al., 2010 a; 2010b). Estos mismos autores han propuesto que la boyante y dúctil microplaca de Panamá actúa como un buril o cincel tectónico que colisiona con el noroeste de América del Sur. Esta convergencia contribuye a la deformación interna de Panamá originándose un sistema de fallas conjugadas como resultado de esta colisión. Las fallas activas más importantes, por su longitud, son la de Pedro Miguel, que muestra un desplazamiento lateral derecho con rumbo NNW-SSE y la falla Río Gatún, que muestra un desplazamiento lateral izquierdo con rumbo WSW-ENE. La falla Pedro Miguel ha sido propuesta como la que origino el sismo del 2 de mayo de 1621 (Gath et al., 2009). En el Capítulo 2 presentamos una descripción detallada de este sismo, que causo grandes daños en ciudad de Panamá.

Al sur de esta región, en el Golfo de Panamá existe una falla de rumbo siniestral, 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 que se presume originó el sismo de 1971, Ms5.6 (ver capítulo 2).

En la Tabla 1.3 se muestran las tasas de deslizamiento deducidas de los estudios paleosismológicos en Panamá Central y en la Figura 1.8, se muestra un mapa geológico con las principales fallas activas existentes en Panamá Central (Gath y Rockwell, 2009; Rockwell et al., 2010b).

Tabla 1.3. Tasas inferidas de deslizamiento y recurrencia de las fallas activas en Panamá Central (Rockwell et al, 2010a).

Nombre de la Falla	Tasa de Deslizamiento (mm/año)	Recurrencia (años)
Río Gatún	6-8	3 eventos en 450
Limón	3-6	3 eventos in 1500
Miraflores	desconocida	desconocida
Pedro Miguel	5	3 eventos en 1600
Azota	2-5	desconocida

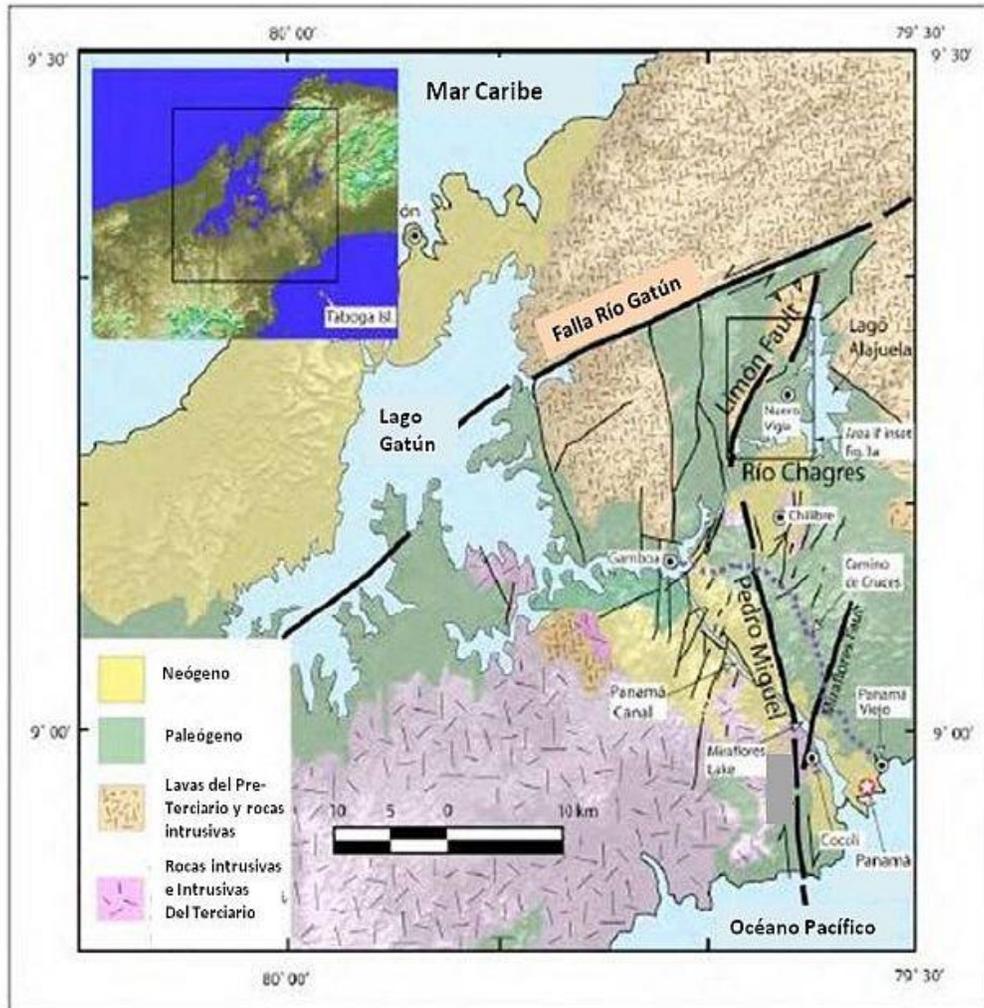


Figura 1.8. Fallas activas en Panamá Central: Río Gatún es una falla transcurrente lateral izquierda y Limón, Miraflores y Pedro Miguel son fallas transcurrentes laterales derechas. La falla Pedro Miguel es la más próxima a la ciudad de Panamá y es la única a la cual se le ha podido asignar un sismo importante en los últimos 500 años (Rockwell et al., 2010b). Los autores anteriores sugieren que originó el sismo del 2 de mayo de 1621 el cual causó graves daños, principalmente a las edificaciones de cal y canto en Panamá La Vieja

Debido a los estudios de factibilidad de la ampliación del Canal de Panamá también se han realizado levantamientos sísmicos en la bahía de Limón, frente a la ciudad de Colón, con especial interés en la seguridad de la represa de Gatún que permite almacenar la mayoría del agua que se emplea en la operación del Canal de Panamá. Estos levantamientos geofísicos han determinado la existencia de fallamiento activo de tipo transcorriente en la Bahía de Limón, a 5.0 kilómetros al noreste de la Ciudad de Colón (Pratt *et al.* 2002).

El único mecanismo focal de un sismo por falla local en Panamá Central es de tipo inverso con algo de lateral izquierdo que corresponde al sismo del 20 de enero de 1971 (Pennington, 1982; Figura 1.9).

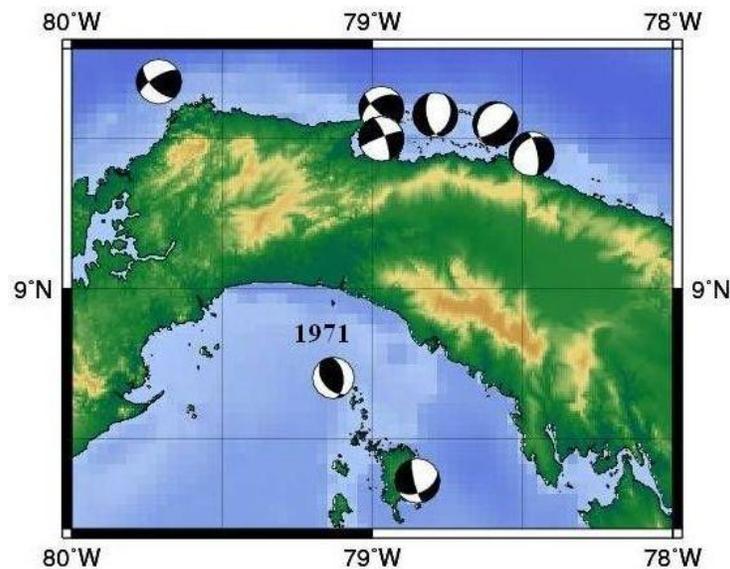


Figura 1.9. Mecanismos focales típicos de Panamá Central incluyendo el único de un sismo cortical, el del sismo de 1971, cuyo mecanismo fue calculado por Pennington (1981).

CAPÍTULO 2

SISMICIDAD HISTÓRICA DE PANAMÁ CENTRAL

2.1 LA SISMICIDAD HISTÓRICA EN PANAMÁ

El estudio de los registros históricos de sismos es una gran ayuda para las evaluaciones de amenaza sísmica de un sitio o región (Kanamori, 1988; Guidoboni y Stucchi, 1993; Michelini et al., 2005). En la región de América Central y el Caribe existen diversos estudios de sismicidad histórica 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), Viques y Toral (1987), Camacho y Viquez (1993), 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 julio de 1934, en Chiriquí, los que fueron incluidos en el catálogo de Rojas (1993a) y además estimó sus mecanismos focales empleando sismogramas históricos. Igualmente, sismos históricos grandes ($M \geq 6.0$) ocurridos en el sur de Panamá también han sido relocalizados y se ha determinado su mecanismos focal (Villaseñor, comunicación personal). Se continúan recolectando boletines y sismogramas históricos de los eventos más importantes ocurridos en Panamá y alrededores para recalcular sus magnitudes y parámetros focales.

En el hemisferio Occidental, el primer instrumento sismográfico fue instalado a inicios de 1882 por los ingenieros de la *Compagnie Universelle du Canal Interoceanique* en el Ateneo de la Ciudad de Panamá. A raíz del gran terremoto del 7 de septiembre de 1882, el ingeniero francés H. Cermoise (1886) informa: "la sacudida más larga duró 45 segundos, ahora se sabe por los aparatos registradores." Cuando los activos de la *Compagnie Nouvelle du Canal de Panamá* fueron adquiridos en 1904 por el gobierno de Estados Unidos, los sismógrafos siguieron operando hasta que en diciembre de 1908 la compañía del Canal de Panamá inauguró la estación sismológica Balboa Heights Panama (BHP) e instaló cuatro sismógrafos horizontales (NYT, 1931), dos Bosch-Omori de 25 kg y otros dos de 100 kg. Esta estación sismológica operó ininterrumpidamente hasta mediados de 1976 produciendo boletines sísmicos mensuales. A partir de 1932 se instalaron dos Wood-Anderson y el primer acelerógrafo, fuera de los Estados

Unidos. Toda esta información ha servido para reubicar sismos cercanos que se pensaba estaban ubicados en Colombia o Costa Rica y algunos veces se han recalculado sus magnitudes.

A partir de las lecturas diarias de fases de sismos detectadas por BHP hemos desarrollado dos fórmulas de magnitud con base a la duración de registro (T) en segundos y la distancia epicentral Δ en km.

La primera ecuación es para los Bosch Omori, fué calibrada, aplicando una regresión escalonada (Draper y Smith, 1984) con las magnitudes M_s obtenidas por la estación de Pasadena (PAS), California, EUA para 11 eventos ocurridos en Panamá en el rango de magnitudes M_s 5.6 y 6.75 entre los años 1929 y 1934, y con un rango de distancias epicentrales $\Delta = 120$ a 550 Km. La relación obtenida es la siguiente:

$$M_s = (1.143 \pm 0.208) \log T + 0.0003 \Delta + 2.484 \quad (r_m = 0.889) \quad (2.1)$$

Donde r_m es el coeficiente de correlación

La segunda relación se desarrolló para los sismógrafos Wood-Anderson, empleando el mismo procedimiento anterior, pero para 21 sismos, en el rango de magnitudes M_s comprendido entre 5,6 y 7,5, ocurridos de 1934 a 1956, con distancias epicentrales $\Delta = 200$ a 600 km. Se obtuvo la relación siguiente:

$$M_s = (0.847 \pm 0.145) \log T - 0.003 \Delta + 4.895 \quad (r_m=0.908) \quad (2.2)$$

Donde r_m es el coeficiente de correlación

Estas fórmulas permiten calcular la magnitud de sismos medianos sentidos, o que hayan causado daños en Panamá, cuyas magnitudes no aparecen reportadas en los listados de NEIC o del ISC, para el período 1909-1956.

Con los estudios para el nuevo Canal Interoceánico en el Istmo de Panamá la sismicidad histórica de Panamá Central ha sido el centro de un gran interés debido a que los estudios paleosismológicos, mencionados en el Capítulo 1, han determinado varias fallas activas muy cercanas al trazado de la obra. Para contrastar estos hallazgos se realizó una búsqueda de información en los archivos de la estación sismológica Balboa Heights Panamá (BHP), la Biblioteca Nacional de Colombia, la hemeroteca de la Biblioteca Nacional de Panamá, la Biblioteca de la Universidad de Panamá y la Biblioteca del Observatorio del Ebro, España. Además se recolectaron sismogramas de varios observatorios alrededor del mundo. Esta búsqueda ha logrado encontrar que la Región Interoceánica de Panamá posee una sismicidad más activa de lo que se había reportado hasta este momento. A continuación presentamos una descripción de los sismos más fuertes que han causado daños o sido sentidos en la región de Panamá Central, en especial la Ciudad de Panamá.

2.2- SISMOS HISTÓRICOS EN PANAMÁ CENTRAL

A continuación se presentan los sismos históricos que han sido sentidos ($I \geq V$ MM), o que han causado daños o pérdidas de vida en Panamá Central.

21 de noviembre de 1541.

“Un terremoto lo suficientemente fuerte para ser registrado se sintió en Ciudad de Panamá. Este fue el único sismo fuerte del cual los habitantes de la ciudad mantuvieron algunos recuerdos.” (Sosa, 1969).

2 de mayo de 1621, (4:30 p.m.)

Desde la fundación de la ciudad de Panamá solamente el evento de 1541 había sido lo suficientemente fuerte como para ser comentado pero sin producir mayores daños. En Requejo Salcedo (1640) encontramos *“... sus antiguos fundadores, en el largo discurso de años de su población hasta el día de oy, se acuerdan hauer sido sus temblores pocos y esos ligeros, sin ofenssa de sus edificios y moradores...”*.

El sismo del 2 de mayo de 1621 ocurrió entre las 4:30-4:45 de la tarde cuando la población se preparaba para la celebración de la fiesta de la Santa Cruz. En esa época la ciudad de Panamá contaba con un aproximado de 5000 habitantes (Anderson, 1911, Sosa y Arce, 1911).

El sismo "comenzó entre las nueve y diez de la mañana con un remezón y bayben que fue el nuncio de los demás"....".....y con los que estauamos en ella le sentimos muy bien, que no dexo de alborotar algo; pero no imaginamos los que estarian por venir; duró poco y passó presto. A los 4 y media o tres quartos de la tarde assegundó con tanta violencia, estremeciendose y temblando los edificios...el que se hallaua en ellas (casas de madera) apenas se podía tener sin muy grande artificio". (Requejo Salcedo, 1640).

Desde la fundación de la ciudad de Panamá solamente el evento de 1541 había sido lo suficientemente fuerte como para ser comentado pero sin producir mayores daños. En Requejo Salcedo (1640) encontramos "... sus antiguos fundadores, en el largo discursso de años de su población hasta el dia de oy, se acuerdan hauer sido sus temblores pocos y esos ligeros, sin ofenssa de sus edificios y moradores...".

Aunque en el Istmo existían varias poblaciones fundadas por los españoles desde el siglo XVI, como lo eran en la vertiente Pacífica: Pacora, Natá y Penonomé y en la vertiente Caribe: el castillo de San Lorenzo del Real, en un acantilado de roca sobre la boca del río Chagres y la ciudad fortificada de Portobelo a orillas de la resguarda bahía del mismo nombre, la cual ya contaba con varios fortines e iglesia (Zapatero, 1992), todas estas a una distancia de entre 150 km y 80 km de la Ciudad de Panamá, no se ha encontrado reportes de daños causados por este sismo en ninguna de ellas.

Es probable que la ciudad de Panamá se encontrara cerca del área epicentral y que la ruptura migrara hacia el sur de acuerdo al relato de Requejo Salcedo (1640): "*Yo passé parte de la noche con el prouisor que entonces era, y con el sargento Mayor, que hizo poner una caja de guerra en el suelo de la plaza, y toda la noche se oyó estarse tocando al modo que para*

reconocer en la guerra, si se minan las murallas o fortalezas, se hace, por donde parece hauer sido un temblor continuado, porque parecia estar palpitando la tierra y sentirse en los pies."
"...el sargento mayor y yo esperamos la creciente del mar, debaxo de los portales y cárcel de la ciudad, en la plaza, hasta la mañana, en vela, sentados, donde esperauamos los temblores que con el ruido de la ressaca del y sus olas venian preuiniendo á modo de trueno que oyamos en la mar quanto nos daua lugar de salir á la plaza, hasta que passaua el temblor, y voluiéndonos á nuestro puesto esperabamos la misma señal del siguiente; estos debieron de ser a mi parecer mas de sesenta".

Este mismo autor narra que objetos fueron lanzados al aire: *"Las cassas de tabla, aunque rechinaron y hicieron mucho ruido, despidieron terrones, volaron o corrieron las tejas..."* *"la cathedral... no huuo daño alguno solo vanas piramides de piedra que mirauan hacia la plaza volaron con grande fuerza..."*

Posible Tsunami

"... mientras las olas amenazaban con inundar la calle de la Carrera". (Mega, 1957). La calle de la Carrera bordeaba la playa y esto podría indicar la ocurrencia de un tsunami de tipo local.

Réplicas

Las réplicas fueron sentidas hasta el 21 de agosto de ese mismo año: *" temblores que duraron por mas de tres meses y medio, desde dos de mayo hasta 21 de agosto, víspera de San Bartolomé, el año de 1621, que se continuaron cassi cada día, algunos de doce, diez y seis, y menos remesones."* (Requejo Salcedo, 1640).

Pérdidas Humanas

El Oidor de la Real Audiencia Don Juan de Santa Cruz. Falleció al desplomarse su casa de cal y canto. En este terremoto también resulto herida mucha gente como se reporta: *"El Canónigo Requejo, que en persona acudió con Fray Fonseca a socorrer a los que caían heridos bajo los muros de piedra..."* (Requejo Salcedo, 1640).

Tipología Constructiva.

Sobre el tipo de vivienda que había en la Antigua Ciudad de Panamá y de la manera como las casas edificadas siguiendo la tradición indígena, soportaron mejor los temblores sucedidos desde el 2 de mayo hasta el 21 de agosto de 1621, se nos informa: "*Son los edificios de las cassas, de tablas, y muchos ay de piedra y canteria, y por la mayor parte oy todos los conventos lo son; los de las tablas son muy fuertes, como nos lo a mostrado muy bien la experiencia en un temblor...*" (Requejo Salcedo, 1640).

Continúa Requejo Salcedo (1640): "*Los antiguos fundadores desta ciudad, con experiencia de algún caso semejante o por falta de materiales, o por los calores excesivos, hicieron los edificios para su morada, templos y casas reales, de maderas y tablas, con tan lindo arte y disposición que asientan sobre vasos de piedra los pilareteso estantes de madera valientes, que en maderaje precioso, cedro muy fino y abundancia dél, hace ventaja esta ciudad a todas las del Pirú; sobre los estantes ponen sus soleras y vigas, y de una a otra unos maderos delgados que llaman varas, y desta manera doblan dos veces o tres sus edificios; cercanlo todo de tablas con clavos, que llaman de barrote, los maderos tan trabados entre sí unos con otros con clavos de escora y media escora, conforme son menester, y las soleras y cuadrantes con clavos de a dos tercias, que llaman de encolamenta, y donde son menester de alfajía y después abrazados con las tablas vienen a quedar las casas tan firmes y con tanta fortaleza, que hacen ventaja a las de piedra; a lo menos en esta ocasión fueron más a propósito, y así certifico como hombre que ha dado vista a todo el Pirú, que si cualquier ciudad del padeciera este terremoto, fueran mayores mucho los daños en los edificios y personas (...) Las casas de tablas, aunque rechinaron y hicieron mucho ruido, despidieron terrones, volaron o corrieron tejas, ninguna hizo vileza, ni cosa que no debiese, y hay casas que se acuerdan de la fundación de Panamá, trozadas las varas del comején o gusano, podridos los pilarotes, carcomidas las tablas, con puntales por todas cuatro haces (...) ninguna ni aun destas cayó...*".

Un inglés que pasó por ciudad de Panamá en 1636 reporta: "*Las casas son más débiles que todas las que he visto en Centro América, a causa de la falta de cal y piedra; de suerte que por esto y*

por el gran calor que hay, la mayor parte de las casas están edificadas con madera” (Gage, 1946).

Daños a las Edificaciones.

Castillero (1973) informa: *“...los edificios fueron sacudidos por el recio temblor de la tierra. Las casas que eran de madera hacían vaivenes con crugidos que infundían espanto, y las de calicanto, que eran hogares de la gente acomodada, así como los templos, se derumbaban muchos aplastando bajo sus escombros a las personas que estaban en su abrigo, causando la muerte de muchos e hiriendo a un crecido número que no lograron ponerse a salvo a tiempo.”*

El tipo de construcción para los edificios públicos, religiosos y residencias de personas de mayores ingresos económicos, era de calicanto con paredes gruesas de aproximadamente 30 cms de espesor y techos pesados, la mayoría de tejas, fueron los que presentaron los mayores daños, algunos con desplome total. Como era costumbre de aquella época los daños específicos que se describen en los informes a la Corona, pertenecen a las edificaciones religiosas y de gobierno. Solamente los daños a la casa del entonces Oidor Don Juan de la Santa Cruz fue descrita en sus pérdidas, por la importancia de este personaje y porque su desplome le causó la muerte..

Por causa del ataque y destrucción causada por el pirata Morgan, la ciudad de Panamá fue trasladada el 21 de enero de 1673, a un nuevo sitio 10 km al oeste de su emplazamiento original sobre una punta rocosa de origen volcánico. La nueva ubicación fue elegida como una defensa contra nuevos ataques piratas. A partir de 1675, el interior la ciudad estaba rodeado por un formidable conjunto de murallas. Al igual que en Panamá La Vieja gran parte de las edificaciones estaban hechas de madera (Tejeira y Spadafora, 2001).

El desarrollo urbano de la ciudad de Panamá fue interrumpido durante el siglo XVIII debido a diversos incendios que devastaron sus calles y que eran difíciles de evitar porque la mayor parte de las casas era de madera. Entre los más importantes tenemos: *“el de 1737, destruyó dos tercios*

de la ciudad, el de 1756 destruyó más de 90 casas y el de 1781, causó que en el intramuros sólo quedaran 50 casas en pie (Malaspina, 1790).

“Estos incendios y otros incendios catastróficos ayudan a explicar por qué existen hoy día tan pocos edificios coloniales. Debido a la devastación producto de estos incendios las construcciones dejaron de ser de madera y se enfatizó el ladrillo y la mampostería.” (Tejeira y Sapadafora, 2001).

1779, (El día y hora exacta son desconocidos).

Durante el siglo XVIII no hay reportes de sismos en Ciudad de Panamá, tal vez las referencias se perdieron por causa de los incendios que asolaron la ciudad durante el siglo XVIII y que mencionamos anteriormente.

Un viajero de finales del siglo XVIII reporta: *“Suelen experimentarse también los más años algunos ligeros temblores, pero no con frecuencia y jamás han causado ruina.”* (Malaspina, 1790)

La única referencia de un sismo durante el siglo XVIII, aunque dudosa se haya en el New York Times (1931a), que dice lo siguiente: *“The city was again damaged by an earthquake 1779, and once more in 1882”*

En 1826, a raíz del Congreso Anfictónico, de las recién independizadas naciones americanas convocado por Simón Bolívar en ciudad de Panamá, la delegación del Perú envió a Lima el siguiente informe sobre el estado de la ciudad: *“Dos tercias partes de la ciudad están en ruinas y cubiertas de árboles y plantas salvajes, asilo de las culebras.....Toda vejeta, y hasta en las paredes interiores de los templos salen ramas que van destruyendo los edificios “.* (Porrás Berrenechea, 1930)

11 de enero de 1849.

Este es un sismo que ha surgido recientemente en la página del Earthquake Engineering Online Archive (2010), que se ha relacionado con los últimos descubrimientos paleosismológicos en Panamá Central (Rockwell et al., 2010), y que se propone basado en las ilustraciones de edificios en ruinas hechas por Bruff (1944), quien visitó la ciudad en 1853, viajando de California a Washington, D.C.

El Agrimensor de Su Majestad Británica, J.A. Lloyd, reporta en una carta desde Panamá y fechada en 1850, lo siguiente: *“Está situada la nueva Panamá -ciudad bellísima- en la bahía del mismo nombre..... La mayor parte de las casas son de ladrillo y bastante elevadas, especialmente las casas municipales, los templos, los monasterios y otros edificios públicos cuyo conjunto forma la vista más hermosa de las indias occidentales.”* (May, 1853).

Para estos días Panamá Central era transitada por viajeros y aventureros que iban principalmente de la costa este de los Estados Unidos y Europa a California, Oregon, British Columbia, Ecuador, Perú y la costa Pacífica de Colombia. En el caso de California, donde se había descubierto oro en enero de 1848, la ruta por Panamá era la preferida por los viajeros (Vaught, 2007). Por ejemplo, cuando el SS California, de la recién creada Pacific Mail Steamship, llegó a Panamá el 17 de enero de 1849, vía el Cabo de Hornos, en Panamá lo esperaban 700 desesperados buscadores de oro que luchaban por conseguir pasaje a California (The Panama Railroad, 2010). Al llegar a San Francisco los 400 pasajeros y toda la tripulación, abandonaron el vapor en busca de oro, dejando sólo a su capitán. (Johnson, 1849)

Por todos los testimonios anteriores como los informes de viajeros que estuvieron en Panamá en el período 1849-1851 (Johnson, 1849; Gleason, 1851; Stuart, 1851; May, 1853; Williams, 1879), así como el hecho de que no exista ningún reporte de este sismo en los archivos históricos de Panamá y Colombia, ni que se reporte en los diarios de Estados Unidos o Colombia, que contaban con corresponsales en Panamá, consideramos dudosa la ocurrencia de este sismo.

10 de julio de 1854, (00:30 a.m.).

Este sismo no se conocía en los estudios de sismicidad histórica anteriores. El mismo se sintió con mayor intensidad en la Isla de Taboga en la Bahía de Panamá. Se ha sugerido que la Falla Pedro Miguel termina cerca de la Isla de Taboga (E. Gath y T. Rockwell, comunicación personal).

Los diarios de la época en Ciudad de Panamá reportan los siguiente:”*Last night about 12:30 quite a severe shock from an earthquake was felt at this city and the Island of Taboga.....*

Some say they felt two shocks, but I can only testify to one..... The house were I was sleeping was shaken by a tremendous motion which was felt very sensibly. It awoke me, and I presume every one else in the city. A distinct rumbling sound, accompanied the shaking..... To our great relief, however, the motion soon ceased. The whole time of its continuance was not, probably over six or eight seconds, (though some say twice that this) And during that short time the force of the shock was sufficient to crack the wall, in one or two houses, here, and in Taboga, as I am informed , where the shock was more violent, and perhaps longer, much crockery was thrown down and broken. “(The Star & Herald, 1854a)

El 12 de julio, desde el vapor Santiago anclado en el Puerto de Taboga su capitán J. M. Mc Dougall escribió la siguiente carta: ”*About 12 p.m a low rumbling noise was heard accompanied by a slight vibration, which was followed by another, in a few seconds, very severe. On shore it was felt so violently as to shake every house to its foundation*” (Star & Herald, 1854b).

4 de marzo de 1864, (04:30 a.m.)

Los periodicos de la época reportan: “*We were aroused from our slumbers about half past four o'clock on the morning of the fourth instant by a shock of an earthquake. It was of short duration and attended by considerable noise. No damage was caused by it, nor was the shock felt more than once.*” (Star & Herald, 1864).

“On Friday morning last, we had a slight shock of an earthquake, which only rattled the crockery, and made a few old ladies a little more nervous than usual.” (The New York Times, 1864).

13 de octubre de 1873, (06:05 p.m.)

Los periódicos de la época Narran lo siguiente: *“An earthquake was felt all over the Isthmus of Panama on the evening of the 13th, but no damage is reported.”*(Chicago Daily Tribune, 1873).

“At 6:10 p.m. on the 13th an earthquake was felt in this city. It is the strongest felt in years. The nodulations seemed to be east and west.” (Star & Herald, 1873a).

"In this city the shock was strongly felt about 5 minutes past six, the night being dark and sky overcast. It was felt on board the ships in the harbor, along the line of the railroad and at Aspinwall (Colon). A correspondent writing from San Pablo, one of the stations, says: "We had two pretty severe shocks with an interval of but a second or two between them. The second shock was most severe and accompanied by rumbling sound resembling thunder. A man who happened on the Barbacoas Bridge at the time, says the vibration was so great that he was afraid the bridge would give away"... "In Aspinwall... have been more severely felt than in Panama. The people there were much frightened and the fear of a tidal wave added to the excitement". Most people agree that the oscillations proceeded in a direction from SE to NW (Star & Herald, 1873b).

7 de septiembre de 1882 (03:18 a.m.), 10° N, 79.0° W, Ms7.9.

Este evento fue localizado inicialmente por Ramirez (1976) en los 8.5° N y 76.2° W, por Viquez y Toral (1987) en los 10° N y 80.4° W y por Mendoza & Nishenko (1989) en los 10° N, 78° W. y empleando la relación de IDA (1983) para maremotos le han asignado una magnitud Ms = 7.8 - 8.0.

Este evento fue localizado inicialmente por Ramirez (1976) en los 8.5° N y 76.2° W, por Viquez y Toral (1987) en los 10° N y 80.4° W y por Mendoza & Nishenko (1989) en los

10° N, 78° W. y empleando la relación de IDA (1983) para maremotos le han asignado una magnitud $M_s = 7.8 - 8.0$.

Los daños más severos fueron reportados en la costa caribeña del país. Desde la Ciudad de Colón se reportó lo siguiente: "*Se notan grandes averías en las casa de materiales, hasta el punto de quedar algunas inservibles, como tambien en muchas de madera*" (A. N. P., 1882a).

"...*las personas que trataron de caminar perdieron el equilibrio.*" (Nelson, 1971).

" *Muchos edificios se movieron levemente de sus fundaciones*" " *Dos personas han muerto, una de ellas fue aplastada por la caída de un techo.*" " *Muchas casas han sufrido severamente. Algunas se han desplomado.*" (Star & Herald, 1882a).

"*Las pesadas oficinas de la Compañía del Canal se han rajado grandemente y los empleados están mudando sus escritorios y pertenencias a otro edificio. El Hotel Internacional, uno de los edificios más grandes de Colón, fue dañado levemente.*" " *La estatua de bronce de Cristóbal Colón se movió de su pedestal de piedra unas cuatro pulgadas.*" " *La confusión de los habitantes de la ciudad, aumentó, con las voces de fuego, que a pocos instantes se daban...*" (Star & Herald, 1882b)

Sobre la población de Portobelo, en la costa arriba de Colón, sabemos que: "*...hubieron fuertes sacudidas, dando por resultado rajaduras en las paredes de la Iglesia, las ruinas de la Aduana i hendiduras en varias partes del piso de la poblacion.*" (A. N. P., 1882a). En el edificio de la Aduana "*la arquería de soportales que daba al mar y fragmentos de la pared se desplomaron*" (Dominguez, 1993).

Sobre la población de Donoso y otras localidades de la Costa Abajo de Colón informa el Prefecto de Colón (A. N. P., 1882a) lo siguiente: "*Pongo en conocimiento de U que como a las cuatro de la mañana del dia de hoi, ha tenido lugar en esta cabecera un terremoto, el cual ha causado muchos estragos a todos los mas de los habitantes, dejando sumamente en tierra once fuera de galeras, pero aunque dichas casas destruidas por el terremoto como la mia, nos cojieron a varios debajo, no nos ha causado daño personal, por el motivo que todas las mas de las casas*

caidas han quedado en hechura de tapón, pero si ha causado en los ajuales de las casas principalmente establecimientos."

"Tambien esta Alcaldía ha tenido conocimiento por un individuo que ha llegado aqui del Caserío de Río-Indio, que en ese caserío a resultado el mismo estrago, lo mismo que el caserío de Govea, pero que no ha resultado ningun daño personal a nadie. En el caserío de Río Indio jurisdiccion del Distrito de Chagres, he sabido ultimamente, que se destruyeron varias casas...."

En la población de Gatún " *Tres ranchos viejos sin valor se desplomaron.... Una viga de uno de ellos cayo sobre una pobre mujer que estaba duremiendo y la mató instantáneamente*" (Star & Herald,1882c).

En la población de Las Cruces, el ingeniero francés Canelle-Aillaud (1882) reportó que la iglesia "construida de mampostería y cubierta con techo pesado de tejas del país, quedo totalmente destruída". Igual mención hace el Star & Herald (1882b): "El terremoto destruyó la pequeña iglesia de La Cruces y destruyó unas pocas casas". De acuerdo a Nelson (1971) "Este último poblado no está muy lejos de una de las principales líneas férreas en el Istmo. Antes del terremoto, poseía una iglesia construida con rocas sólidas; el edificio literalmente cayó en pedazos. Ninguna pared de más de cuatro pies quedó intacta."

En la población de Gamboa, ubicada a mitad de camino entre las ciudades de Panamá y Colón: "la sensación experimentada por los empleados de la Compañía que descansaban en las casas del campamento, construidas de madera y sobre pilotes, fue comparada a la experimentada sobre un tren que se descarrila. El movimiento de traslación tenía la dirección suroeste. Se escuchó al mismo tiempo un rugido subterráneo que cesó enteramente con las oscilaciones." (De Lesseps, 1882).

Desde la ciudad de Panamá el diario El Cronista (1882), reporta: "Horrorozo temblor de tierra, la casa municipal sin fachada, el frontispicio de la Santa Iglesia Catedral sin coronamiento. Algunas víctimas, como \$200,000 en pérdidas, la vía ferrea interrumpida"

..... *"Edificios dañados que hemos podido averiguar hasta ahora: La casa municipal (fachada). Coronamiento de la Catedral, desplomada una de sus torres i cuarteados los arcos de las naves. La torre de la capilla de Malambo caída. Desplomada la torre de Santa Ana i destruido parte de su costado. Una parte de la Iglesia de San Miguel también derrumbada. Derrumbado el edificio del polvorín ya maltratado pero que habia sido a reparar. Las paredes del palacio presidencial cuarteadas. El antiguo Grand Hotel bastante deteriorado. La casa de los señores Piza C., ubicada en la carrera del Istmo arrojó grandes fragmentos de paredes laterales sobre las casa de las Sres Luis Mata Duran i Rafael Aispurri. La casa de fletes de Panama Rail Road Co. sufrió daños. Muchas casas de mampostería han sufrido daños..." .." 2 hombres muertos."*

En Bogotá, Colombia, El Diario de Cundinamarca (1882), reporta *"Se nos ha comunicado que el día 7 del presente, a las tres de la mañana hubo un fuerte terremoto en Panamá i Colón el cual causó en la primera de dichas ciudades el daño de ochenta casas i la portada de la Catedral, la pérdida de dos señoras i de seis millas de ferrocarril. En Colón fue mucho más fuerte: muchas casas caídas i siete vidas perdidas. Consternación en ambas ciudades"*.

Ramirez (1976) reproduce un informe, de un testigo del sismo, el cual fue publicado en el diario The Republican de Saint Louis, Missouri, Estados Unidos, el 16 de octubre de 1882 *"me dí un paseo por la Ciudad de Panamá y encontré, casi sin excepción, que todas las casas se habían más o menos arruinado". La pesadas tejas que caracterizaban los tejados de las casas de la Ciudad de Panamá "fueron arrojadas en todas direcciones como si la ciudad hubiera sido destejada por un viento fuerte. Las iglesias sufrieron más o menos, las cruces de la torres se rajaron, las campanas tocaron. Las ventanas se dañaron. Los nichos perdieron sus estatuas y las piedras de los pisos se levantaron en superficies disperejas como si fuera un campo de lava"...." El daño de la catedral fue mucho más extenso....algunos arcos se habían dañado, mientras que el techo se había arqueado peligrosamente"*.

Un ingeniero francés de la Compañía Universal del Canal Interoceánico, H. Cermeise (1886) narró lo siguiente: *"desde una esquina de la Plaza de San Francisco, se veían paredes*

agrietadas, balcones más o menos desplazados, pero ningún desplome"...."la Cámara de Representantes se desplomó..."....."...las maderas traqueaban, las paredes se rajaban, la braza se caía, la vajilla se estremecía en el armario y la gente llenó la plaza"....."Las sacudidas habían empezado primero debilmente, luego había ido encrescendo tanto que al final, en el momento cuando los techos se resquebrajaban y los bloques caían, todo el mundo estaba afuera."

En la Ciudad de Panamá: *"los daños a las casas privadas son innumerables,..." "La torre de la Iglesia de Malambo se ha desplomado y gran parte del techo de la Iglesia de Santa Ana se ha derrumbado....."*(Star & Herald, 1882a). Por su parte Fuchs (1883) informa que *"El 7 de setiembre a las 3:18 a.m. un gran terremoto en Panamá y dura casi sobre un minuto, cayeron tejas de los techos escombros llenaron las calles. Hubo grandes daños en la Catedral. El Cabildo perdió su fachada y hubo varios muertos."...." Las más gruesas murallas se rajaron y muchas se cayeron. " Se sintieron sacudidas más débiles a las 5:20 a.m. Hubo uno a las 11:20 a.m. y en la tarde a las 2:15 p.m. y 4:19 p.m. y estos continuaron en la noche a través de los cuales otras ruinas más se cayeron. Las sacudidas también se sintieron en los barcos de los puertos y se pensó que algunos se agrietaron. Se sintió el terremoto en la islas de la bahía y se rompió el cable de la Indias Occidentales. La línea del ferrocarril sufrió fuertes daños.. las sacudidas vinieron del NE al SW y aparentemente no ha habido anteriormente un terremoto con tal fuerza. En Aspinwall fueron destruidos los depósitos del ferrocarril y aparentemente en los lugares del interior del país se sintió."*

"A lo largo de toda la línea del tren el sismo se sintio con severidad. En Emperador, Gatún, Matachín y todas las estaciones del canal este causó gran alarma."
" El tren de Panamá para antes del puente de Bailamono y los pasajeros y el equipaje son transferidos 8 millas de camino hasta Bohío Soldado-el punto más lejano al cual puede llegar el tren de Colón."

"El telégrafo estuvo fuera de servicio durante las primeras horas del día, pero la comunicación se restableció alrededor de las 4:00 p.m." (Star & herald, 1882a)Nelson (1971), quien era un médico canadiense de la compañía del canal que vivio en Panamá varios años y además era

corresponsal de diarios de Toronto, Canadá, ofrece la siguiente descripción " *Mi tina de baño parcialmente llena la noche anterior, había derramado parte del agua en el piso,..*"...*"se rajaron los cielos rasos y las divisiones, y en algunos lugares se desprendieron..... las tejas del techo caían como lluvia....."*...*" Desde la ciudad de Colón hasta la Baila Mona, el ferrocarril de Panamá quedó casi inservible. En algunos lugares, la cama de la vía se hundió. En otros, se salió totalmente de la línea, y en el mismo estado se encontraban unas veintidos millas. El puente, demás de seiscientos pies de largo, en Barbacoas, se salió ligeramente de su línea. Después supimos que en una pequeña aldea, entre Colón y Panamá, se perdieron varias vidas...."*...*"Me dijo el Sr. Burn....., que estaba recolectando metales en las colinas entre Colón y Panamá, que en su campamento los hombres se cayeron de sus pies y que una mula se cayó y rodó varias veces."*

Desde la Isla de Taboga se informó: *"Se puede hoy Ciudadano Gobernador dar gracias a el onipotente, de que dicho movimiento no ha causado destrago en los edificios ni en propiedades raizzes de este distrito solamente emos resivido el destrajo de la Iglesia que pondré a Ud de manifiesto -1- Asido desaplomado el mojinete que da al sueste que abierto, fuera del techo sincos pulgadas ese mojinete es, donde queda edificado el altar mayor. 2-el cuapro de pasoz que queda al noreste á quedado sumido para dentro 3-el techo que queda para el sud-este está metido para dentro i la pisa que queda sobre la parez, donde muere la mareda que sostiene el techo, en parte, á quedado fuera de ella nuestra Iglesia estaba adornada con conchas madre perla todo el frente i los cotados,i con el movimiento todas sean casido..."*(A. N. P., 1882b).

Desde Arraijan, 20 km al oeste de la ciudad de Panamá se reporta *"..., que no se ha visto ni se ha oido decir ante los antecesores de esta población otro movimiento mas tenible que este aunque no ha causado daños por ser las casas no como las de la capital que son de cimento y se desploman y las que estan son de paja y no hubo tanto riesgo."* (A. N. P, 1882c)

Desde La Chorrera, 30 km al oeste de la ciudad de Panamá sufrió daños de consideración: *"La Chorrera ha sido muy desafortunada. La iglesia y el cementerio son una masa de ruinas y*

numerosas casas se han desplomado. Una panadería se incendió y las casas adyacentes fueron totalmente consumidas por el fuego." (Star & Herald, 1882a).

En la Isla de San Miguel, localizada en el Golfo de Panamá y unos 40 km al SSE de Panamá el alcalde reportó que: *"Después de los daños causados en la Iglesia y en la casa del que suscribe por el sacudimiento del 7, no ha ocurrido nada más que el pánico que se ha apoderado de la mayor parte de los habitantes..." (A. N. P., 1882d).*

Un despacho desde Chepigana, Darién, cerca de la frontera con Colombia, dice lo siguiente: *" felizmente como la propiedad raíz es en todos estos pueblos de material sencillo no hubo perdida ninguna considerable, pero sino hay ninguna casa que no haya sido desplomada....." Con respecto a otras aldeas continua el informe " no ha habido daño que lamentar de consideración, si se exceptua que los establecimientos mercantiles perdieron en gran parte de la loza y licores que tenían en armarios.." (A. N. P., 1882e).*

En San Carlos, a unos 100 km al oeste de Panamá el evento: *"se sintió aquí, pero que, afortunadamente, no ha causado ninguna desgracia" (A. N. P., 1882f).*

Desde Natá, en la provincia de Coclé y al suroeste de la Ciudad de Panamá se informa: *"no hubo que lamentar ninguna desgracia. Algunos edificios sufrieron en los techos pequeñas descomposturas por consecuencia de haberse corrido tejas; un pilarillo de la torre de las cuatro exterior vino abajo. Este fenómeno repitió tres veces con intervalos de un minuto, de uno a otro....En los demás distritos se sintió a la misma hora....en Aguadulce, Ola, La Pintada fue leve, no sucediendo lo mismo en Anton i Penonome, pues en Anton se desplomó un costado de la casa del Señor Gerónimo Almillategui que es de adobe i cayó como la tercera parte en el techo de la que no habitaba el Señor José Rangel a tiempo que este caballero habría la puerta para salir. En el resto solo hibieron pequeñas perdidas en los techos de las habitaciones"....."En Penonomé fue tal el espresado sacudimiento que causó varios daños. La torre de la iglesia que había*

acabado de fabricar, se cuarteo lo mismo que el templo, las casas de los señores Josefa i Rita Herrera vinieron abajo i otras sufrieron también daño de significación....."...la población abandonando sus hogares." (A. N. P., 1882g).

En Chitré, en la península de Azuero, el informa que: "*hemos recibido cartas de los pueblos de La Villa, Chitré, Macaracas y Natá, todas en este Estado, anunciando que varios temblores han sido sentidos, pero que el material del cual estan hechas las casas- bambú y adobe - resistieron los movimientos y no han sufrido ningún daño*" (Star & Herald, 1882b).

Desde la Villa de Los Santos, también en Azuero y cercana a Chitré reportan: "*las campanas de la iglesia sonaron varias veces*". (Star & Herald, 1882b) y también se informa que: "*En este departamento no ha causado el temblor del dia 7 daños de ninguna clase, aun cuando se sintió bastante fuerte en todos los distritos....tenía dirección norte a sur, i el movimiento fue misto de oscilación i trepidación.*" (A. N. P., 1882h)

Desde David, provincia de Chiriquí, cerca de la frontera con Costa Rica se informa que: "Aquel temblor....*fue de oscilacion,...de Ocsidente a Oriente. Aquí no tenemos nada que lamentar daños de ninguna especie, á causa de que el movimiento, fue bastante suave.....el temblor en referencia, ha tenido lugar en todo el departamento,.....pero sin que halla motivo para lamentar daño alguno, como antes se ha dicho.*" (A. N. P., 1882i)

En Colombia en la región del Atrato fronteriza con Panamá, Montessus De Ballore (1886) informa que: "*los temblores de tierra y los retumbos fueron tan numerosos y frecuentes que hicieron huir a los habitantes de la región..... En Turbo, en el Golfo de Urabá...esta localidad ha sufrido mucho*" y en Cartagena de Indias, en la costa Caribe de Colombia "*el temblor fue sentido pero no hubo daños.*" (El Cronista, 1882b).

Efectos Geológicos. La licuación del terreno y los deslizamientos causados por el terremoto se dieron en grandes extensiones en las playas y riveras de los ríos, especialmente en las provincias

de Colón y Panamá y la región del río Atrato en la República de Colombia. A continuación incluimos algunas descripciones:

En la Ciudad de Colón, en el Caribe: "*En la calle del "Tren" desde la casa de Boston Ju C, hasta la oficina del ferrocarril se formaron grandes grietas, pero es de advertirse que el trayecto hundido es la parte quizá menos firme de la poblacion.*" (A. N. P., 1882a). "*Todo el relleno entre el puerto y la laguna esta agrietado en numerosas partes.*" (Star & Herald, 1882b). "*..los daños a largo de la vía del ferrocarril han sido más marcados. Los terraplenes de piedra de los puentes se han rajado y desplomado y la tierra se ha hundido en media docena de sitios.*" (Star & Herald, 1882a) "*Hubo muchos derrumbes.....*" "*Se trabajó constantemente durante una semana para que el tren pudiera volver a funcionar. Las comunicaciones por cable con Jamaica y con los Estados Unidos se reanudaron después de un mes.*" (Mc Cullog, 1979).

En la costa abajo de Colón se observo que en Donoso "*todas las mas partes del pueblo grietas hasta el anchor de dos cuartas fuera de las partes que han quedado en hechura de crateres de donde se veían salir gorgollones de agua que se elevaban casi del alto de una casa.*" (A. N. P., 1882a).*....*" "*Entre Gavilán y Punta Mala, en las cercanias de esta ciudad, se ha abierto una gran grieta de 10 m de ancho*" (Star & Herald, 1882a). En Río Indio, también en la costa abajo de Colón: "*dos lagunas de agua dulce inmediatas a la costa del mar fueron secas inmediatamente, viniendo a formarse en ellas especies de islas de arena.*" (A. N. P., 1882a)

Entre la desembocadura del río Chagres y el alto Chilibre "*se han encontrado anchas grietas a lo largo de las orillas terrosas del Chagres y más especialmente en los lugares escarpados*" (Canelle-Aillaud, 1882). "*Las supuestas grietas profundas del suelo son simple fisuras en los límites cenagosos de los cursos de agua, con una decena de metros de largo cuando más y que no excedían jamás en profundidad a los ríos, ni el ancho máximo a 0.10 m.*" (De Lesseps, 1882) En la isla de Taboga, situada en el Golfo de Panamá y a 10 km al SW de la Ciudad de Panamá "*parte de un importante desfiladero cayó al mar.*" (Nelson, 1971)

En la región del Río Atrato, en Colombia " *se formó un nuevo cráter cerca de Río Sucio y a 40 millas del Atlántico..... y se produjo una erupción de arena y cenizas..... En Turbo, sobre el Golfo de Urabá, surgió una fuente hidrotermal e inundó todas las calles de esta localidad.*" (Montessus de Ballore, 1886)

El Tsunami. Este evento causó un tsunami o maremoto de tipo local el cual afectó las costas noreste de Panamá y del Golfo de Urabá en Colombia con olas de hasta por lo menos 3.0 m de altura. Estas olas inundaron la mayoría de las islas del Archipiélago de San Blas, muchas de las cuales permanecieron sumergidas por varios minutos.

Sobre este tsunami Nelson (1971) nos informa que:"*En ese tiempo la Compañía del Canal de Panamá tenía un mareógrafo en Colón y se registró algo así como un maremoto, tal como lo indicaron los trazos perpendiculares hechos por el aparato.*" "*...un mes después de los hechos cuando recibimos información en el Istmo, de que un enorme maremoto destruyó algunas de las islas en lado del Atlántico, en la vecindad del Golfo de Darién; arrasó con ellas y se llevó ranchos y habitantes; unas sesenta y cinco personas perecieron.*"

"*Un indígena....proporcionó al Gobernador Borbúa con información interesante de un maremoto que asoló las costas de San Blas el 7 del mes pasado. Del relato...parece que la marea se alejó una gran distancia y que al volver barrió las villas construidas en las playas de las diferentes islas y en tierra firme. La retirada y vuelta del mar ocurrió cuatro veces...y el daño mayor fue causado por la tercera ola. Las villas de Río Coco, Isla Paloma, Napacandí, en las islas del mismo nombre fueron barridas y más de cuarenta personas se ahogaron. En Playón Grande, todas las casas fueron barridas, pero sólo dos personas se ahogaron. Playón Chico, que está cerca también sufrió. Todas las cosechas almacenadas en Río Mono fueron barridas, pero no se perdieron vidas. La mayor pérdida de cosechas ocurrió en la isla de Aguilicandí.....Dieciseis personas perdieron la vida allí y varios miles de dólares en mercaderías importadas fueron tragados por el mar. Los poblados de Río Banana y Mosquito*

también fueron inundados, la gente ha quedado desamparada, sin casas y sus pertenencias destruídas." (Star & Herald, 1882e)

El efecto del tsunami fue observado en escala menor frente a las costas de la ciudad de Colón: *"El mar estaba inusitadamente tranquilo en Colón al momento del fuerte terremoto.." (Star & Herald, 1882b). Los barcos en la Bahía de Manzanillo " no experimentaron en absoluto ningún tipo de ola que tan frecuentemente acompañan este tipo de convulsiones poderosas." (Star & Herald, 1882c). " Aquí el mareógrafo acusó una perturbación bastante ligera de la marea: el oleaje subió y descendió precipitadamente en diversas ocasiones, dando la diferencia mayor en 0.62 m." (De Lesseps, 1882).*

"En Miguel de la Borda, a unas 35 millas de Colón, en la dirección de Bocas del Toro, la marea subió a una altura inusual e inundó algunas de las casas, las cuales están construidas sobre la playa casi al nivel del mar". (Star & Herald, 1882d)

Después de realizar entrevistas a los sahilas o caciques del archipiélago de San Blas o Kuna Yala, Castillo (1996), reporta: *"Entre 15 y 30 minutos después del sismo llegó la primera de cuatro gigantescas olas hacia la comarca. Estas olas inundaron la mayoría de las islas de Kuna Yala, muchas de las cuales permanecieron sumergidas por varios minutos, mientras, que otras islas/comunidades desaparecieron por el movimiento telúrico y se trasladaron a otras islas para formar nuevos poblados como los descendientes de Ailigandi y dad Nakued Dubpir, en el caso de esta última, fue arrasada 1/3 de la isla de su actual tamaño. Igualmente, en la isla de Guebdi (hoy Ukupsibu), sus pobladores emigraron a las isla de Wargandup (isla del tabaco) o Río Azúcar,.....muchos quedaron sin hogar, otros fueron a otros sitios distantes de la costa como Gannirdup y otros se fueron a vivir a Yanndup.*

El saila Dummad González relata: "en la madrugada empezó a crecer el mar. donde se escuchó un gran ruido dentro de la tierra y poco a poco la tierra empezó a temblar

rápidamente, como alguien remeciendo una hamaca, los padres decían: ¡ya estamos listos, vámonos!... muu daniii... (viene el maremotooo...), se caían las lámparas y los enseres que estaban en la mesa provocando grandes ruidos. al amanecer, los abuelos gateaban en el suelo. en los pozos salieron arroyos, en los postes salieron aguas. nadie pensaba en comer ni en tomar. las calles se parecían como si fueran corrientes de ríos. el agua sumergió hasta las rodillas. las sacudidas duraron por ocho días”

El que las olas asolaron principalmente la zona occidental y central del Archipiélago y las costas de la Comarca de San Blas, sugiere que las olas provenían del noroeste.

Réplicas. Las réplicas duraron varios días entre las principales tenemos las siguientes:

- **7 de septiembre de 1882, 5:00 a.m.:** " *El 7 la otra sacudida ocurrió tres cuartos de hora después de la primera.*" Sobre esta primera réplica Nelson (1886) nos dice: " *a la mañana siguiente como a las cinco hubo otro. Yo no me atreví a quedarme en el hotel ya que quedo bastante deteriorado. Los edificios más altos estaban virtualmente abandonados y todos los que pudieron salir de la ciudad se fueron al campo, a dormir bajo toldas o en cualquier otro sitio...*"
- **7 de septiembre de 1882, 9:30 a.m.:** " *ocurrió otra réplica que lanzó nuevamente todo el mundo a la calle.*"....." *Al día siguiente todos los que pudieron, se fueron a plantar sus tiendas en la sabana de los alrededores. La ciudad quedo desierta.*" " *Por diez días hubo réplicas.*"(Cermoise,1886).
- **7 de septiembre de 1882, 1:00 p.m.:** " *Otro temblor mucho más ligero fue sentido y durante la noche del mismo día dos evento mas fueron reportados.*" (Star & Herald, 1882b).
- **7 de septiembre de 1882, 11:30 p.m.:** " *un severo movimiento alarmó a toda la ciudad e hizo que la gente abandonara sus casas...*" (Star & Herald, 1882a)

- **8 de septiembre de 1882, 3:00 a.m.:** " a las 2:45 y a las 3:00 horas" (Montessus de Ballore, 1886).
- **8 de septiembre de 1882, 4:43 a.m.:** " *hubo otro violento estremecimiento y rápidamente nos vestimos y salimos a la calle.*"....."*Recogí datos durante los temblores. Después del quinto día no hubo ninguno fuerte, pero si unos cuantos pequeños. De ellos tengo notas y registros por docenas.*" (Nelson, 1886). Un despacho de Chepo, fechado el 25 de septiembre, informa"*Casi todos los días se han sentido aquí sacudidas mas o menos violentas, aunque de corta duración, que no han causado daños El movimiento ha sido oscilatorio procedente más o menos del N y en dirección de S a SE..... Anoche como a las doce hubo dos sacudimientos cuya duración sería de cuatro a cinco segundos y esta madrugada se sintió otro más leve.*" (A. N. P., 1882j)
- **27 de septiembre de 1882, 2:35 p.m.:** "*Temblor bien sensible, ruido subterráneo*" (A. N. P., 1882d)
- **28 de septiembre de 1882, 9:30 p.m.:** "*Fuerte movimiento o sacudimiento de tierra, sentido por todos a la mayor parte de los habitantes, ruido subterráneo como antes..... Todos los sacudimientos han sido oscilatorios..., el ruido o trueno subterráneo se ha oído desde el principio en esa misma dirección.*" (A. N. P., 1882d).
El día 30 de setiembre, desde Chepigana se informa que: "*Hasta el día 24 se han estado sintiendo movimientos pequeños, todos los días periódicamente... Desde hace días se ha sentido mas nada*"(A. N. P, 1882e).
- **29 de noviembre de 1882, 5:03:37 a.m.:** " *Observatorio del Ateneo Municipal de Panamá, ligero temblor de tierra....de N34°E a S35°W.*" (Montessus de Ballore, 1886).

Tipología de las Edificaciones. "*Pocas ciudades tan vecinas se podrían hallar como Colón y Panamá, que ostentan una disparidad tan considerable.....Allá casas provisionales de madera, almacenes vastos, calles anchas..., acá casonas antiguas y macizas de piedra, gran parte en ruinas, iglesias grandiosas, bastiones vetustos, callejones estrechos..."....." Las casas particulares intramuros están construidas en su total mayoría de piedra, a lo menos por lo que*

respecta al suelo, con dos o tres pisos de alto, de largo balcones corridos afuera" (Bovalius, 1972).

"Los obreros del Canal han estado menos espantados en sus barracas de madera, que nosotros en nuestras casas de arcilla y bloques". "Panamá como habia sido destruida por un incendio, una orden policial prohibia las construcciones de madera".

"Las casas estaban hechas mas que de bloque debilmente unidos".

" Es asombroso que los daños no hayan sido más graves en Panamá....., en donde las casas son por lo general mal construídas con materiales de mampostería y sin amarres que ligen sus paredes, y esto sin descartar un buen número de estas que han experimentado uno o dos incendios, y la serie de ellas que no han retocado sus paredes."

"El vasto hospital que la compañía acaba de construir en la vertiente este del cerro Ancón no ha experimentado ningún daño." (De Lesseps, 1882).

En la Figura 2.1, aparece la distribución de intensidades para este sismo.

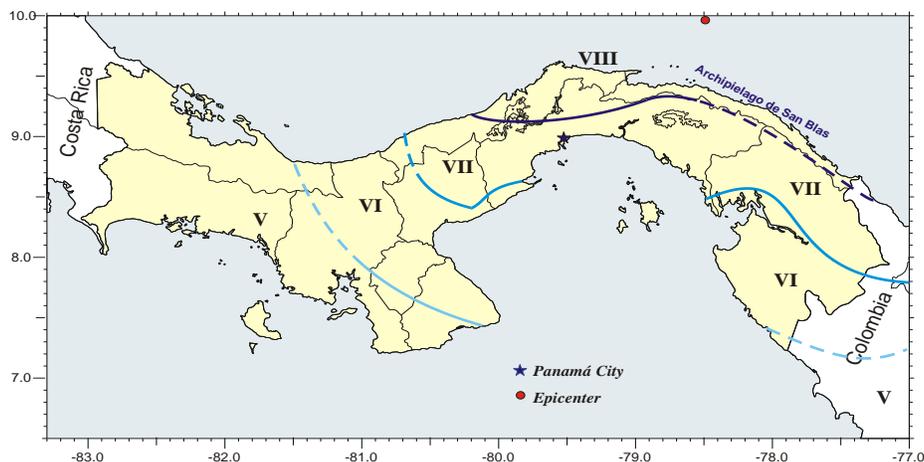


Figura 2.1. Mapa de distribución de intensidades del terremoto del 7 de septiembre de 1882

Parámetros Focales. Utilizando una intensidad epicentral estimada entre IX y X MM hemos empleado las formulas de atenuación de intensidades desarrollada para el Bloque de Panamá (Acres, 1982), estimando para este evento una magnitud de ondas superficiales $M_s = (7.7 \pm 0.2)$. Con base en los datos macrosísmicos y reportes como el siguiente: "*la primera sacudida y las más violenta ocurrió el 7 de septiembre a las 3:10 a.m. Ella era ondulatoria con dirección NE al SW*" (Montessus de Ballore, 1886), hemos asignado para este evento un epicentro con las coordenadas 10° N y 79° W. La profundidad de este evento podría considerarse superficial a intermedio, esto basándonos en la cantidad de réplicas sentidas por la población, por espacio de alrededor de 10 días.

5 de febrero de 1883, (10:30 a.m.).

En los archivos de la época se reporta lo siguiente: "Hoy a las 10:20 a.m. ocurrió un sismo que alarmó a la población que salió apresuradamente de sus casas en busca de refugio en las calles y plazas de la ciudad "(A.N.P., 1883).

Un despacho periodístico desde la Ciudad de Colón, a 80 km al NNW de la Ciudad de Panamá y fechado el 6 de febrero reporta: "*A sharp earthquake was felt at this city at 10:30 a.m. yesterday. It was felt over all part of the Isthmus with which communication has yet been had. no damage whatever is known to have ben done, except that the northern section of the Central and South American Company's cable has ceased to work 90 miles from here.*" (The New York Times, 1883).

Desde la ciudad de Panamá se reporta: "*The earthquake felt on the city on the 5th instant, was also felt in other parts of the Isthmus. Letters from the Darien report that the different shocks were also experienced there.*" (Star & Herald, 1883).

5 de noviembre de 1884, (11:30 p.m.)

"*Destructive earthquake with churches, public buildings and homes overthrown. Damage estimated \$250,000 to \$400,00*" (de Ballore, 1888; Leeds, 1978).

“ A very slight earthquake shock was felt in this city at about 11:30 p.m. on the 5th instant. The motion was also noticed in Colon and at various places along the line.” (Star & Herald, 1884).

De 1900 hasta 1909 los sismografos instalados por los franceses registraron algo de sismicidad *“There is a record of eleven shocks from 1900 to 1904 and from 1906 to 1909 the old French seismographs recorded twenty eight minor disturbances.”* (The New York Times, 1931a).

“Lord Mallet, British consul at Panama City used to write letters to Nature reporting felt earthquakes in Panama for several years, at the beginning of the XX Century. In December 1908 two new Bosch Omori seismographs of 100 k, each, were installed at the Canal Zone. (The New York Times, 1931b).

30 de septiembre de 1909. (08:02 a.m., Ms6.0).

“Seismic disturbance were recorded on the instruments at Ancon observatory on August 28 and 30. On the 28th; four distinct shocks were recorded, all of minor intensity, the first occurring about 11 a.m., and the last, at a little past 5 p.m.; none of these being accompanied by any preliminary tremors.

This disturbance was felt by many persons at various points in the zone, and almost immediate inquiries were made from Ancon, Alahuela and Gatun. At the latter place, the clock in the fluviograph station was stopped, presumably by the disturbance.

No building in Panama or Colon, or in the Canal Zone villages was damaged by the earthquake.. (Canal Record, 1909).

"Pens thrown off. Felt in Balboa Heights Panama and Nombre de Dios".(BHP, 1909).
“The quake was also felt at Aguadulce, in Cocle Province, and at Pacora, Province of Panama, points more than 100 miles apart. In Colon the shock was slight and no damage was done (New York Times, 1909).

“The quake was also felt at Aguadulce, in Cocle Province, and at Pacora, Province of Panama, points more than 100 miles apart. In Colon the shock was slight and no damage was done “(New York Times, 1909).

The administration buildings of both the government and the Commission here and at Ancon were so severely shaken, that the clerks left their desks hurriedly for the street. They soon returned when, however, it was seen no damage has been done and the first shock was not followed by a second.” (Los Angeles Times, 1909).

1914, 27 de mayo, (10:28 p.m., 9.78°N, 77.88°W, h= 11 km, Ms7.2PAS).

Según el boletín de BHP este sismo ocurrió a 130 km al NE de ciudad de Panamá. Igualmente (Gutenberg y Richter, 1954) localizaron este sismo cerca de las costas de San Blas en las coordenadas 9° N and 78° W con una profundidad de 70 km y una magnitud Ms = 7.2 (Gutenberg y Richter, 1954). A este sismo le asignamos una intensidad de VI MM en Ciudad de Panamá, asimismo empleando lecturas de boletines sísmicos a nivel mundial lo hemos relocalizado en las coordenadas 9.78° N, 77.88° W, con una profundidad de 11 km. Algunos de los efectos macrosimicos reportados por los diarios son los siguientes:

“This strong event shook the terminal cities of Panama and Colon. In both cities, people fled to the streets—“Damage was generally slight, consisting of cracks to walls in the Panama Canal Administration Building

“The earthquake of September 1882, which many people still living in this city remember, was much shorter than yesterdays shock.Many people left the city to spend the evening at Las Sabanas. People left theaters and buildings filling plazas and streets. Many wearing only their underwears” (El Diario de Panamá, 1914).

29 de marzo de 1916, (05:00 a.m.)

Este sismo fue localizado a 100 km al SW de la ciudad de Panamá (BHP, 1916) y los diarios reportaron lo siguiente:

“Two earthquake shocks occurred here today, one at 5 o’clock this morning, and the other this afternoon. No damage resulted....Most of the Isthmian population was awakened by the disturbance.There were numerous tremors during the day, but light an extremely slight shock last Monday, were barely noticeable.” (New York Times, 1916).

17 de octubre de 1921, (01:36 a.m., Ms 5.2).

Este sismo causó derrumbes en la zona montañosa de Pacora, al noreste de la Ciudad de Panamá.

“Esta mañana se sintió un fuerte temblor en el Istmo. En algunos casos fueron despertadas personas que dormían. Comenzo a las 06:36 y término a las 6:40. Fue clasificado con intensidad IV (R.F.) y esta centralizado al oeste, como a 70 millas de distancia. No se reportaron daños.” (B.H.P., 1921).

“Campesinos de la región de Pacora, atemorizados por ruidos procedentes de un cerro elevado, huyen a Panama para estar seguros. Se reporta que la parte superior de la monta ha desaparecido” (Star & Herald, 1921).

7 de marzo de 1930, (10:45 p.m., 9.67° N, 78.83° W, Ms6.2).

Este sismo fue ubicado mar afuera por Gutenberg y Richter (1954) en las coordenadas 9.67 N, 78.83W y una profundidad de 30 km. Empleando las lecturas de boletines de observatorios a nivel mundial hemos reubicado este sismo en las coordenadas 9.4° N, 79.35°, con una profundidad de 71 km y una intensidad de V MM en Ciudad de Panamá. Los diarios reportaron lo siguiente:

“This event was strongly felt in the cities of Colon and Panama where people fled into the streets” (Star & Herald, 1930).

“Some cracks opened in the Administration Building of the Panama Canal Company at Balboa” (BHP, 1930a).

30 de julio de 1930, (1:53 p.m., Ms 5.4).

Este sismo fue sentido en las ciudades de Panamá y Colón con intensidad de VI MM y originado tal vez por una falla al oeste de Ciudad de Panama. Los periódicos reportan: *“Two severe earthquake shocks here today shook buildings and caused some fright, but no extensive damage. The first shock occurred at 1:53 p.m. and was followed almost immediately by a second and more severe shock.....The disturbance probably was in a known fault southwestward of B.H.P”* (New York Times, 1930).

“La intensidad asignada a este sismo fue de VI R.F. igual a la registrada en el movimiento ocurrido el viernes 7 de marzo, que como es sabido, causó varios desperfectos en varios edificios de las ciudades terminales y mayores aún en algunos de la Zona del Canal.

La sacudida vino acompañada de ruidos subterráneos y un gran número de vibraciones.....De tal intensidad resulto el movimiento que del instrumento del sismómetro saltaron dos de las agujas registradoras.

El edificio de la Administracion del canal en Balboa sufrió rajaduras. Se cree que el centro del temblor esta a 50 millas de Balboa” (Diario de Panamá, 1930).

30 de noviembre de 1935, (08:39 a.m., 9.4° N, 80.1°W, h=40 km, Mw6.4)

Este sismo fue localizado por Gutenberg and Richter (1954) en las coordenadas at 10.00N 79.25W, con una profundidad de 35km y una magnitud de Ms 6.2. Empleando lecturas de boletines sismicos a nivel mundial hemos relocalizado este sismo en las coordenadas 9.4° N, 80.1°W, h=40 km, y empleando sismogramas históricos digitalizados obtuvimos una magnitud Mw6.4. Los reportes de periódicos de la época nos informan lo siguiente:

“Eighteen earthquakes were recorded on the seismograph at the Administration Building, Balboa Heights between the hours of 10:40 p.m. Friday and 8 a.m. Saturday, according to information released yesterday. Because no damage has been reported locally it is believed that the actual center of the quakes was some point at the jungle or at the sea.

The greatest shock occurred at 10:40 p.m. Friday and continued until 11:09 p.m. It is believed to have consisted of two distinct shocks. The approximate to the epicenter was about 60 miles direction unknown and intensities IV-V MMthe maximum amplitude of the wave on the local Wood-Anderson instrument was 23 mm.

Although several block walls at both sides of the Isthmus were cracked by the quakes and although many persons reported the displacing of dishes, furniture and the like no material damage was reported.”(Star & Herald, 1935).

6 de mayo de 1936, (3:21 a.m.)

El tiempo de S-P reportado por BHP sugiere que este sismo se originó a 80 km, de la Ciudad de Panamá con una intensidad de IV-V MM. *“The first preliminary tremor arrived at 8:21:16 GMT, although the main phases of the quake were indistinguishable due to the rapidity of the motion, the record indicates that the epicenter...was from a southerly direction. This shock alarmed many people in the Republic of Panama and the Canal Zone, being accompanied by a loud roar or rumble, a phenomenon common to most earthquakes in the vicinity of the epicenter. With the exception of small cracks in structures and the loosening of some tiles no damages were reported” (BHP, 1936)*

“Windows and shutters rattled, women screamed, strong men were frightened, dogs hysterically howled as one of the worse local seismic disturbances in many years shook the isthmus...”

“Crowds gathered in streets and plazas”.....”The disturbances was slightly felt at Punta Mala. People of Chame and San Carlos also felt the shock, but it was not felt at Chepo, about 40 miles to the eastward of Panama City” (Star & Herald, 1936).

28 de noviembre de 1939, (9:10 p.m.).

Este sismo se ubicó a 88 km de La Ciudad de Panamá, se presume que en dirección SW y el Wood Anderson registró una amplitud máxima de 60.0 mm (B.H.P, 1939). Los periódicos de la época reportan lo siguiente: *“Hundreds of residents of the Pacific side were startled early*

Monday night by an earthquake of moderate intensity.....The intensity of the quake was between III-IV MM..” (Star & Herald, 1939).

5 de julio de 1945, (11:11 a.m.)

Este parece ser un sismo local, ya que solo se sintió en Colón y alrededores, en el lado Atlántico de la Zona del Canal de Panamá. En una carta se reporta de un sismo que se ha sentido en la mañana: *“In club house seated, at rest, reinforced concrete building. Shock of uniform intensity for 5 seconds- hatrack vibrated slightly-some chandeliers swung slightly. In Colon in reinforced concrete building porch screens vibrated violently, celotex ceiling vibrated audibly and alarmingly. In Coco Solito in frame building with concrete piers saw door sway and knock against the wall.. In Colon in reinforced concrete building people became alarmed and ran about excitedly.” (B.H.P., 1945).*

9 de noviembre de 1947 (05:08 a.m.).

En un memorando al Jefe de Hidrografía del Canal de Panamá se informa: *“This shock was felt by many residents of the Canal Zone on both sides of the Isthmus, and some were awakened from sleep ...The distance has been estimated at 50 miles from Balboa Heights with the direction unknown.... This shook seems to have been felt at about the same intensity on both sides of the Isthmus.” (B. H. P., 1947).*

20 de enero de 1953, (5:45 a.m.).

Este sismo fue sentido en ambas vertientes de la zona interoceánica. Los periódicos informan: *“Uno de los temblores de origen local más fuertes que se hayan sentido en Panamá fue le que sacudió a la ciudad y aledños alas 5:45 de la madrugada (La Hora, 1953). El sismo fue de intensidad IV MM y su epicentro se estima a unas 40 millas de esta capital. En la ciudad Atlántica también se sintió el temblor muy fuertemente, pero ni acá ni allá ha habido desgracias que lamentar.”*

“El sismólogo del Canal de Panamá declaró que el epicentro del terremoto se hallaba situado a 65 kilómetros de Balboa, probablemente en dirección norte.” (La Estrella de Panamá, 1953). Un sismo a esa distancia de Balboa y en dirección norte sugiere el origen de este sismo en una falla local.

Desde Colón, en el Caribe y a 80 km al NNW de la Ciudad de Panamá se informa: *“los empleados de la Zona del Canal que se dirigían a sus trabajos a esas horas regresaron a sus hogares para cerciorarse que sus familiares y hogares estaban bien”* (La Nación, 1953).

16 de agosto de 1957, (3:30 a.m.).

Este sismo parece haberse originado en la falla Las Perlas en el Golfo de Panamá. Sobre este sismo los diarios informan: *“Un temblor de tierra originado en el fondo del mar en el área de las islas de Las Perlas sacudió anoche al Istmo a las 3:30 de la madrugada causando pánico en distintas áreas de esta ciudad, pero sin causar daños materiales. El temblor fue clasificado en la estación meteorológica de Balboa como de intensidad IV MM.....En algunas secciones de la ciudad los habitantes abandonaron las casas asustados por tan inusitado fenómeno..”* (La Estrella de Panamá, 1957).

19 de enero de 1960, (2:31 p.m.).

Desde la ciudad de Panamá se reporta: *“Un breve pero fuerte temblor estremeció el Istmo a las 2:31 de la tarde de ayer. Se calcula que epicentro esta a 120 millas a noreste de Balboa y 35 millas mar afuera al norte de Nombre de Dios..... Considerado como de intensidad III MM, este sismo fue sentido por la mayoría de los residentes de esta ciudad.”* (La Estrella de Panamá, 1960).

El diario en inglés de Star & Herald (1960) informa: *“The solid old Balbao Heights Administration building creaked and and groaned Monday afternoon as a sharp earthquake shook the Isthmus at 2:31 p.m.”.*

20 de enero de 1971, (11:45 p.m., 8.830°N, 79.096°W, h=7.8 km, Ms5.6BRK)

Este sismo, que se conoce como el sismo de Pelé, porque ocurrió a los pocos minutos de finalizado su juego de exhibición, fue localizado el USGS en las coordenadas 8.7 °N, 79.22°W con una profundidad de 35 km. El mismo causó daños en el hospital Gorgas, en Balboa, que era el principal del Comando Sur del Ejército de los Estados Unidos y por este motivo su cuerpo de ingenieros construyó dos enormes estructuras con amortiguadores a ambos lados del edificio. Este sismo también es importante porque por su causa los ingenieros civiles empezaron a tomar en cuenta los sismos al momento de diseñar estructuras en Panamá y se dio inicio a la redacción del Reglamento Estructural Panameño (REP).

Sobre este sismo se reporta: *“Los residentes de la ciudad de Panamá saltaron presas de pánico de sus camas. Se rajaron paredes, vidrieras de almacenes y ventanales de vidrio se rompieron, hubo fugas de tuberías de agua rotas y el fluido eléctrico se suspendió”* (Acres, 1982). *“La gente permaneció fuera de sus casas hasta la madrugada”* (Leeds, 1978).

Este sismo lo hemos relocalizado en las coordenadas siguientes: 8.830°N, 79.096°W y con una profundidad de 7.8 km. El ISC estimó una intensidad en Ciudad de Panamá de VII MM.

La estación BHP registró 30 réplicas en un lapso de quince días, de las cuales 5 fueron sentidas por la población. Estudiando reportes de periódicos (El Panamá América, 1971; La Hora, 1971; La Estrella de Panamá, 1971; El Matutino, 1971 y La Crítica, 1971) se elaboró la Tabla 2.1 en donde aparecen las intensidades observadas alrededor del Golfo de Panamá y en la Figura 2.2 el mapa de isointensidades correspondiente.

Tabla 2.1. Reportes de Intensidades según localidades alrededor del Golfo de Panamá para el sismo del 20 de enero de 1971

Nombre del sitio, Provincia	Lat.	Long.	I (MM).
Ciudad de Panamá, Panamá	8 58' 38.2"	79 31' 54.5"	VII
San Miguel, Golfo de Panamá	8 27' 00.0"	78 56' 02.7"	VI
Tocumen, Panamá	9 07' 54.5"	79 21' 32.7"	V
Cañita, Panamá	9 11' 27.3"	78 52' 05.5"	IV
Colón, Colón	9 21' 05.0"	79 54' 00.0"	IV
Bique, Panamá	8 53' 27.3"	79 39' 00.0"	V
La Chorrera, Panamá	8 52' 54.5"	79 46' 55.0"	V
Chame, Panamá	8 34' 38.2"	79 53' 10.9"	IV - V
El Valle, Coclé	8 36' 08.2"	80 07' 30.0"	IV
Chitré, Herrera	7 57' 32.7"	80 25' 54.5"	III - IV
Guararé, Los Santos	7 49' 05.5"	80 16' 54.5"	III - IV

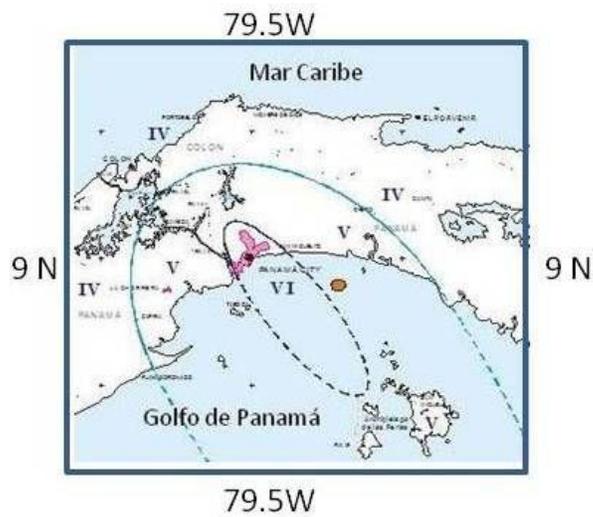


Figura 2.2. Distribución de intensidades del sismo de 1971.

26 de febrero de 2000, (11:45 p.m., 8.7 °N, 79.22°W, h= 60 km, M_w 6.1)

Este sismo con un mecanismo focal de tipo normal y una profundidad de 60 km ocurrió cerca del mediodía a 110 km al NNE de la Ciudad de Panamá. Muchas personas se tiraron a las calles. Se observaron daños no estructurales en el Archipiélago de San Blas.

Este sismo se sintió fuerte en Ciudad de Panamá, especialmente en los edificios altos, donde se reportaron caída de cielos rasos y destrucción de contenido causando pánico y alarma en la población. Se reportaron daños en estructuras mal construidas o precarias: como caída parcial de paredes y rajaduras importantes. En la figura 2.3 ae muestra la distribución de las intensidades para este sismo.

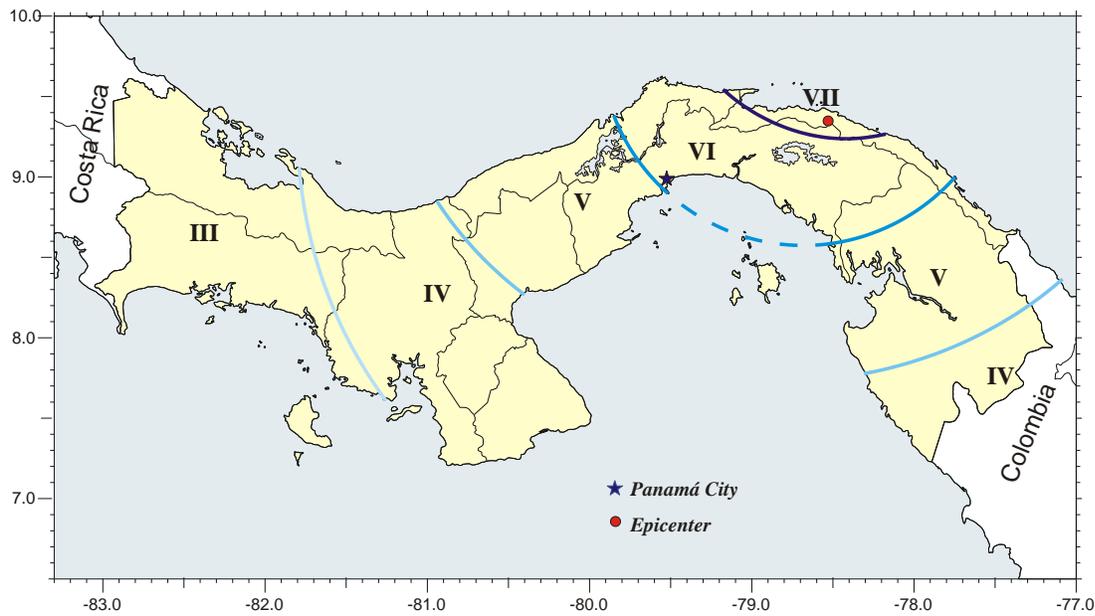


Figura 2.3. Distribución de intensidades para el sismo del 26 de febrero de 2000.

16 de marzo de 2002, (4:52 p.m., 9° N, 78.97°W, h=10 km, M_w5.1)

Este sismo ocurrió a 62 km al este de Ciudad de Panamá, en la falla Bayano, muy cerca de la hidroeléctrica del mismo nombre. Antes del evento principal se registró un precursor. El mecanismo focal de este sismo es del tipo lateral izquierdo con una componente normal y se originó en una falla local al Este de Ciudad de Panamá.

13 de agosto de 2003, (3:29 a.m., h=40 km, M_w5.3).

Este sismo tiene un mecanismo de tipo inverso y por su profundidad se puede considerar un sismo intermedio.

“El epicentro de este sismo esta en el mar Caribe a 10 km al norte de la ciudad de Colón. Tres casas de madera en mal estado de conservación se desplomaron y 7 más estan abandonadas para su demolición, lo que causó 340 damnificados. La gente entro en pánico pero no hubo interrupcion de las comunicaciones ni los servicios básicos. Después del sismo principal han ocurrido 9 réplicas. En la Zona Libre de Colón se reportan daños en edificios comerciales y bodegas. El edificio de la Cruz Roja en Colón sufrió daños.” (Cruz Roja Internacional, 2003)..

CAPÍTULO 3

LA AMENAZA SÍSMICA Y SU EVALUACIÓN PROBABILISTA

3.1 LA AMENAZA SISMICA.

Al nivel probable de movimiento fuerte del terreno asociado con la recurrencia de sismos se le conoce como peligro o amenaza sísmica. El conocimiento de la amenaza sísmica es el paso inicial para la evaluación del riesgo sísmico, el cual se obtiene combinando el peligro sísmico con la vulnerabilidad estructural de las edificaciones.

Varias revisiones sobre la evaluación del peligro o amenaza sísmica han sido publicadas en libros y revistas especializadas (National Research Council, 1988; Reiter 1990; Aki e Irikura, 1991; McGuire, 1993; Kramer, 1996; Sommerville, 1996; Musson *et al.*, 2001; Savy *et al.*, 2002 Gupta, 2002; Oliveira y Campos-Costa, 2006; Abrahamson, 2006; Baker, 2008).

Inicialmente los métodos propuestos para evaluar la amenaza sísmica eran de tipo determinista: Richter (1959) y Medvedev (1968) entre otros. Posteriormente, gracias a los trabajos de Esteva (1967) y Cornell (1969) surgieron los métodos probabilistas (McGuire, 2008). En estos se calculan las probabilidades anuales de excedencia de la aceleración del terreno, que generalmente es la aceleración máxima o PGA (McGuire, 1993)

Al obtenerse las leyes de atenuación de la aceleración del terreno para parámetros espectrales el siguiente paso, en la evaluación de la amenaza sísmica, fue generar espectros de amenaza uniforme (UHS, por sus siglas en inglés). Estos son espectros de diseño que poseen una misma probabilidad de excedencia para todos los periodos de vibración estructural (Trifunac *et al.*, 1987; Kramer, 1996). Los métodos probabilistas han logrado un alto grado de refinación al incorporar el juicio de expertos que pretenden disminuir el grado de incertidumbre en las estimaciones de amenaza (Budnitz *et al.*, 1997).

Últimamente se han sugerido evaluaciones de la amenaza combinándose probabilidades anuales de excedencia con aspectos deterministas, con el propósito de proporcionar un escenario de diseño (McGuire, 2001; Krinitzky, 2003).

Los métodos determinísticos y probabilistas pueden complementarse y proporcionar resultados adecuados si se aplican correctamente (McGuire, 2001). El método probabilista permite seleccionar un escenario dentro de una amplia gama de escenarios deterministas posibles

(Bommer, 2002; Abrahamson, 2006). Una de las grandes ventajas de los métodos probabilistas es que sus resultados son mucho más fáciles de comunicar a los tomadores de decisiones (Kirchsteiger, 1999).

A continuación se describen ambos métodos de evaluación de la amenaza sísmica,

3.2. MÉTODO DE ANÁLISIS DETERMINISTA DE LA AMENAZA SÍSMICA

A pesar de que este método proporciona resultados algunas veces muy conservadores, el mismo todavía goza de cierta popularidad (Markušić *et al.*, 2000; Vaccari *et al.*, 2001; Klügell *et al.*, 2006; Mualchin, 2005; Joshi *et al.*, 2007; Zuccolo *et al.*, 2010).

En este método se consideran los sismos potenciales más grandes asociados a cada fuente sísmica identificada y se calcula el movimiento que generaría cada uno en el sitio objeto de estudio. Los tiempos de recurrencia de cada fuente no son considerados y se selecciona el sismo de control, o sea el que va a causar el mayor nivel de aceleración del terreno. Una vez determinado el sismo de control, se emplean relaciones de atenuación para generar los espectros específicos de respuesta. Las incertidumbres no se incluyen en los resultados de este tipo de evaluaciones (Kramer, 1996).

Kramer (2006) lista las cuatro etapas principales de este tipo de evaluación, que son:

- Identificación y caracterización de las fuentes sísmicas con base en a la información proporcionada por estudios paleosismológicos y de sismicidad instrumental.
- Se asume una magnitud máxima y la distancia de ruptura más próxima de la fuente al sitio.
- Se selecciona un sismo de control, que cause la mayor excitación del terreno en el sitio.
- Finalmente, se genera un escenario que presenta el peor caso posible en caso de ocurrir un terremoto que afecte el sitio.

Deif et al. (2009) proporcionan un buen ejemplo de una evaluación determinista de la amenaza sísmica en un sitio o emplazamiento.

3.3 MÉTODO DE ANÁLISIS PROBABILISTA DE LA AMENAZA SÍSMICA (PSHA).

En las últimas evaluaciones de amenaza sísmica realizadas para la región de Panamá Central (Petersen et al, 2005; URS, 2008; Camacho y Benito, 2008, 2009) se ha utilizado el método probabilista por lo cual procedemos a describirlo con mayor detalle.

Entre las dificultades más frecuentes al momento de realizar una evaluación de amenaza sísmica para un sitio o emplazamiento tenemos que gran parte de la información geológica y tectónica es interpretativa y se emplea para caracterizar mecanismos de fuente muchas veces poco conocidos. Por ejemplo, los modelos de sismicidad y atenuación de la aceleración son simplificaciones de una realidad muy compleja. Igualmente existe gran incertidumbre en las tasas de deslizamiento y tiempos de recurrencia de las fallas geológicas. Las ventanas de tiempo que abarcan los catálogos sísmicos cubren periodos que frecuentemente no superan las décadas. Esto hace necesario que muchas veces se evalúen y cuantifiquen los movimientos fuertes del terreno (z) de una manera probabilística (Cornell, 1968).

En las evaluaciones probabilistas de la amenaza sísmica, comúnmente denominadas PSHA, que es la sigla de su nombre en inglés: Probabilistic Seismic Hazard Assessment, el peligro o amenaza sísmica se define como la probabilidad de que cierto valor de intensidad del movimiento del suelo sea excedido, en un sitio dado, en un lapso de tiempo determinado T , que puede ser el tiempo de exposición o de vida útil de una edificación. El periodo de retorno T_r , es igual al inverso de la probabilidad anual de excedencia (Reiter, 1990), y se expresa como:

$$T_r = - T / \ln (1 - P (Z > z)) \quad (3.1)$$

Donde z es el nivel de movimiento del terreno, $P(Z > z)$ es la probabilidad de excedencia deseada durante el tiempo de exposición T . En la Figura 3.1, se muestran las diferentes etapas de un PSHA.

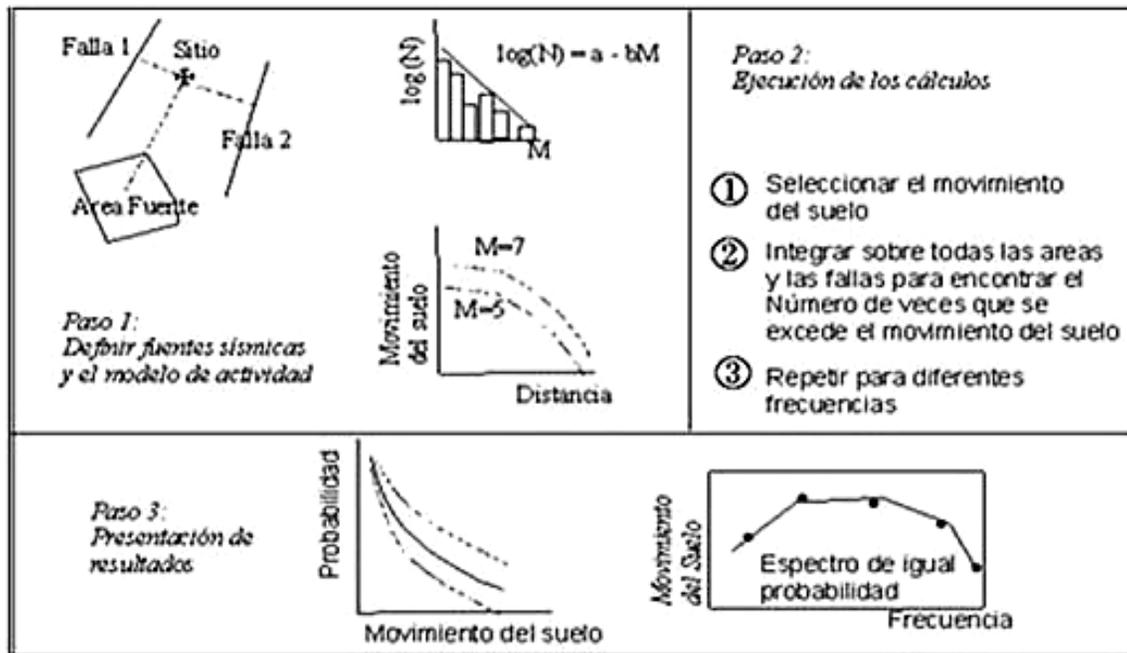


Figura 3.1. Pasos de una evaluación de peligro sísmico probabilista o PSHA (Camacho et al., 2000).

3.3.1 EL CATÁLOGO SÍSMICO

Un buen catálogo sísmico es fundamental para realizar un adecuado estudio de amenaza sísmica. El hecho de que si un catálogo de sismos está completo o no, es especialmente importante para la estimación del peligro sísmico, ya que una base de datos incompleta puede afectar significativamente los resultados finales. Formas de conocer la completitud de un catálogo sísmico han sido tratadas por Albarello *et al.* (2001).

Es muy conveniente trabajar con catálogos con magnitudes homogenizadas expresadas en términos de magnitud momento M_w , empleando relaciones desarrolladas usando técnicas de regresión. Sin embargo, el uso de métodos clásicos de regresión lineal inadecuados pueden introducir errores que varían entre 0.2 y 0.30 M_w , y la falta aparente de completitud en los catálogos sísmicos (Castellaro *et al.*, 2006; Castellaro y Bormann, 2007; Gudeustsch, 2011). Se

ha encontrado que para la homogenización de magnitudes en un catálogo a veces, en vez de emplear la regresión lineal clásica, es mejor utilizar una regresión ortogonal general, en la cual se minimizan las distancias perpendiculares desde los puntos de datos a la línea ajustada, para lo que es necesario contar con los promedios de las magnitudes calculadas y sus desviaciones estándar (σ) (Castellaro y Borman, 2007),

3.3.2 MODELOS DE RECURRENCIA DE LOS SISMOS

La recurrencia es el tiempo promedio que tarda en repetirse un sismo de una magnitud dada, en una misma fuente.

Para determinar el período de recurrencia de los sismos se han desarrollado varios modelos y entre los más empleados tenemos:

3.3.2.1 Modelo de Recurrencia de Gutenberg y Richter

Este modelo fue desarrollado por Gutenberg y Richter (1954; Figura 3.2), al estudiar los sismos del sur de California. Al graficar el logaritmo de la tasa anual de excedencia ($\log \lambda_m$) en función de la magnitud m , encontró la relación siguiente:

$$\text{Log } \lambda_m (m) = a - b m \quad (3.2)$$

En donde

$\lambda_m (m)$ es la tasa anual de excedencia de la magnitud m o el número anual de sismos en una zona con magnitud $\geq m$,

10^a , es el número medio anual de sismos con magnitudes mayores o iguales a cero y corresponde a la tasa de actividad. Esta relación varía de una fuente a otra.

b , es la pendiente, representa la tasa de sismos pequeños en relación a los grandes y que puede o no variar dependiendo del sitio. El valor de b es estable regionalmente. Los valores estimados de b pueden tener grandes porcentajes de error, a menos que el catálogo empleado tenga más de 2000 eventos con magnitudes con un alto grado de exactitud (Schorlemmer *et al.*, 2004).

Los parámetros a y b propios de una zona o fuente se determinan aplicando un ajuste de mínimos cuadrados a los datos de sismicidad de sismicidad histórica e instrumental de la misma.

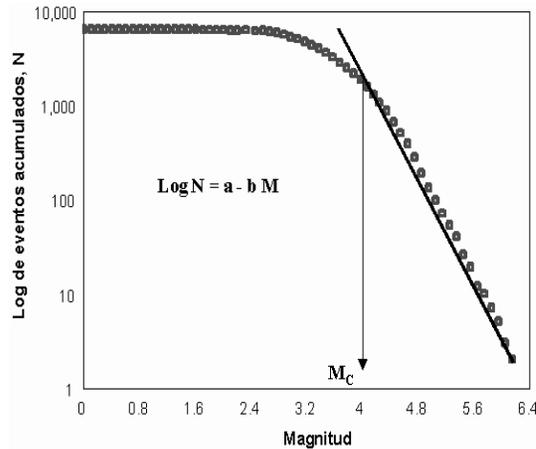


Figura 3.2. Ejemplo de la relación de Gutenberg-Richter (1954) para una zona sismogénica o falla geológica, cuya sismicidad sigue un modelo de Poisson. M_c representa la magnitud mínima o de corte (Bendito et al., 2002).

La estimación del valor de b es extremadamente dependiente del rango de magnitudes utilizadas para estimarlo; sin embargo, la magnitud mínima M_{\min} es la que tiene mayor influencia para tiempos de retorno pequeños (< 1000 años), (Beauval y Scotti, 2003).

La ecuación 3.2 en algunas ocasiones se expresa en forma acumulativa y exponencial (Kramer, 1996), de la forma siguiente:

$$\lambda(m) = 10^{a-bm} = \exp -(\alpha-\beta m) \quad (3.3)$$

Para fines prácticos y de ingeniería los efectos de los sismos pequeños, por debajo una magnitud de umbral m_0 no son de interés, ya que no causan daños (Kramer, 1996). La tasa anual de excedencia puede escribirse (McGuire y Arabasz, 1990) como:

$$\lambda(m) = v \exp -[\beta(m- m_0)] \quad m > m_0 \quad (3.4)$$

Donde $\nu = \exp(\alpha - \beta m_0)$ y representa la tasa anual de sismos que superan la magnitud mínima, de umbral o de corte m_0 .

Estos mismos autores indican que cuando en una zona o falla se conoce o se puede inferir la magnitud máxima m_{\max} , la tasa anual de excedencia puede escribirse de la forma,

$$(3.5)$$

3.3.1.2 Modelo de Recurrencia del Sismo Característico.

Estudiando trincheras cavadas a través de exposiciones de fallas en Utah, Schwartz y Coppersmith (1984) concluyeron que algunas fallas o segmentos de fallas muestran una tendencia a producir sismos máximos de una manera repetitiva. Estos sismos característicos muestran una recurrencia como la que se muestra en la Figura 3.3.

En este modelo, un sismo repetitivo grande en una falla o en una zona de falla geológica ocurre con una frecuencia mayor a la deducida a partir de la sismicidad instrumental y del modelo de recurrencia de Gutenberg y Richter (Yeats *et al.*, 1997). Estos sismos de tamaños parecidos poseen un rango estrecho de magnitudes cerca del valor máximo (Schwartz y Coppersmith, 1984).

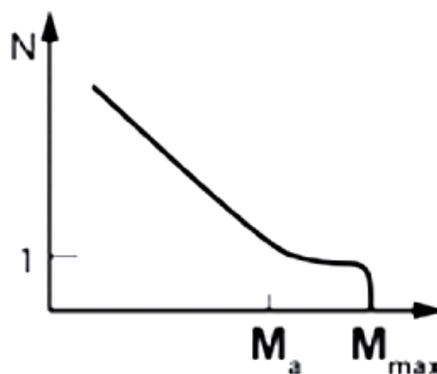


Figura 3.3 Modelo del terremoto característico en forma acumulativa (Wesnousky, 1994). La parte derecha de la curva corresponde al modelo característico.

La paleosismología o el estudio de los sismos prehistóricos para determinar su fecha de ocurrencia, magnitud y ubicación (Yeats et al., 1997; McCalpin y Nelson, 2009), ha tenido un gran desarrollo en los últimos años, permitiendo expandir la ventana de tiempo de los catálogos sísmicos para sismos grandes (McCalpin y Nelson, 2009; Reicherter et al., 2009). En estos estudios se determinan magnitudes máximas y periodos de recurrencia a partir de las tasas de deslizamiento observadas en las trincheras excavadas a lo largo de las fallas objeto de análisis (Young and Coppersmith, 1985; Anderson *et al.*, 1996; McCalpin y Nelson, 2009). Estas técnicas tienen el inconveniente de que a pesar de que nos dan una idea de la actividad de las fallas geológicas, los parámetros derivados de las trincheras de exploración tienen incertidumbres muy altas, las cuales en ocasiones no coinciden con las observaciones de redes geodésicas (Dixon *et al.*, 2003) ni con la sismicidad histórica e instrumental (Wesnousky, 2010), y al ser incorporados a estudios de peligro sísmico se producen resultados conservadores.

Con frecuencia se publican estudios que incorporan modelos híbridos en los que se combinan aspectos del modelo característico y de Gutenberg-Richter (Youngs y Coppersmith, 1985), o bien, utilizan ambos modelos en el mismo análisis (Frankel *et al.*, 2007).

Es importante tener presente que en varias partes del mundo se ha observado que los periodos de recurrencia de los sismos muestran una periodicidad significativa, que puede llegar hasta 40% del intervalo de recurrencia promedio (Goes, 1996).

3.3.3 MODELOS DE FUENTES O ZONIFICACION

Los modelos de fuentes sísmicas describen la distribución espacio-temporal de los sismos, en zonas con características sismotectónicas similares integrando la sismicidad histórica e instrumental, así como la cartografía de fallas activas, evidencia paleosismológica, geodésica y geodinámica de las mismas. Los modelos más utilizados son el de zonas de áreas y el de zonas de fallas o de fallas geológicas.

3.3.3.1 Zonificación de Áreas.

En este tipo de zonificación se agrupa la sismicidad histórica e instrumental observada con características similares y se encierran dentro de áreas poligonales. Este es el modelo de fuente

que se emplea con mayor frecuencia y tiene la ventaja de que permite incluir fuentes o fallas desconocidas al momento de realizar la evaluación de amenaza sísmica (Woo, 1996).

3.3.3.2 Zonificación de Fallas Geológicas.

En los casos en que se conoce con certeza la localización y extensión de fallas activas se emplea el modelo de fallas, que generalmente aumenta el valor de la amenaza sísmica (Camacho *et al.*, 1997). Por otra parte, estudiando una zona del suroeste de Francia se encontró que para todos los rangos de periodos de retorno y de frecuencias, el modelo de zonas difusas da resultados de amenaza más altos que los obtenidos utilizando el modelo de fallas (Clement *et al.*, 2004).

3.3.4. RELACIONES DE ATENUACIÓN

Wang (2010) define una relación de atenuación como aquella existente entre el movimiento del terreno Y , el cual puede ser descrito por PGA, PGV, Sa(T) u otros, con la magnitud m , la distancia del sitio a la fuente r y la incertidumbre o residuo δ . Matemáticamente esto se expresa de la forma:

$$\ln(Y) = f(m, r) + \delta \quad (3.6)$$

La incertidumbre δ se modela como una distribución normal con una desviación estándar σ . Por lo que la ecuación 3.6 puede expresarse como

$$\ln(Y) = f(m, r) + \epsilon\sigma \quad (3.7)$$

Donde ϵ es el residuo normalizado, que también es una distribución normal con una desviación estándar con valor de 1, la cual es independiente de m y r (Bazurro and Cornell, 1999)

Una relación de atenuación de la aceleración es una ecuación que estima el valor medio y la varianza de la aceleración del terreno en función de la distancia desde una fuente sísmica dada (Moss, 2009). A lo largo del tiempo se han empleado varios tipos de relaciones funcionales para obtener relaciones de atenuación. Una forma general de ellas es la representada por una ecuación del tipo:

$$\log Y = b_1 + b_2 M_w - b_3 \log(x + b_4)^n - b_5 x. \quad (3.8)$$

Donde Y es la aceleración máxima (PGA) o la aceleración espectral (Sa), x la distancia al plano de falla, M_w la magnitud de momento y los coeficientes de regresión b_1, \dots, b_5 van a depender de los datos que son sometidos al ajuste (Dowrick, 2009).

La relación de atenuación del terreno es uno de los componentes más cruciales para evaluar la amenaza o peligro sísmico en un sitio y es uno de lo que posee mayor grado de incertidumbre (Figura 3.4).

Douglas (2003) realizó una revisión de las ecuaciones de atenuación de la aceleración empleadas a nivel mundial y encontró que en los últimos 30 años se ha alcanzado poco acuerdo sobre esto.

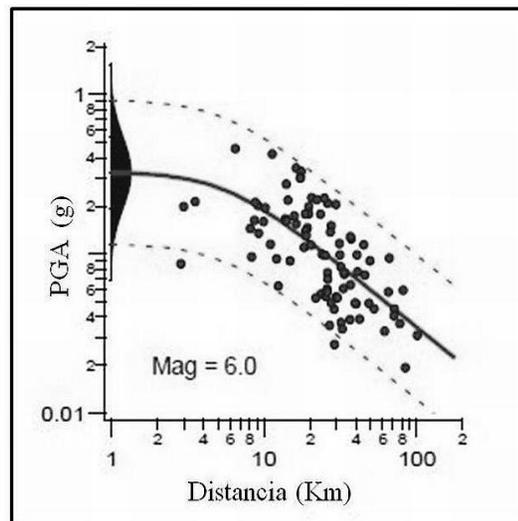


Figura 3.4 Valores medios de aceleración del terreno (línea sólida) y niveles de confianza (líneas punteadas) predichos para una falla transcurrente en suelo blando en función de la distancia para un sismo con $M6.0$ (Boore et al., 1997).

Empleando una base de datos de acelerogramas registrados a nivel mundial y diferentes criterios de selección, cinco grupos de expertos, que trabajaron de forma independiente pero interactuando a través del proceso de desarrollo, han generado relaciones de atenuación de nueva generación (NGA), las cuales se pretenden aplicar a nivel global (Campbell y Bozorgnia, 2006). Entre los principales temas tratados por estos cinco grupos tenemos: escalamiento de la magnitud en el campo cercano y efectos de directividad, polarización en el campo cercano y amplificación local no lineal (Chiou et al., 2006). Estos temas han sido descritos anteriormente por Sánchez-Sesma (1987) y Sommerville (2003), respectivamente.

Finalmente, también se ha encontrado que a pesar de que una ecuación de atenuación de la aceleración del terreno sea el resultado del ajuste preciso de los datos experimentales, los efectos de la forma funcional empleada para ajustar estos datos pueden hacer que los resultados sean poco confiables y tengan limitada relación con lo que se observa en la realidad, poniendo en duda su utilidad para un PSHA (Musson, 2009).

3.3.5. CÁLCULO DE LA AMENAZA.

La amenaza sísmica se evalúa como la probabilidad de superar un valor del parámetro de movimiento del terreno en un sitio dado, debido a la actividad de todas las zonas sismogénicas que rodean al mismo y que pueden contribuir al movimiento esperado (Cornell, 1968). Villaverde (2009) indica que la probabilidad de excedencia de que el parámetro de movimiento del terreno y supere un valor particular Y , cuando ocurre un sismo en la fuente i se expresa como:

(3.9)

Donde $f_m(m)$, $f_r(r)$ y $f_\varepsilon(\varepsilon)$ son las funciones de densidad de probabilidad y $P(Y>y)$ se obtiene de la relación de atenuación (Kramer, 1996).

Este mismo autor expresa que la tasa total promedio de excedencia para una región esta dada por

$$\lambda(y > Y) = \sum_{i=1}^N \lambda_i(y > Y) = \sum_{i=1}^N v_i \iiint P_i \{ Y > Y | m, r, \varepsilon \} f_{M_i}(m) f_{R_i}(r) f_{\varepsilon_i}(\varepsilon) dm dr d\varepsilon \quad (3.10)$$

Donde:

v_i representa la tasa anual de sismos que superan la magnitud mínima, de umbral o de corte m_0 y es igual a $\exp(\alpha_i - \beta_i m_0)$.

$\lambda(y > Y)$ es la tasa anual de excedencia del nivel del movimiento del terreno Y , debida a la ocurrencia de sismos en N fuentes, y es igual a la suma las tasas anuales de excedencia $\lambda_i(y > Y)$ en cada una de las fuentes.

$P_i \{ Y > Y | m, r, \varepsilon \}$ es la probabilidad de excedencia de Y condicionada a la magnitud m , distancia r y épsilon ε . Esta última variable representa la desviación del movimiento del terreno causado por una fuente específica y predicha por la ley de atenuación de la aceleración.

$f_{M_i}(m)$, $f_{R_i}(r)$ y $f_{\varepsilon_i}(\varepsilon)$ son respectivamente las funciones de densidad de probabilidad correspondientes a m , r y ε .

En el PSHA se asume con frecuencia que la ocurrencia de los sismos se rige por un proceso de Poisson. Este tipo de distribución asume que los sucesos son independientes entre sí, no son simultáneos y son estacionarios (Benjamin y Cornell, 1970). A pesar de que esta suposición pueda no estar de acuerdo con la realidad, la misma simplifica los procesos para las estimaciones de la amenaza sísmica probabilista.

Una vez obtenido $\lambda(y > Y)$ y empleando la distribución de Poisson, podemos computar la probabilidad de excedencia para cada nivel de movimiento del terreno en un periodo de T años a partir de esta tasa anual de excedencia (Field, 2000).

Una explicación de cómo se resuelve esta integral la presentan Ordaz (2004), Villaverde (2009) y Benito et al. (2009).

3.3.5. ANÁLISIS DE LAS INCERTIDUMBRES

La incertidumbre de los resultados de un PSHA están ligados en gran parte a la naturaleza aleatoria de las variables y de los fenómenos sísmicos, al conocimiento incompleto que existe sobre la naturaleza de los procesos físicos involucrados en la generación, propagación y atenuación de la energía sísmica, así como la imprecisión de los modelos físico-matemáticos utilizados (Schenk, 1989; Budnitz *et al.*, 1997). De entre todos estos las tasas de sismicidad y las relaciones de atenuación son los que contribuyen mayormente a las incertidumbres (Atkinson y Goda, 2011). Como estas incertidumbres no se pueden eliminar, se han desarrollado técnicas de reconocimiento y cuantificación de las mismas.

Existen diversas clasificaciones de las incertidumbres de la amenaza sísmica. La más utilizada es la que distingue entre incertidumbre epistémica e incertidumbre aleatoria (Abrahamson y Bommer, 2005), definidas como:

- Epistémicas: inherentes a los modelos asumidos de sismicidad, zonificación, predicción del movimiento, etc., que sólo podrían estimarse si se conociera el modelo real.
- Aleatorias: asociadas 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.

Estos tipos de incertidumbres se presentan en las diferentes fases de cálculo de la amenaza sísmica y para cuantificar y calibrar dichas incertidumbres se ha propuesto la metodología de árbol lógico (Cramer, 2001a; Wahlström y Gruntal, 2001). De igual manera, se ha incorporado el juicio de expertos para completar la falta de información necesaria (EPRI, 1986).

3.3.7. ÁRBOL LÓGICO O DE DECISIONES.

La subjetividad al momento de adoptar una zonificación sísmica y las leyes de atenuación, son dos de los factores determinantes en la incertidumbre de los resultados finales de un PSHA. Por

ello, se ha propuesto considerar las leyes de atenuación, el catálogo sísmico, las características y geometría de las fuentes, la distribución espacio-temporal de la sismicidad y la magnitud dentro de cada zona, etc., lo que permite considerar y analizar las incertidumbres asociadas a cada una de ellas (Bernreuter et al., 1989; Budnitz et al., 1998).

La utilización del árbol de decisiones permite refinar las PSHA (Yeats *et al.*, 1997). Mediante su utilización se pretende tomar en cuenta incertidumbres epistémicas asociadas con la zonación sísmica y las relaciones de atenuación de la aceleración del terreno (Bommer *et al.*, 2005). Se formalizan y sistematizan las ideas y pensamientos con el propósito de tomarse varias decisiones secuenciales, permitiendo el tratamiento explícito de las incertidumbres del modelo de amenaza (Kramer, 1996). A cada decisión, obtenida a través de un juicio de expertos, se le asigna una probabilidad que se estima es la más cercana a la realidad. Se pueden desarrollar árboles que incluyan la incertidumbre en las fallas geológicas, los modelos de recurrencia, relaciones de atenuación, y cualquier otro parámetro que desee incluirse (Bommer et al., 2006).

Se incorporan todas las opciones posibles para explicar el comportamiento de un factor determinado, ponderando y atribuyendo mayor peso a las más probables o realistas; el resultado obtenido será el más completo y el más acorde con el estado actual del conocimiento.

Por lo general, un árbol lógico consta de varios nodos y ramas (**¡Error! No se encuentra el origen de a referencia.3.5**). Los nodos representan los elementos del análisis de amenaza cuya incertidumbre se quiere cuantificar, por ejemplo, la elección de un modelo de atenuación, magnitud máxima o el tipo de zonificación sísmica.

Las ramas indican las diferentes opciones consideradas para cada nodo. De cada uno de los nodos sale al menos una rama. Todas las ramas, excepto la del extremo final, conectan con un nodo. A cada rama que parte de un mismo nodo se le atribuye un peso o probabilidad de ocurrencia del suceso condicionado a esa variable. En la Figura 3.5, se muestra como cada nodo puede representar la elección de zonificación, valor de b , profundidad, etc. Al realizar un PSHA, generalmente se asume que todos los valores que puede tomar la variable definida en cada nodo

son mutuamente excluyentes y colectivamente exhaustivos, por lo cual, la suma de todos los pesos de las ramas de un mismo nodo debe ser igual a uno (Abrahamson, 2000).

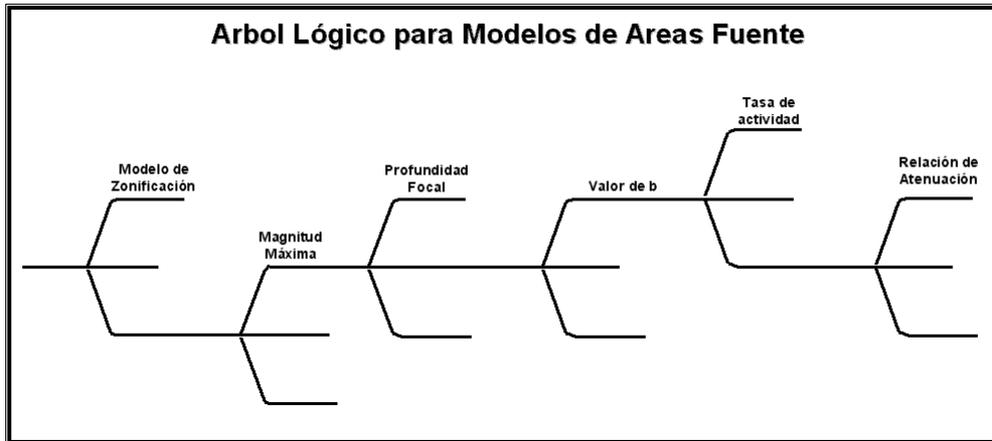


Figura 3.5. Ejemplo de un árbol lógico o de decisiones (Camacho et al., 1997).

Un inconveniente de utilizar un árbol lógico o de decisiones es que los requisitos computacionales se incrementan a medida que aumentan el número de nodos y ramas. Parámetros que caracterizan el uso de distribuciones continuas como, por ejemplo, la magnitud máxima, son difíciles de tratar con la metodología del árbol de decisiones sin hacer uso de un gran número de ramas. La información concerniente a las incertidumbres y sensibilidad de las ecuaciones de atenuación, sólo se obtiene cuando se realiza la desagregación de la amenaza (Scherbaum *et al.*, 2005). Sabetta *et al.* (2005) determinaron que el resultado final de una evaluación de amenaza sísmica depende principalmente de la relación de atenuación de la aceleración del terreno, más que del número de nodos y ramas del árbol de decisiones, el cual no

influye tan críticamente. Aún así, Bommer y Scherbaum (2007) han alertado sobre el uso de árboles de decisiones con exceso de nodos y ramas.

Intentando ordenar la confusión existente, Scherbaum *et al.* (2005) y Bommer *et al.* (2005), propusieron una metodología para realizar árboles de decisiones con fines de evaluación del peligro sísmico.

Un método alternativo que no utiliza un árbol de decisiones para realizar evaluaciones de peligro sísmico probabilístico ha sido el propuesto por Albarello (2007), el cual está basado en la validación empírica del resultado producto de los diversos modelos de cálculo.

3.3.8. PANEL DE EXPERTOS

A diferencia de otras técnicas analíticas la metodología del árbol lógico o de decisiones precisa del uso del criterio subjetivo del analista al momento de asignar pesos a las diferentes ramas del árbol. Esta labor no es fácil, ya que por la aleatoriedad de los fenómenos asociados y la limitación de los datos, que causan que los rangos de variabilidad de los parámetros implicados en el modelo, se hace imposible establecer un modelo preferente con certeza.

La asignación de pesos es fundamental para los resultados de un PSHA, en especial cuando se evalúa un sitio para una estructura crítica, como lo es una central nuclear o un túnel, presa o puente de gran envergadura. En estos casos la responsabilidad no puede recaer en un solo analista y se distribuye entre un comité de expertos que en el mejor de los casos alcanzan un consenso. Es importante tener en cuenta que las decisiones de un panel de expertos son tanto subjetivas como difíciles de documentar, por lo cual sus resultados muchas veces no son fáciles de reproducir (Field y Page, 2011). Una gran parte de la dispersión en las curvas de amenaza puede originarse en la diversidad de opiniones, por lo cual es preferible que la opinión de los expertos se considere de una forma homogénea y calibrada (Reiter, 1990).

3.3.9. REPRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS DEL PSHA.

Los resultados de un análisis de amenaza sísmica por lo general se presentan en forma de curvas de amenaza, que representan en la ordenada la tasa o probabilidad anual de excedencia para la media y diversos niveles de confianza (percentiles), y en la abcisa, el valor de la aceleración del

terreno. La cuantificación de la incertidumbre permite establecer el intervalo en el cual el valor del parámetro de medida de la amenaza podrá encontrarse con un cierto grado de probabilidad, el cual es estimado en función del nivel de riesgo aceptable. El nivel de riesgo aceptable va a depender del tipo de uso de la facilidad y su grado importancia. La desviación estándar proporciona la incertidumbre del movimiento del terreno para el periodo de retorno especificado (Kramer, 1996).

3.3.9.1 Probabilidad de Excedencia

La probabilidad de excedencia es la probabilidad de que al menos un sismo de ciertas características tendrá lugar en un periodo dado de tiempo de retorno (T_r). La probabilidad de excedencia que se asocia al sismo de diseño caracteriza el nivel de intensidad o PGA del mismo.

Por lo general las vidas útiles que se emplean para diseñar edificaciones y estructuras de tipo urbano o industrial están comprendidas dentro los 50 y los 100 años. Así mismo se consideran dos probabilidades de excedencia de interés (Johnson y Shukla, 1976): la primera conocida como de sismo de operación, que esta asociada a los sismos de magnitud moderada, pero con probabilidades de ocurrencia relativamente altas, por lo que la estructura debe resistir un sismo sin sufrir daños importantes y la reparación debe tener un costo razonable. La otra es la de sismo accidental que está asociada a eventos de gran magnitud pero de ocurrencia esporádica. Es decir, se espera que el terremoto se produzca una sólo vez durante la vida de una estructura. Se tiene la justificación económica de aceptar que un terremoto con estas características produzca daños estructurales importantes, siempre que al mismo tiempo, se evite el colapso de la construcción, así como las pérdidas de vidas y de bienes materiales.

La selección de un nivel razonable de seguridad para una estructura crítica, como una presa, puente o canal de navegación es un trabajo subjetivo, que muchas veces es una decisión de ingeniería. El nivel aceptable de riesgo está regido por factores diversos, como la posibilidad económica para poder aceptar dicho riesgo y los efectos, que un mal diseño estructural, pudiese tener sobre la población (Tang et al., 2008).

3.3.9.2 Curvas y Mapas de Amenaza

En las curvas de amenaza se nos presenta una gama de niveles de movimiento del terreno con respecto a la probabilidad de excedencia anual asociada a los mismos. La incertidumbre en los resultados finales se presenta en forma de límites de confianza (Figura 3.6).

Cuando se generan valores de amenaza en una rejilla de latitud-longitud, los resultados se pueden presentar en forma de un mapa de amenaza sísmica (Figura 3.7). , que despliega la distribución espacial de los valores de aceleración, para un nivel de probabilidad de excedencia dado o un periodo de retorno determinado. Generalmente se emplean periodos de retorno de 475 (10% en 50 años) o 2,500 años (2% en 50 años).

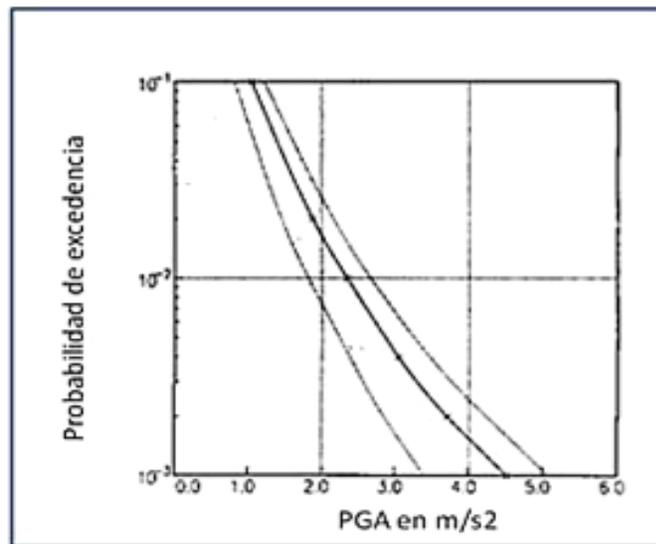


Figura 3.6. Curva de amenaza para David, Panamá, en roca o suelo firme. (Camacho et al., 1999). La línea sólida se muestran los valores medios de de PGA y las líneas punteadas los fractiles de 16% y 84%.

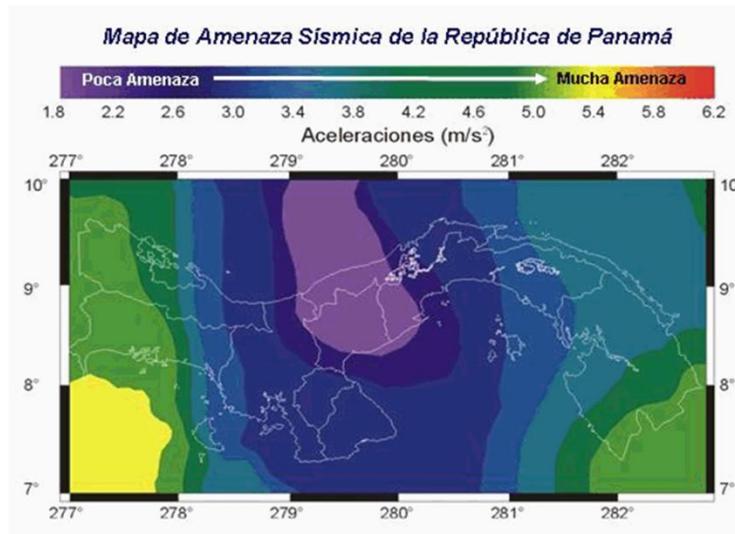


Figura 3.7. Mapa de amenaza sísmica para Panamá para 10% de excedencia en 50 años (Camacho et al., 1997).

3.3.9.3 Espectro de Amenaza Uniforme (EAU).

Para aquellos sitios que pueden estar sujetos a excitaciones sísmicas provenientes de más de una fuente, el desarrollo de espectros de diseño se hace muy complicado. El sitio puede estar sujeto a movimientos fuertes de alta frecuencia provenientes de pequeños sismos cercanos o a movimientos fuertes de periodo largo, causados por sismos grandes mucho más alejados. Es aquí donde los espectros de amenaza uniforme facilitan las cosas y son una forma muy conveniente de incorporar la información probabilística en el procedimiento de diseño (Trifunac y Lee, 1987).

En los EAU las ordenadas espectrales se obtienen mediante curvas de amenaza sísmica para cada una de las frecuencias estructurales de interés y tomando en cuenta todas las fuentes sísmicas que influyen el sitio objeto de estudio. Con este enfoque, el espectro de diseño tiene una probabilidad de excedencia igual en todos los periodos de vibración. Los EAU tienen formas suavizadas debido los procedimientos de promediar, inherentes a las relaciones de atenuación en las cuales están basados (Kramer, 1996).

Algunos métodos para la estimación de espectros de respuesta probabilísticos o de amenaza uniforme para sitios determinados han sido descritos por Klein (1988), Algermissen y Leyendecker (1992), Leyendecker y Algermissen (1992) y Algermissen et al. (1992).

En la Figura 3.8 se muestra un ejemplo de espectro de amenaza uniforme desarrollado para la Ciudad de David, Panamá, para un periodo de retorno de 475 años ó 10% de probabilidad de excedencia en 50 años, en suelo firme o roca.

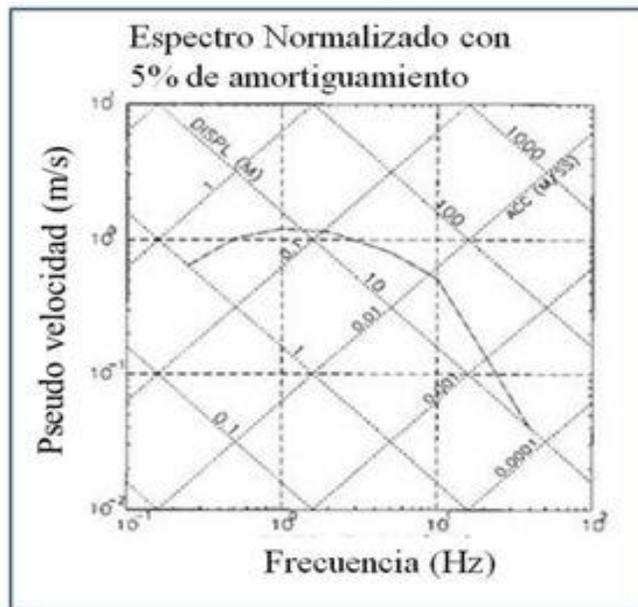


Figura 3.8. Ejemplo de un espectro de amenaza uniforme en roca para la Ciudad de David, con 5% de amortiguamiento y normalizado a 1 g, para un periodo de retorno de 500 años. (Camacho et al., 1999).

3.3.9.4 Desagregación

Los resultados de un PSHA nos proporcionan la tasa media anual de excedencia en un sitio determinado basada en la amenaza agregada de sismos potenciales con una amplia gama de magnitudes, fuentes y distancias a la fuente. En ocasiones, cuando se va a realizar un análisis de respuesta, y se precisa seleccionar acelerogramas con características similares, es conveniente desagregar la amenaza sísmica para conocer qué fuentes contribuyen más al peligro sísmico en el sitio de interés. En la desagregación se despliegan las contribuciones al peligro sísmico de parámetros fundamentales como la magnitud y distancia de la fuente. Esta idea, inicialmente propuesta por McGuire y Shedlock (1981), fue desarrollada posteriormente por McGuire (1995) y Bazurro y Cornell, (1999).

Harmsen y Frankel (2001) utilizaron esta técnica en los mapas de amenaza desarrollados por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para los Estados Unidos, para periodos estructurales de 0.2 y 1.0 s y periodos de retorno de 475 y 2475 años (Figura 3.9), permitiendo determinar la distancia y azimut de las fuentes predominantes y magnitudes, haciendo posible generar escenarios de sismo e historias de tiempo para el diseño sismorresistente y reforzamiento de estructuras. Pagani y Marcellini (2007) han desarrollado un nuevo método para realizar el proceso de desagregación del peligro sísmico utilizando técnicas probabilísticas.

La curva de amenaza no proporciona información sobre el tamaño y localización del sismo, que con mayor probabilidad causará la excedencia del movimiento fuerte del terreno en el sitio de interés, o el sismo de control para la frecuencia espectral considerada. Para encontrar las características del sismo de control es necesario encontrar el conjunto de valores (m, r, ε) , que contribuyen mayormente a la amenaza en el sitio de interés. Al descomponer la amenaza total en intervalos o segmentos de $(\Delta m, \Delta r, \Delta \varepsilon)$, previamente especificados, se obtiene la desagregación (Bazurro y Cornell, 1999)

Estos mismos autores indican que los primeros métodos de desagregación aparecidos en la literatura estimaban la contribución relativa a la amenaza únicamente por la magnitud (m) y la distancia (r), mientras que la desviación de la ley de atenuación o modelo de predicción del

movimiento del terreno (ε) no era tomada en cuenta. Con el tiempo se ha hecho patente, que ε , al igual que m y r , tiene una importancia fundamental en la desagregación (Harmsen, 2001).

Los valores modales y medios son distintos para diferentes frecuencias espectrales y para diferentes niveles de movimiento del terreno. Cuando la amenaza es dominada por varios eventos, la técnica de la desagregación indica que existen varias celdas (m , r , ε), que representan contribuciones importantes a la amenaza, y todas ellas definen sismos de control distintos.

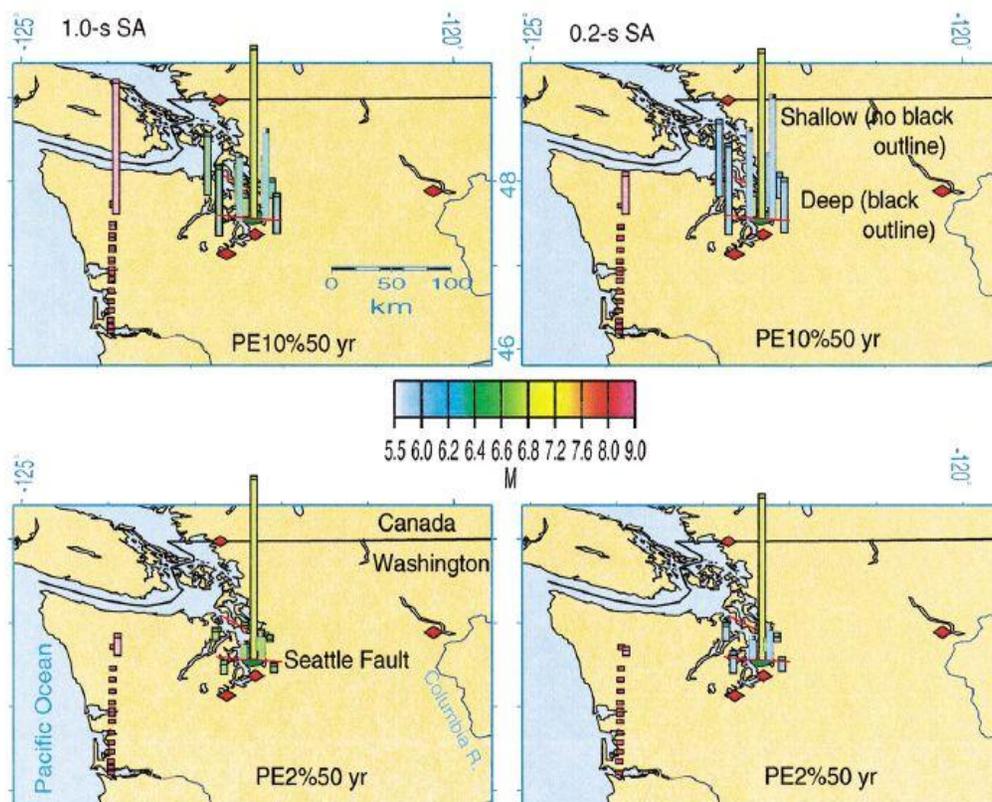


Figura 3.9. Desagregación de la amenaza sísmica para el Estado de Washington, E.U.A, para un período de retorno de 50 años y un rango de magnitudes entre 5.5 a 9.0. PE corresponde a la probabilidad de excedencia y la barra de colores identifica las magnitudes. (Harmsen y Frankel, 2001).

3.3.10. SENSIBILIDAD DE LOS RESULTADOS.

El análisis de sensibilidad como complemento al PSHA es una práctica frecuente (Rabinowitz et al., 1998; Rebez y Slejko, 2000; Grunthal y Whalstron, 2001). Estos análisis la mayoría de las veces concluyen que la elección del modelo de atenuación es el factor que presenta mayor impacto en los resultados finales.

La metodología PSHA permite realizar análisis de sensibilidad de las opciones de entrada o de las opiniones de expertos en los resultados de la amenaza. Esto es importante, ya que el valor que toman diferentes parámetros de entrada, así como algunas de las opciones de cálculo presentan cierta incertidumbre, ya sea aleatoria o epistémica, ya que no están definidos de una sola manera.

El método de las medias marginales es el que se emplea con mayor frecuencia al momento de analizar la sensibilidad de los resultados finales. La media marginal de una de las ramas del nodo de interés 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. 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. Un nodo tendrá tantas medias marginales como ramas partan de él. Si las medias marginales de las ramas de un nodo son similares, habrá una sensibilidad baja a la variabilidad de opciones para ese nodo. De igual manera, los resultados serán muy sensibles a la variabilidad de la opción representada en el nodo, si los valores de las medias marginales son bastante diferentes entre sí (Rabinowitz *et al.*, 1998).

3.3.11. OTROS DESARROLLOS.

Una de las grandes críticas que se le hace a la metodología clásica de evaluación de la amenaza sísmica probabilística es el uso que se hace de los conceptos de incertidumbres sistémicas y epistémicas (Krinitzsky, 2002a; 2002b), y que para valores bajos de probabilidad de excedencia los resultados de amenaza sísmica sean demasiado elevados o poco realistas (Mucciarelli et al., 2000; Wang et al., 2003; Stein et al., 2003; Wang and Ormsbee, 2005; Wang, 2006; Bommer y Abrahamson, 2006). Algunos autores como Klugel (2007) sugieren que esto se debe a que el

modelo tradicional de evaluar la amenaza sísmica probabilística, que hemos presentado anteriormente, es inexacto y produce errores sistemáticos inherentes a los procesos de cálculo

Como una alternativa a lo expresado anteriormente, Ebel et al., (1999) y Musson (1999), han propuesto, en sendos artículos, la utilización del método de Monte Carlo para evaluar la amenaza sísmica. Empleando muestreos múltiples de un catálogo sísmico se construye un catálogo sísmico sintético y a partir de éste se encuentran valores de aceleración máxima del terreno. Los sismos grandes se pueden extrapolar utilizando la relación de recurrencia de Gutenberg y Richter (1954) o el modelo de recurrencia del sismo característico. Este método ha sido utilizado para evaluar el peligro o amenaza sísmica en sitios ubicados en Inglaterra (Musson, 2000), Eritrea (Hagos et al., 2006) y Panamá (Musson y Sargent, 2006).

Para calcular la amenaza sísmica en Japón, Nava et al. (2005) modelaron como una cadena de Markov durante un intervalo de tiempo δT , las probabilidades de transición de los estados, o sean los patrones de presencia o ausencia de sismicidad con magnitudes iguales o mayores a una magnitud de umbral $M(r)$, en las regiones del sistema.

Woo (1996) y Kiyashchenco et al. (2004) han desarrollado métodos de estimación del peligro o amenaza sísmica basados en fractales. En este método las zonas de área no son euclidianas sino que se basan estadísticamente en la estimación kernel de la densidad de la tasa de actividad inferida del catálogo sísmico. La forma del kernel es determinada por la geometría de fractales y la criticalidad auto organizada. Lindholm y Molina (2000) utilizaron este método en Noruega, Bommer et al (2004) en El Salvador y PRINCIPIA (2005) en Italia.

Egozcue y Rüttener (1996), han sugerido el empleo de métodos bayesianos para evaluar el peligro o amenaza sísmica. La técnica de Bayes proporciona un modelo matemático para estimar la distribución de variables aleatorias en presencia de incertidumbres. La metodología desarrollada por estos dos autores estima la distribución de probabilidad de los números de ocurrencias en un proceso de Poisson descrito por el parámetro λ . Aparte de un catálogo instrumental, los datos de entrada también pueden ser la ocurrencia histórica de intensidades para un sitio dado, la cual puede representarse mediante una distribución discreta de probabilidad para

cada sismo. Este método ha sido utilizado en Suiza (Rüttener et al., 1996) y en Grecia (Lyubushin et al., 2002). Últimamente, Pieter y van Gelder (2007) lo han utilizado para evaluar la amenaza en una planta nuclear.

La repuesta del sitio y los efectos de la direccionalidad o directividad de radiación de las fuentes también se han incorporado en evaluaciones del peligro sísmico (Abrahmson, 2000a; 2000b; Bazzurro y Cornell, 2004; Duhee et al., 2005; Tsang, 2006; Tothong et al., 2007; Frankel et al., 2007) y además se han empleado modelos no poissonianos en las que el tiempo tiene influencia en el nivel de peligro sísmico (Papaiouannou et al., 2000; Gomberg et al., 2005; Beauval et al., 2006; Hainzl et al., 2006; Faenza et al., 2007; Petersen et al., 2007; Kuehn et al., 2008).

CAPÍTULO 4

LA AMENAZA SÍSMICA EN PANAMÁ

4.1. ESTUDIOS DE AMENAZA SÍSMICA EN PANAMÁ.

La mayoría de los estudios de amenaza sísmica realizados en el Istmo de Panamá han sido realizados por encargo de la Compañía del Canal de Panamá y posteriormente por sus sucesoras, la Comisión del Canal de Panamá y finalmente la Autoridad del Canal de Panamá. En las últimas décadas, los estudios de amenaza sísmica no sólo se han concentrado al área del Canal de Panamá, sino que se han realizado otros estudios principalmente para hidroeléctricas y otras obras vitales de importancia como el Puente Centenario, que cruza el Canal de Panamá con una longitud de 1.0 km y la gran hidroeléctrica Changuinola II, en la Provincia de Bocas del Toro en el Noroeste de Panamá. Sin embargo, los resultados de estos estudios en su mayor parte son de uso reservado y exclusivo para sus propietarios.

En las primeras publicaciones científicas sobre la amenaza sísmica en la República de Panamá realizadas por Vergara (1990; 1991) se presentan niveles probabilistas de amenaza sísmica y mapas de amenaza para distintos tiempos de retorno en términos de intensidad macrosísmica en la escala Mercalli Modificada (MM). El primer estudio de amenaza probabilista en términos de PGA fue publicado por Camacho *et al.* (1997). En el mismo se presentan tres mapas nacionales con 10% de probabilidad de excedencia para 25, 50 y 100 años. Para la Ciudad de Panamá se obtuvieron valores de PGA en roca de 0.2 g para un período de retorno de 500 años.

A inicios de 1999, bajo el proyecto RESIS 1, financiado por la Autoridad Noruega para el Desarrollo (NORAD) y gestionado por el CEPREDENAC se realizó la microzonificación sísmica de la Ciudad de David, en el occidente de Panamá. En este estudio se incluyó una evaluación de la amenaza sísmica probabilista (EASP) que tuvo como uno de sus productos una curva de peligrosidad, un espectro de amenaza uniforme probabilista, un mapa de de iso-periodos y otro mostrando un escenario de riesgo sísmico (Camacho *et al.*, 2000).

El Reglamento Estructural Panameño estipula 475 años como período de retorno para el PSHA incluido en el código sismo resistente. Sin embargo, debido a estudios paleosismológicos recientes que han encontrado varias fallas activas cercanas a la Ciudad de Panamá y el Canal de Panamá (Rockwell *et al.*, 2010b), se está considerando la posibilidad de utilizar períodos de retorno más altos, principalmente para las obras de importancia, tal como se ha hecho para las

nuevas obras de ampliación del Canal de Panamá. Las nuevas aceleraciones obtenidas recientemente, para periodos de retorno de 475 años, son más altas que las obtenidas en estudios anteriores, por lo cual tal vez bastaría con incluirlas sin tener que utilizar periodos de retorno más altos (M. Ordaz, comunicación personal, 2011).

4.2. SISMOTECTONICA DE PANAMÁ Y ALREDEDORES.

Uno de los elementos básicos que involucra un estudio de amenaza sísmica es la zonificación sísmica adecuada, la cual debe incluir las diversas fuentes sísmicas que representan una amenaza para una determinada región. Para realizar una zonificación adecuada se precisa un buen conocimiento de la sismotectónica local y regional. En el caso de Panamá y con el propósito de realizar evaluaciones de amenaza sísmica se ha dividido el país en zonas que poseen las características sismotectónicas similares, que se describen a continuación y parte de las cuales ya han sido tratadas anteriormente (Camacho et al., 1997; Camacho y Benito (2008).

4.2.1. ZONA DE FRACTURA DE PANAMÁ.

La Zona de Fractura de Panamá (ZFP) es un sistema de fallas transformadas oceánicas muy activo, de rumbo N-S y corrimiento lateral derecho, que constituye el límite entre las placas del Coco, al Oeste, y Nazca, al Este. La ZFP se extiende entre los 82° W y los 83° W de longitud, y de Norte a Sur desde el 0° N hasta la margen continental Pacífica de Panamá, alrededor de los 6° N. La misma se bifurca, alrededor de los 6° N, 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. La sismicidad en esta zona es activa y muy superficial. Como se muestra en la Figura 4.1, todas estas zonas de fallas presentan corrimiento lateral derecho como lo indican los mecanismos focales de sismos en esta zona (Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988; Camacho, 1991).

Al intersectar la Trincheras de Panamá, alrededor de los 7.3° N, las zonas de fractura subducen de manera oblicua con un ángulo menor a 20° y con un rumbo NNW-SSE (Barrit y Berrangé, 1987; Camacho, 1991). Al Este de la ZFP la subducción se realiza de manera oblicua pero con un rumbo N70°E (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; Silver *et al.*, 1990). A este punto de

intersección entre las placas del Coco, Nazca y el Bloque de Panamá se le ha denominado el Punto Triple de Panamá y el mismo migra hacia el sureste a una tasa de 55 mm/año (Sitchler *et al.*, 2007; Morell *et al.*, 2008).

A un nivel superior, en la margen continental de Panamá y la zona terrestre próxima a la costa existen una serie de fallas paralelas de rumbo siniestral que se extienden tanto en tierra como debajo del fondo marino con rumbo WNW-ESE (Kolarski y Mann, 1990).

La subducción de la ZFP, en la microplaca cabalgante de Panamá induce la formación de fallas de tipo igualmente dextral, como son las Fallas Canoas y Media. La Falla Canoas tiene un deslizamiento rápido de aproximadamente 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 existen fallas de rumbo E-W de tipo inverso, que buzcan hacia el continente con una dirección NE. El foco del sismo destructivo del 1 de julio de 1979 (M_s 6.5, PDE) está localizado a unos 20 km al NW de Puerto Armuelles, Panamá, a una profundidad de 12 km y tiene un mecanismo focal normal (Adamek, 1988). El último sismo importante ocurrido en una de estas fallas fue el del 26 de mayo de 2008 (M_w 6.0) (Mora *et al.*, 2009), que causó daños y deslizamientos cerca de la zona epicentro.

En el extremo septentrional de la ZFP han ocurrido sismos mayores a M_w 7.0 en tiempos históricos: el 20 de agosto de 1927, el 18 de julio de 1934 y el 18 de septiembre de 1962. Estos sismos poseen mecanismos focales predominantemente del tipo lateral derecho y han generado tsunamis de tipo local (Camacho, 1991).

Recientemente, entre junio de 2002 y enero de 2004, esta zona fue sacudida por una secuencia de cuatro sismos destructivos, que presentaron magnitudes mayores a M_w 6.3.

Empleando el algoritmo de JHD (Dewey, 1972), lecturas de boletines sismológicos y sismogramas históricos se relocizó el sismo del 18 de julio de 1934 determinándosele un mecanismo focal lateral derecho (Camacho, 1991). Igualmente, se le estimó un valor nuevo de magnitud de M_w 7.4, la cual fue recalculada empleando sismogramas históricos digitalizados (Batlló *et al.*, 2008). Causó grandes daños en las ciudades de David y Puerto Armuelles, en la Provincia de Chiriquí, Suroccidente de Panamá y tuvo seis réplicas mayores a M_w 6.0 en un lapso de 3 días (Camacho, 1991).

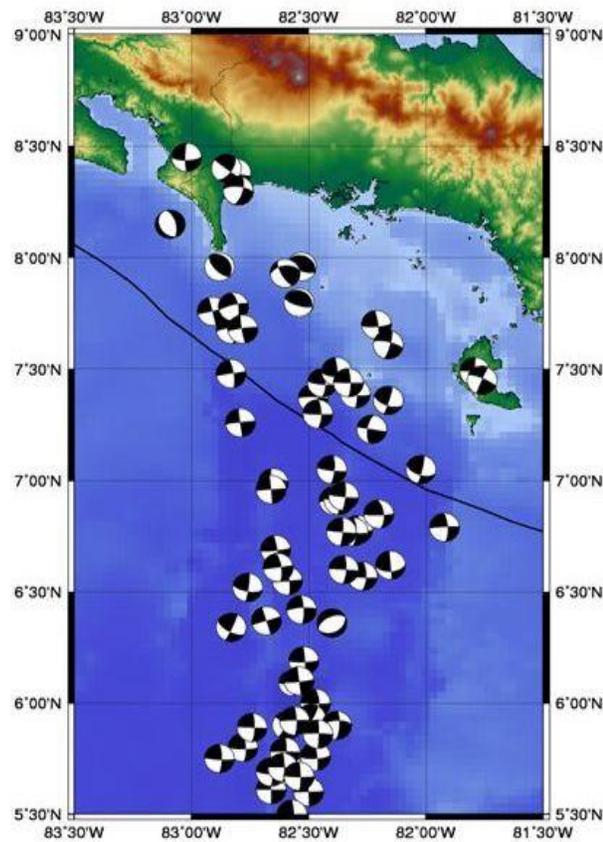


Figura 4.1. Mecanismos focales en la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) de sismos con $M_w > 5.0$ (GCMT, 2010).

Estudios recientes indican que el mecanismo focal del sismo del 21 de julio de 1934 (M_S 6.8), tiene una componente inversa importante, lo cual sugiere que el mismo puede estar asociado a una falla local que no es la Zona de Fractura de Panamá (Batlló et al, 2008). Revisando archivos nacionales y reportes de periódicos de Costa Rica, Panamá y Estados Unidos, Peraldo *et al.* (2007) descubrieron un sismo ocurrido en 1879, en la zona limítrofe entre Panamá y Costa Rica, que fue sentido en ambas naciones y causó graves daños en la Ciudad de David, haciendo huir a la población. Por sus características macro sísmicas este terremoto parece ser similar al terremoto del 18 de julio de 1934.

Se considera que el evento máximo probable para esta fuente sísmica es M_w 7.7.

4.2.2. CINTURÓN DEFORMADO DEL NORTE DE PANAMÁ

La tasa de convergencia entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá es de (7 ± 2) mm/año (Trenkamp *et al.*, 2002). Mediciones geodésicas realizadas en el Caribe, América Central y el Noroeste de Suramérica, empleando GPS (Freymuller *et al.* 1993), sugieren que el límite sur de la placa Caribe está constituido por el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP).

El 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 a la 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). En la Figura 4.7 se muestran los mecanismos focales típicos de esta zona.

Camacho y Víques (1994) dividieron el CDNP en tres zonas de acuerdo a sus características sismotectónicas. El extremo Oeste, donde la gran mayoría de los mecanismos focales son inversos y de bajo ángulo, en el cual se han originado sismos fuertes con mayor frecuencia que en los segmentos Central y Oriental: 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). Es importante resaltar que antes del sismo del 22 de abril de 1991, este segmento era considerado como poseedor de una baja actividad sísmica (Morales, 1985) por lo cual en los mapas de amenaza sísmica se mostraban

con niveles de amenaza muy bajos (CSCR, 1986, Fig. 1.2.1). El segmento Central que muestra una sismicidad muy baja y no ha originado un sismo fuerte en tiempos históricos; y finalmente el segmento Este, muy activo y donde los sismos presentan mecanismos de tipo inverso y normal, en ambos casos con una componente transcurrente. En esta zona ocurrió el sismo más grande en tiempos históricos en Panamá, el 7 de septiembre de 1882 ($7.7 < M_s < 8.0$) y originó un tsunami que ahogó al menos a 75 personas y causó graves daños a las obras del Canal Francés (Camacho et al., 2010).

Analizando registros tele-sísmicos, Wolters (1986) sugirió, que en el segmento oriental 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). En el Capítulo 1 se mencionó que la existencia de esta zona de Wadati-Benioff ha sido también confirmada empleando datos de redes locales (Camacho *et al.*, 2010, ver el Apéndice 1). Como se observó en el capítulo 2, 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.

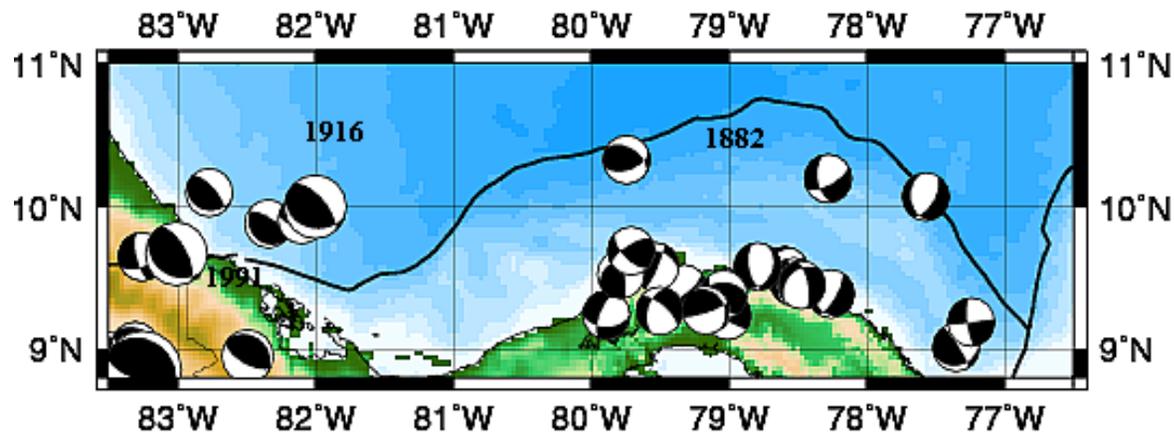


Figura 4.2. Mecanismos focales del CDPN (Camacho y Benito, 2008).

A pesar de los registros de sismicidad histórica, antes del terremoto del 22 de abril de 1991 (M_w 7.7), esta zona era considerada como una con niveles de amenaza sísmica bajos. De hecho, el código sísmico de Costa Rica consideraba la región del Caribe y Puerto Limón como la de menor amenaza sísmica en todo el país. El sismo de 1991 cambió todo esto. A raíz del mismo se observaron levantamientos 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 (Denyer et al., 1994; Camacho y Viquez, 1994). Este sismo fue somero ($h=20$ km) y con un mecanismo focal inverso, producto de una ruptura de falla inversa de 40 x 80 km buzando a 30° (Montero et al., 1994).

El análisis de terrazas marinas levantadas, sugiere un tiempo de recurrencia para sismos similares al de 1991 entre 200-1100 años (Plafker y Ward, 1992), mientras que para eventos mayores a M_s 7.7, en el segmento Este del CDNP se sugiere un rango de los 250 años o más (Mendoza y Nishenko, 1989). La magnitud máxima esperada podría ser, por los datos históricos y características sismotectónicas, de M_w 8.0.

4.2.3. ZONA DE FALLA DE AZUERO-SONÁ

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 Zona de Fractura de Panamá y la Placa de Nazca subducen oblicuamente ($N71^\circ E$), con un ángulo menor de 20° bajo el Bloque de Panamá (Moore *et al.*, 1985; Heil y Silver, 1987; McKay and Moore, 1990; Silver *et al.*, 1990) y a una tasa de 48mm/a (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).

Al norte de la trinchera de Panamá, paralela a las costas de Colombia y Panamá, existe una falla transcurrente lateral izquierda, conocida como la Zona de Falla del Sur de Panamá. Al sureste de la Península de Azuero, la misma se bifurca y continúa en tierra, atravesando las penínsulas de Azuero y Soná (zona de falla de Azuero-Sona), 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 sinistral

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 de 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 el resto de la Península de Azuero (Viquez y Camacho, 1993).

En la Figura 4.8, se muestran los mecanismos focales de sismos históricos ($M_w > 6.0$) en la zona de Azuero-Soná y el sur de Panamá (Villaseñor, comunicación personal, 1996). La mayoría de los mecanismos focales son del tipo lateral izquierdo y están asociados a la Zona de Falla del Sur de Panamá. Los mecanismos inversos se relacionan con el CDSP.

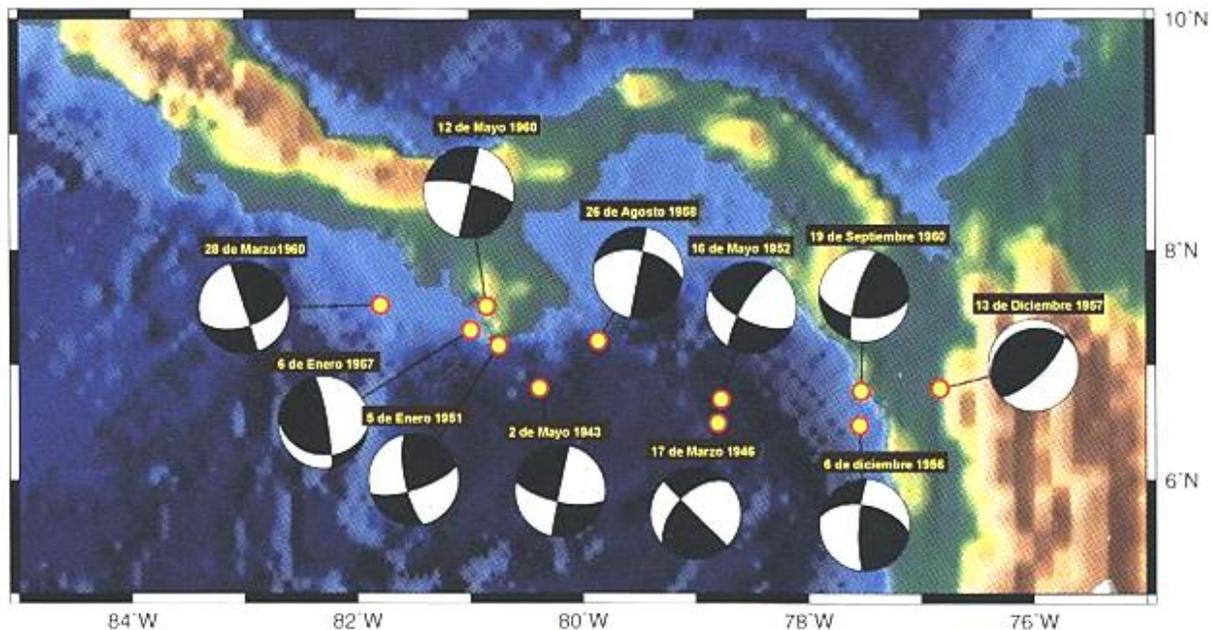


Figura 4.3. Mecanismos focales de sismos históricos en el sur de Panamá (comunicación personal de A. Villaseñor, 1996).

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 Soná y Azuero, hasta la entrada del Golfo de Panamá, al Este. En la misma, existen 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.*, 1996). 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 de las Islas Paridas (Kolarsky y Mann, 1990), las fallas transcurrentes paralelas con corrimiento lateral izquierdo de las penínsulas de Azuero y Soná, y el Sistema de Falla del Sur de Panamá.

La Zona de Falla de Azuero-Soná ha sido sacudida por eventos destructivos fuertes en 1516, 1803, 1845, 1883, 1913, 1943 y 1960. Esta 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 retorno de los sismos mayores a $M_s > 6.5$ (Viquez y Toral, 1987). Vergara (1989) estimó 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) al sur de Punta Mala y probablemente tuvo origen en la falla transcurrente localizada al sur del Golfo de Panamá, conocida como la Zona de Falla del Sur de Panamá (Camacho y Benito, 2009). El evento más reciente que ha causado daños en esta zona ocurrió el 12 de mayo de 1960 y tal vez fué causado por la Falla de Guánico, que es una extensión de la Falla Transcurrente del Sur de Panamá (Camacho *et. al.*, 1996).

4.2.4. CINTURÓN DEFORMADO DEL SUR DE PANAMÁ (CDSP).

Corresponde con la zona bajo el Golfo de Chiriquí y sur de Panamá donde la Placa de Nazca subduce oblicuamente bajo la microplaca de Panamá con un ángulo cercano a los 20° 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. Dentro de esta zona, el sismo histórico más importante ocurrió el 1 de enero de 1904 (M_w 7.4, $h=26$ km) y su mecanismo focal es del tipo inverso (Selva y Marzochi, 2004).

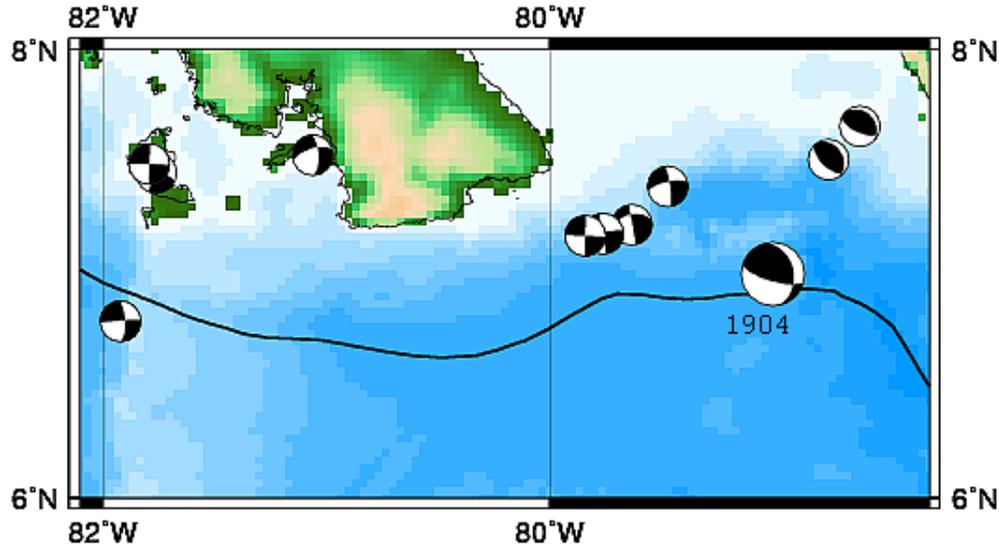


Figura 4.4. Mecanismos focales del CDSZ (Camacho y Benito, 2009).

Por la falta de datos y escasa cobertura de las redes sísmicas, hasta el momento no ha sido posible determinar el ángulo de subducción en la margen sur de Panamá. De acuerdo con Cowan *et al.* (1996), en el Sur de Panamá ocurren sismos intraplaca hasta profundidades de 115 km bajo el eje de la Cordillera Central de Panamá. Sin embargo, se conoce poco sobre las características geométricas de esta zona aunque se registró un sismo de magnitud $M_w 7.1$ en 1945, a una profundidad de 80 km., que causó daños en la Ciudad de David, Provincia de Chiriquí y otro 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 $M_w 7.5$. Los mecanismos focales típicos de esta zona se muestran en la Figura 4.4.

4.2.5. SEGMENTO NORTE DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN DE COLOMBIA

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 definir que la plataforma del fondo marino de la placa

Suramericana que es de tipo cabalgante, con un fallamiento predominantemente normal y además permite postular tres segmentos: norte, central y sur, 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.

En los estudios de amenaza sísmica en Panamá se considera su segmento norte debido a su proximidad con su frontera sureste. En la misma ocurre 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 en una pequeña elevación en la zona de Falla de Jordan, a la entrada del Golfo de Panamá y al 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 en la profundidad hacia el noreste y concentrada hacia los extremos del segmento. Esta zona ha registrado sismos de magnitud importante y sus mecanismos focales son predominantemente del tipo inverso y normal (Figura 4.5).

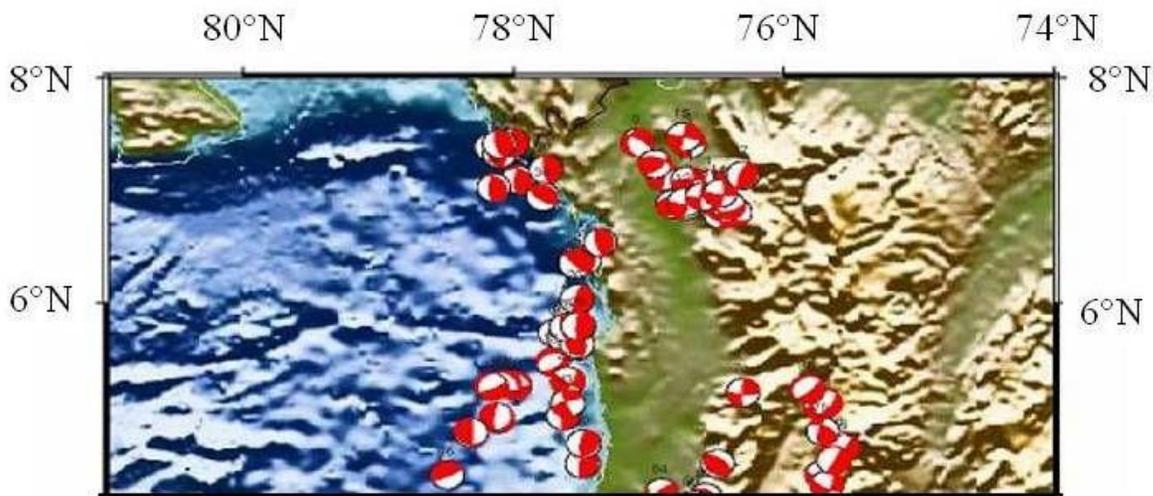


Figura 4.5. *Mecanismos focales típicos de la margen Pacífica de Colombia, correspondientes a la zona de subducción de Colombia. Obsérvese la acumulación de eventos en el extremo norte de la trinchera (Toro Ramírez, 2005).*

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, licuación masiva de suelos y además fue acompañado por un tsunami local (Ramírez, 1971).

4.2.6. ZONA DE SUTURA DE PANAMÁ

Esta zona también se conoce como la zona del Atrato y está asociada a la convergencia en dirección E-ESE de la microplaca de Panamá con respecto al Bloque Norandino (Toussaint y Restrepo, 1986; Adamek, 1988). Aquí la microplaca de Panamá subduce en forma plana bajo el noroccidente de Colombia (Ramos y Folguera, 2009; Van Hissenhoven, 2009). Se considera que la falla Uramita o de Atrato-Murindó, que muestra un rumbo lateral izquierdo marca el límite este entre la microplaca de Panamá y el Bloque Norandino, y la falla Istmina que muestra un rumbo lateral derecho marca el límite en el sur (Duque-Caro, 1990; Taboada et al., 2000; Colmenares y Zoback, 2003), a una tasa de 10-22 mm/año (Trenkamp *et al.* 2002). Aquí se localizan fallas transcurrentes con rumbo NW-SE y corrimiento lateral izquierdo, como las de Murri-Mutata, 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 mayores a M_w 7.0 en 1883 y 1992, originados en la falla Atrato-Murindó (Arvidsson et al., 2002). Se considera que esta zona tiene la capacidad de generar un sismo con una magnitud máxima de M_w 7.5 (Cardona *et al.*, 2002). En la Figura 4.6 se muestran los mecanismos focales de sismos que han ocurrido en esta zona en donde predominan los del tipo inverso y lateral izquierdo.

La falla más extensa de esta zona es la de Atrato-Murindó, que es una falla transcurrente lateral izquierda con buzamiento Oeste y una componente de transpresión (Toussaint y Restrepo, 1986). 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. Esto parece haber sido confirmado por el patrón de réplicas del sismo de Murindó de 1992 (M_s 7.3) y su mecanismo focal transcurrente lateral izquierdo con una fuerte componente inversa (Arvidsson et al., 2002).

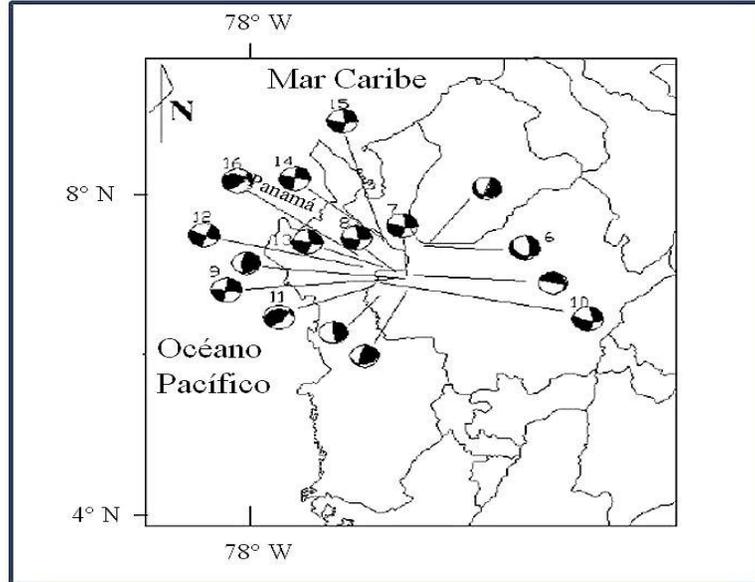


Figura 4.6. Mecanismos focales típicos de la zona de Atrato-Murindó, Colombia (Cardona *et al.*, 2005).

4.2.7 ZONA OCCIDENTAL DE PANAMÁ

A diferencia del resto de América Central, la placa que subduce en la margen Pacífica de Panamá es la placa de Nazca (De Boer *et al.*, 1988). El arco volcánico en el istmo de Panamá se extiende desde el complejo volcánico Colorado-Tisingal, en la Provincia de Chiriquí hasta el Cerro Trinidad, en el occidente de la Provincia de Panamá y a unos pocos kilómetros al Este del volcán El Valle, en la Provincia de Coclé (de Boer *et al.*, 1988). Los únicos volcanes activos en esta zona son el Barú y la Yeguada. En esta zona encontramos fallamientos longitudinales paralelos y transversales al eje de la cordillera Central, y alrededor del 98% de los mecanismos focales para esta zona son del tipo lateral derecho o lateral izquierdo (Cowan *et al.*, 1996). Una de estas fallas, es la falla de Chiriquí o Celmira, que sirve de límite entre las tierras bajas y el piedemonte en la región occidental de Chiriquí y se cree sea una extensión de la falla longitudinal de Costa Rica (Okaya y Ben Avraham, 1987; Corrigan *et al.*, 1990).

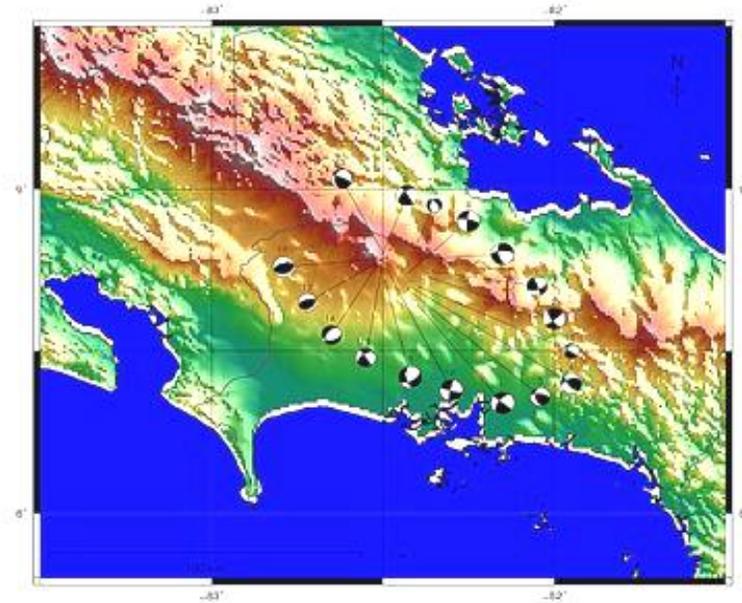


Figura 4.7. *Mecanismos focales en el arco volcánico de Panamá. Obsérvese la disminución de la sismicidad al este de 82°W. (Camacho et al., 2008).*

Al igual que en el arco volcánico del resto de los países de América Central, en esta región suelen ocurrir sismos superficiales con magnitudes tan pequeñas como M_w 5.7, que llegan a alcanzar intensidades de hasta VIII MM a pocos kilómetros del epicentro, mientras que sismos de subducción menores a M_w 7.0 no producen intensidades mayores a VI MM, en tierra firme. (White y Harlow, 1993).

Estudios de mecanismos focales de microsismos en las tierras altas del Occidente de Panamá, 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 (Cowan et al. 1996; Camacho et al. 2008). En la Figura 4.11, se muestran los mecanismos focales típicos de esta zona.

Alrededor del Volcán Barú, en la 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 (Camacho, 2009).

4.2.8. PANAMÁ CENTRAL

En el Capítulo 2 vimos que un estudio detallado de la sismicidad histórica de la región de Panamá Central permite concluir, que en esta región sólo se ha originado un sismo fuerte por fallamiento local el 2 de mayo de 1621, que causó graves daños en la Ciudad de Panamá (VIII MM).

4.2.9. CINTURÓN DEFORMADO DEL ESTE DE PANAMÁ

Esta zona situada al Este del Istmo de Panamá se extiende desde el este de los 79°W, hasta la zona fronteriza con Colombia. En la misma están comprendidas las cuencas de Bayano, Tuirá 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 una sismicidad difusa. Esta zona también se conoce como el Cinturón Deformado del Este de Panamá (Case y Holcombe, 1980; Kolarski, 1992), 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). En la Figura 4.8 se muestran los mecanismos focales típicos de esta zona.

El fallamiento en esta región 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 el continente 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 la 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 esta región localizada en la zona fronteriza entre Panamá y Colombia, ocurrieron dos sismos destructivos, el primero el 13 de julio de 1974 (M_S 7.3), que se originó en la falla de Sambú, y el segundo el 11 de julio de 1976 (M_S 7.0), con origen mar afuera en la falla de Jaqué. Estos sismos causaron grandes deslizamientos y gran deforestación en las selvas del Darién (Viquez y Toral, 1987).

Se estima, para esta zona un tiempo medio de recurrencia de 15.8 años para eventos con $M_S > 7.0$ y una magnitud máxima de M_S 7.2, con una probabilidad de excedencia de 90% en 50 años (Vergara, 1989).

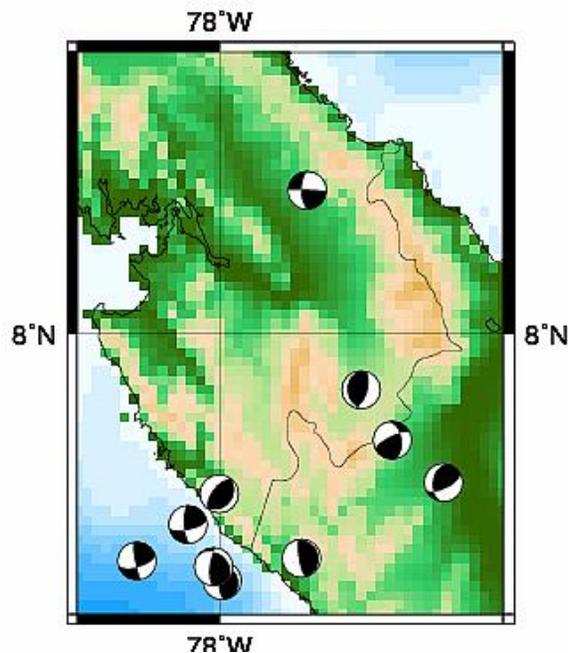


Figura 4.8. Mecanismo focales en Panamá Este (Adamek, 1988). Obsérvese cómo la gran mayoría de estos mecanismos focales son del tipo inverso o transcurrente (Camacho y Benito, 2010).

4.10. ZONA DEL GENERAL-COTO BRUS , COSTA RICA

Esta zona fue definida por Morales (1985) y también se conoce como Talamanca. La misma se extiende desde el este del volcán Turrialba, en Costa Rica, hasta el complejo volcánico Colorado-Tisingal, en la Región Occidental de Panamá y está delimitada en su flanco sur por la Falla Longitudinal o Fila Costeña. La sismicidad en esta zona se caracteriza por ser esporádica y la última actividad importante ocurrió en 2007 muy cerca de la frontera con Panamá y está asociada a la falla San Vito (RSN: UCR-ICE, 2007).

El terremoto del 3 de julio de 1983 (M_w 6.3) ha sido el más grande ocurrido en esta zona en tiempo históricos. Por su tamaño, la Falla Longitudinal o Fila Costeña, podría generar un terremoto de magnitud M_w 7.3 si se diera una ruptura continua. (Morales, 1985).

4.2.11. ZONA SUR DE COSTA RICA O DE OSA-BURICA

En Costa Rica, cerca de la frontera con Panamá, en el extremo sur de la Fosa Mesoamericana, la placa del Coco subduce a un ángulo de aproximadamente 23° hasta los 45 km de profundidad (Arroyo, 2001) y la zona de Wadati-Benioff se hace más superficial 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 subducen junto con la placa oceánica de Coco, produciendo cambios en el plano de subducción (Fisher *et al.*, 2003 y Husen *et al.*, 2003). Así, entre Costa Rica y Panamá, la sismicidad registrada ocurre a profundidades menores a 70 km (Sallarès *et al.*, 2000). Tierra adentro, en el continente, la placa del Coco buza con un ángulo de 60° hasta una profundidad de 70 km (Arroyo, 2001).

En la Península de Osa ocurren tasas de levantamiento que se encuentran entre las más altas observadas en Costa Rica (Fisher *et al.*, 1998). Entre las fallas activas en esta región tenemos las Fallas Osa y Golfito (Barrit y Berrangé, 1987).

En esta región se han registrado sismos fuertes ($M_w > 7.0$) en 1803, 1854, 1904, 1941 (M_w 7.4) y 1983 (M_w 7.2) y la misma parece comportarse de forma muy periódica ya que los temblores grandes ocurren a intervalos entre 40 y 60 años (Montero, 1986). Por su extensión y características tectónicas, en esta región se pueden esperar sismos con magnitudes máximas de

M_w 7,7 (Morales, 1985). En la Figura 4.9 se muestran los mecanismos focales típicos de esta zona, que en su mayoría son del tipo inverso.

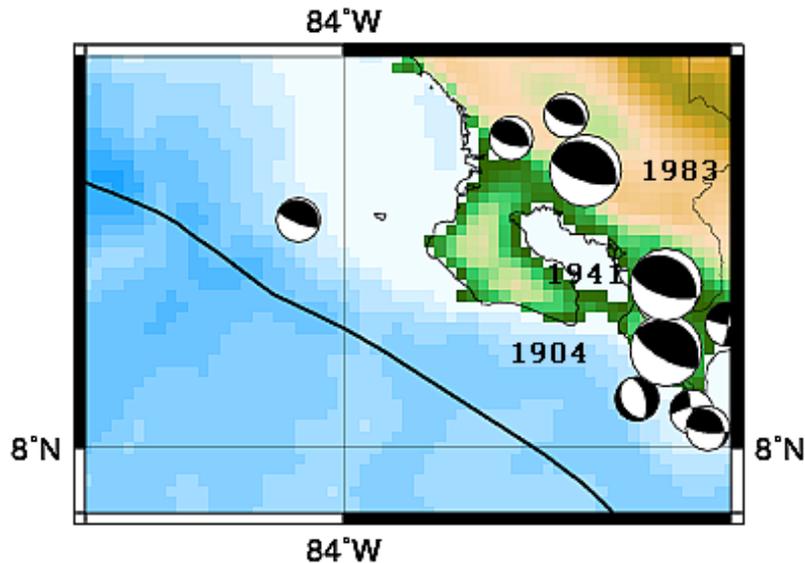


Figura 4.9. *Mecanismos focales de la zona de Osa, en el sur de Costa Rica. (Camacho y Benito, 2008).*

4.2.3. RELACIONES DE ATENUACION DE LA ACELERACION DEL TERRENO.

Las relaciones de atenuación del movimiento fuerte del terreno en un sitio determinado, ejercen gran influencia en los resultados de la amenaza sísmica y de evaluación de pérdidas por terremotos (Bommer y Crowley, 2006). Las relaciones de atenuación relacionan el movimiento fuerte del terreno en el sitio (definido por algún parámetro del movimiento Y , que generalmente es una aceleración o velocidad) con el parámetro que establece el tamaño del sismo en la fuente (intensidad macrosísmica epicentral I o magnitud m), la distancia r entre el sitio y la fuente y una medida de la dispersión del modelo (Benito et al, 2009). 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. (Douglas, 2003).

4.2.3.1. Relaciones locales de atenuación.

Para América Central 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) con datos instrumentales registrados en la región e incorporando datos de sismos grandes de México. 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 localmente (Laporte *et al.*, 1994; Camacho *et al.* 1997; Montero *et al.* 1997; Rojas *et al.* 1998; 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.) Climent *et al.* (2008) analizaron algunas ecuaciones de uso generalizado o desarrolladas recientemente en regiones de convergencia de las placas tectónicas, con condiciones sismo-tectónicas similares a América Central, que se caracteriza por ser una zona altamente activa. Para ello ellos compararon ocho modelos de atenuación, con los datos acelerográficos instrumentales de un banco de datos regional a fin de determinar qué modelos se ajustan mejor a los datos regionales. Se encontró que los modelos que se ajustan mejor a los datos de aceleración registrados por las redes locales son las de Climent *et al.* (1994) para sismos corticales y las relaciones de Youngs *et al.* (1997) para sismos interplaca y de Zhao *et al.* (2006) para sismos en la placa subducida (inslab).

La selección de modelos que reflejen de forma realista la atenuación de las ondas sísmicas en Centroamérica, acorde con las observaciones, tiene una notable importancia en la evaluación de amenaza ya que la atenuación suele ser el factor que más impacto representa en el análisis de sensibilidad de los resultados, aún más que la zonificación adoptada u otros (Camacho *et al.*, 1997).

4.2.4. LA AMENAZA SISMICA EN PANAMA.

Motivado por la obras de ampliación del Canal de Panamá, en los últimos años se han realizado varios estudios sismológicos y paleosismológicos con el propósito de evaluar la amenaza sísmica en el Istmo de Panamá (Rockwell et al., 2010b). Los resultados más importantes de estas evaluaciones de amenaza sísmica se presentan a continuación.

4.2.4.1. Estudio del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS)

Este estudio que cubre toda la República de Panamá (Petersen et al., 2005) fue realizado por el mismo grupo del USGS que ha desarrollado los mapas de amenaza sísmica de última generación para los Estados Unidos de América. La zonificación empleada fue de fallas geológicas (Figura 4.13) y se empleo un catálogo sísmico que incluye datos del ISC y del Advanced National Seismic System (ANSS).

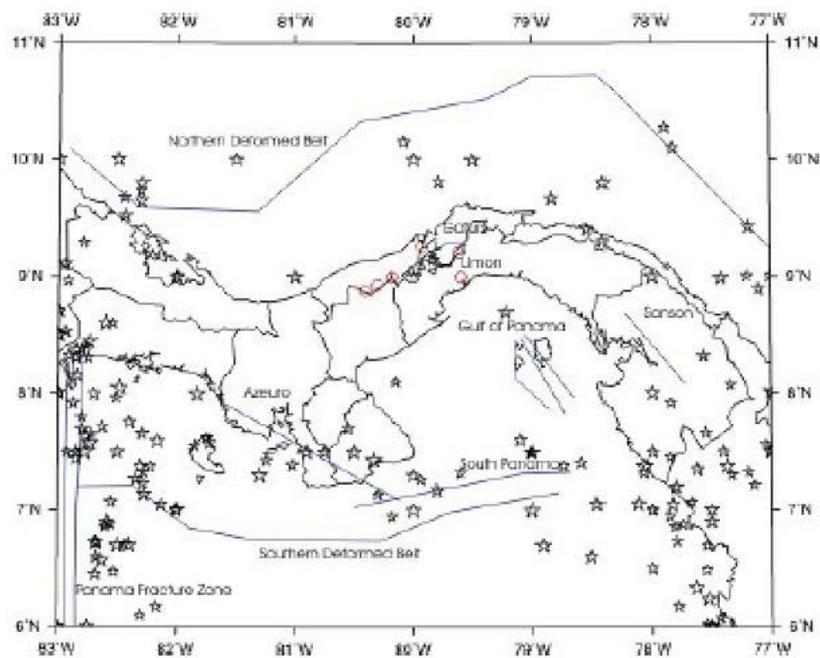


Figura 4.10. Zonificación de fallas empleada en el estudio del USGS (Petersen et al., 2005).

En este estudio se emplearon dos relaciones de atenuación para sismos de subducción: Young et al., (1997); Atkinson y Boore, (1997), y para los sismos corticales se emplearon cinco relaciones de atenuación: Dahle et al., (1995); Campbell y Borzorgnia, (2000); Abrahamson y Silva (1997); Sadigh et al, (1997) y Boore et al., (1997). Como producto final, se generó un mapa de amenaza sísmica en roca para un periodo de retorno de 2,500 años (Figura 4.14).

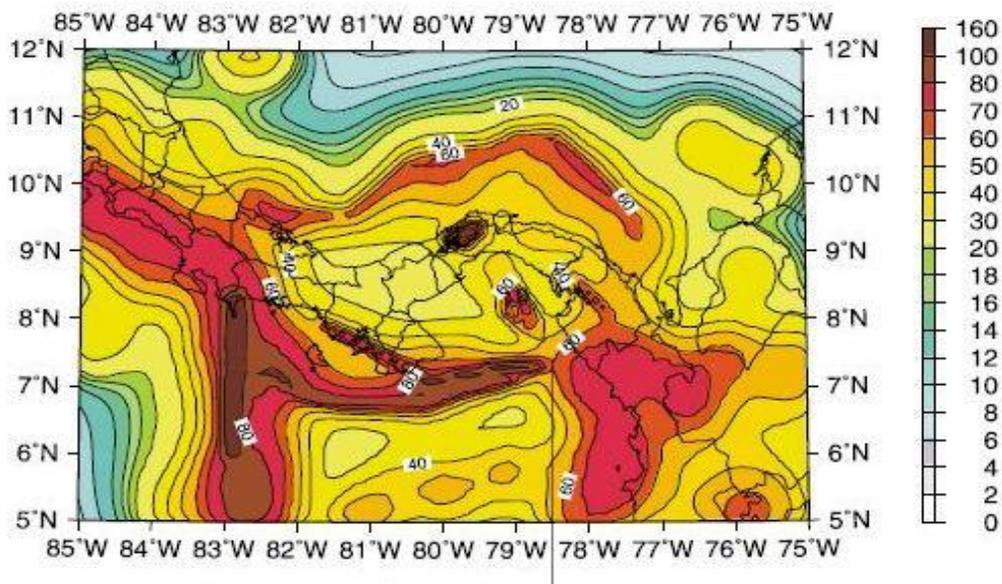


Figura 4.11. Mapa de aceleración en roca para un periodo de retorno de 2,500 años (Petersen et al., 2005).

Finalmente se realizó una desagregación para un periodo de retorno de 2,500 años, para el vertedero de la presa de Miraflores, en la vertiente Pacífica del Canal de Panamá y a 5 km del centro de la Ciudad de Panamá. Su grafica se muestra en la Figura 4.15.

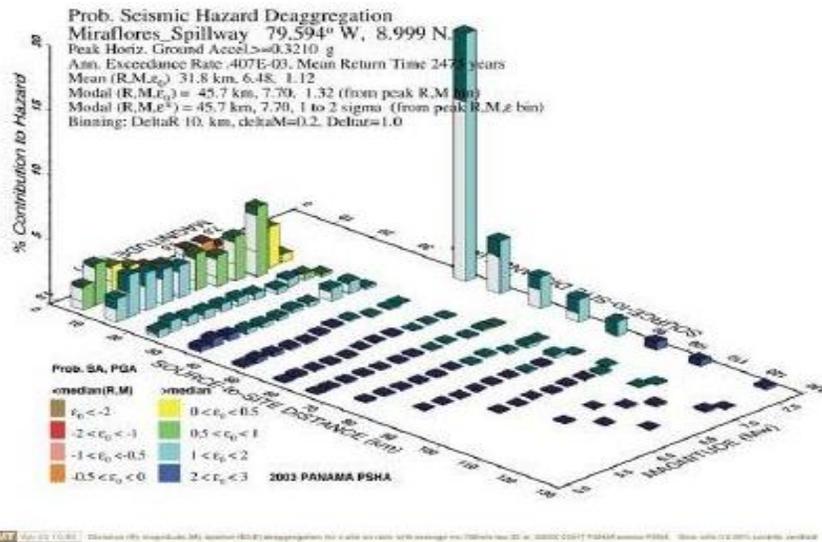


Figura 4.12. Desagregación de amenaza en vertedero de la presa de Miraflores (Petersen et al., 2005).

Al observar el resultado de la desagregación para el vertedero en Miraflores se observa que la amenaza esta controlada por sismos de magnitudes moderadas por fallamiento local y un sismo grande proveniente del CDNP

4.2.4.2. Estudio de URS Corporation.

Por encargo de la ACP, en 2008 la corporación URS, Inc, realizó un estudio de amenaza sísmica para Panamá el cual fue coordinado por P. Sommerville y L. Mejía y fue revisado por N. A. Abrahamson (URS, 2008). Para este estudio se empleó una combinación de zonación de áreas y fallas geológicas (Figura 4.15). El catálogo utilizado en este estudio fue el mismo que utilizó el grupo del USGS. Para los sismos de subducción se emplearon las curvas de atenuación siguientes: Youngs et al., (1997; Atkinson y Boore, (2003) y cuatro curvas de atenuación para los sismos originados en fallas en la corteza (Amrahamson y Silva, (2007); Campbell y Bozorgnia, (2007); Boore y Atkinson, (2007); Ambraseys et al., (2005).

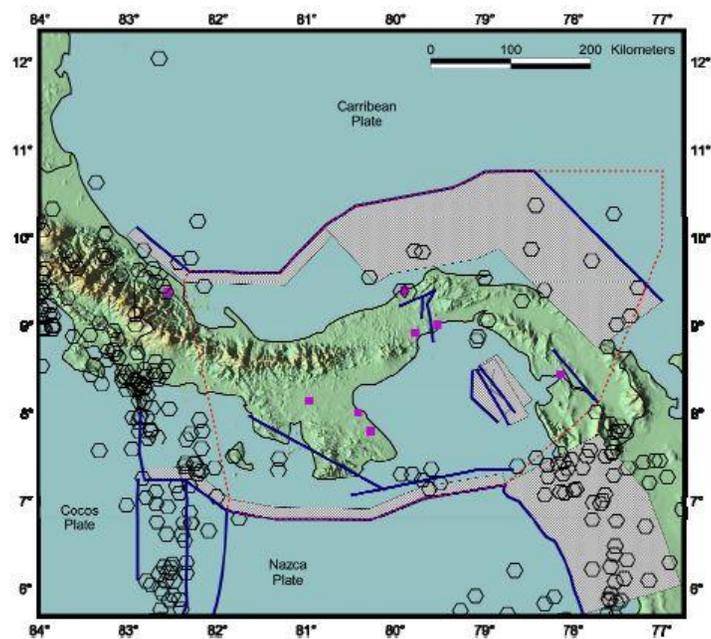


Figura 4.13. Zonificación de áreas y fallas empleada por URS (2008)

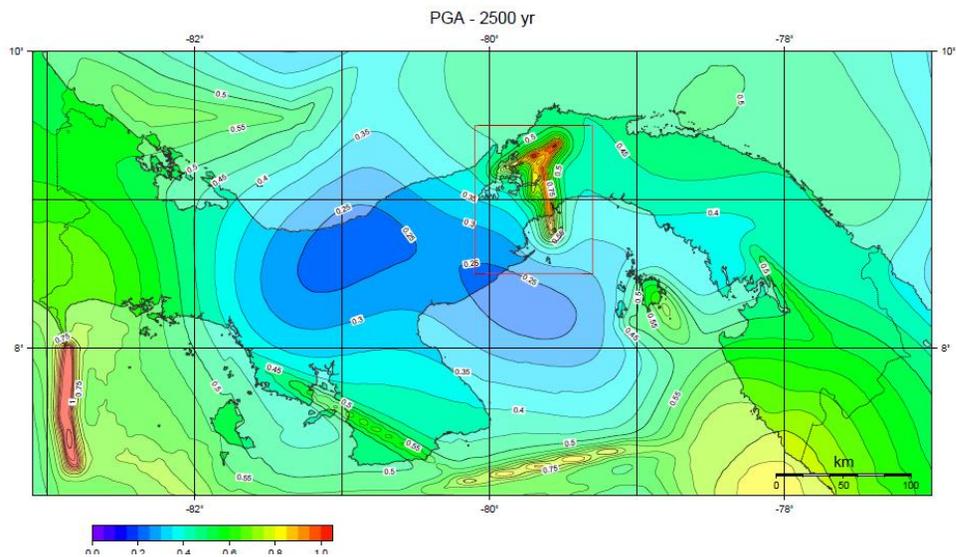


Figura 4.14. Mapa de amenaza sísmica en roca para un periodo de retorno de 2,500 años (URS, 2008).

También se realizó la desagregación para varios sitios de interés. En la Figura 4.18 se muestra la desagregación para el sitio de Miraflores en el lado Pacífico del Canal de Panamá.

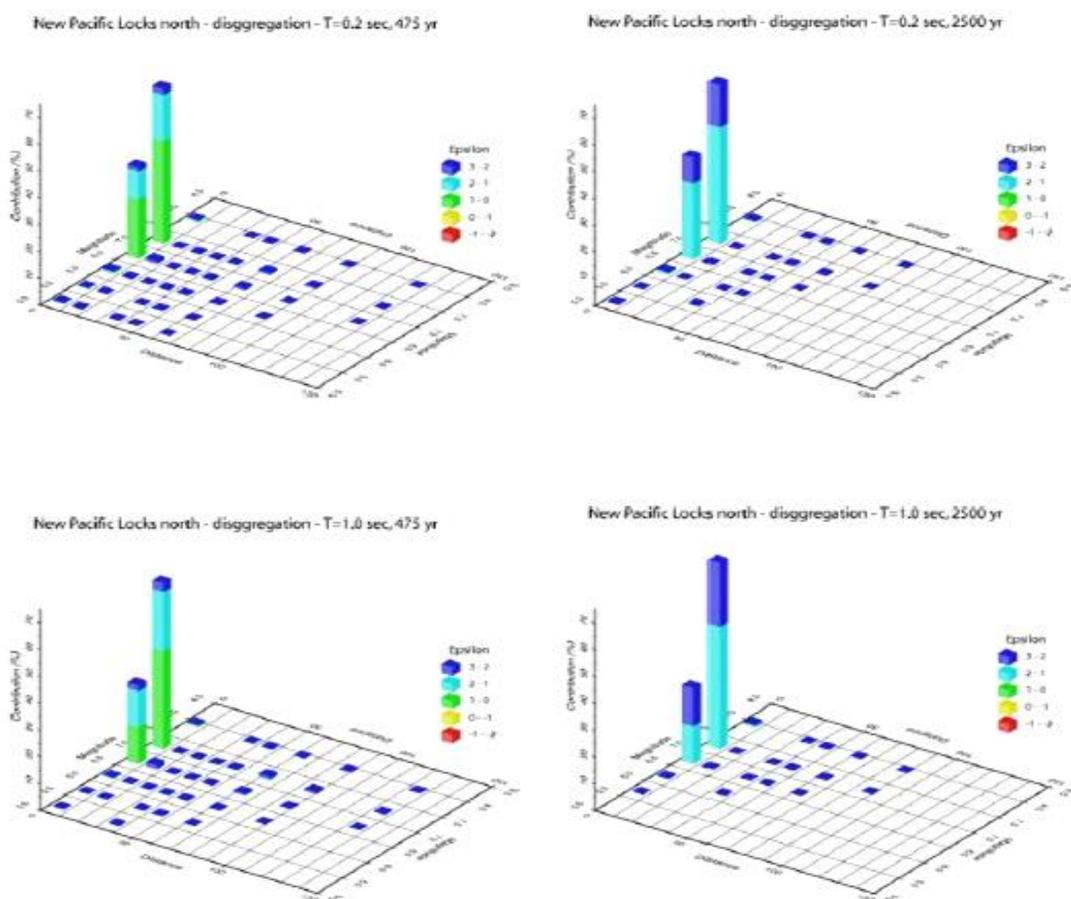


Figura 4.15. Desagregación de un sitio en Miraflores, para S_a a 0.2 y 1.0 s y periodos de retorno de 475 y 2500 años (URS, 2008).

A diferencia del estudio del USGS, al observar la Figura 4.18 se nota una mayor contribución de las fallas locales a la amenaza sísmica.

4.2.4.3. Estudio de Camacho y Benito, 2008.

El catálogo empleado en este estudio está homogenizado con magnitud de momento M_w e incluye sismos de los catálogos nacionales de Costa Rica, Colombia y Panamá, que han sido debidamente contrastados y filtrados para evitar repeticiones. En este estudio se empleó una zonificación de áreas para sismos originados en la corteza, la interfase del límite de placas y en la placa subducida (Figura 4.17). Las relaciones de atenuación utilizadas fueron las recomendadas por Climent et al. (2008) como más apropiadas para América Central: Climent et al., (1994), para sismos corticales, Youngs et al., (1997), para sismos en la interfase y Zhao et al., (2006), para sismos en la placa subducida.

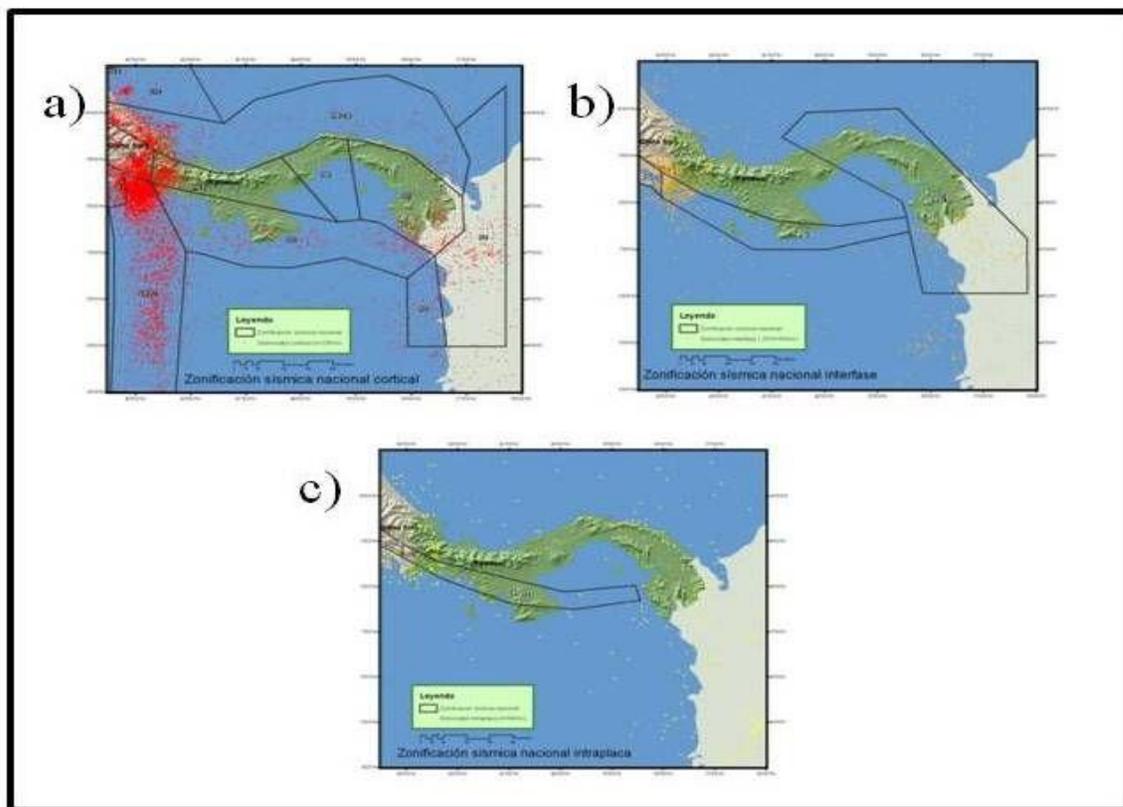


Figura 4.16. Figura 4.17. a) Zonificación cortical del Istmo de Panamá y alrededores. b) Zonificación de la zona de interfase y de interfase e intraplaca en el caso del este de Panamá. c) Zonificación intraplaca del Istmo de Panamá (Camacho y Benito, 2009).

Como productos se obtuvieron mapas de amenaza para Panamá para períodos de retorno de 500, 1,000 y 2500 años. En la Figura 4.18 se muestra el mapa correspondiente a 2,500 años de periodo de retorno.



Figura 4.17. Aceleración máxima (PGA) para un periodo de retorno de 2,500 años (Camacho y Benito, 2010).

Para la Ciudad de Panamá se obtuvieron específicamente espectros de amenaza uniforme (EAU) para periodos de retorno de 500, 1000 y 2,500 años y además se realizó una desagregación. Estos resultados se presentan a continuación:

Espectros de Amenaza Uniforme (EAU).

La Figura 4.15, representa los espectros de amenaza uniforme resultantes para periodos de retorno de 500, 1000 y 2500 años en la Ciudad de Panamá.

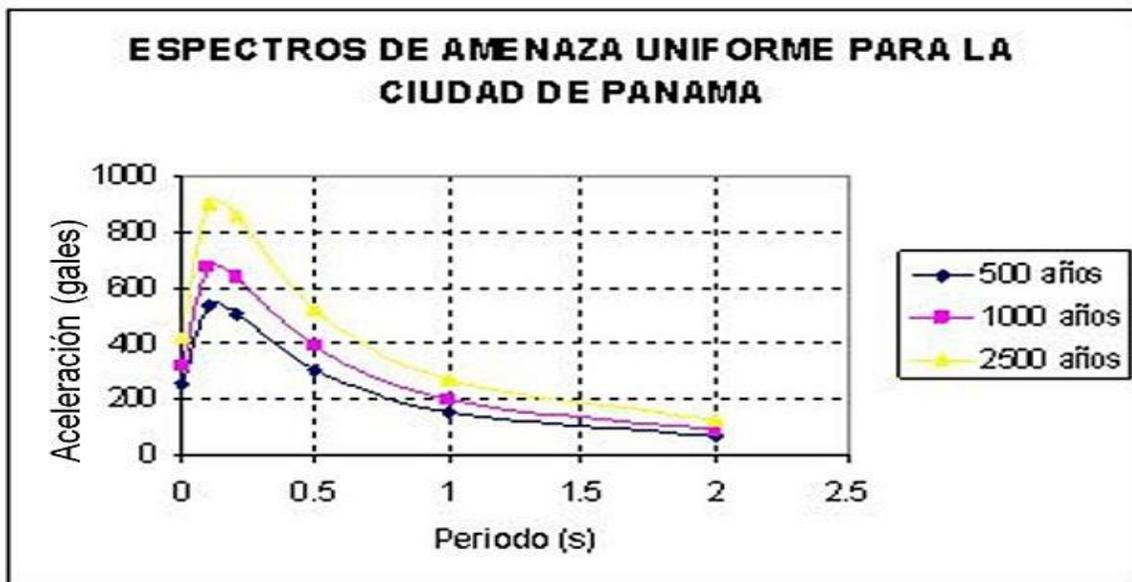


Figura 14.18. *Espectros EAU en Ciudad de Panamá, para PR =500, 1000 y 2500 años (Camacho y Benito, 2008).*

Desagregación de la Amenaza Sísmica.

Para conocer cuales fuentes sísmicas influyen más en la amenaza sísmica en Ciudad de Panamá, se realizó también la correspondiente desagregación cuyos resultados se muestran en la Figura 4.16. Estos resultados sugieren que la amenaza está controlada por un sismo proveniente del CDNP, de donde provendrá el sismo con mayor magnitud y un sismo por fallamiento local, cercano a la Ciudad de Panamá. Estos resultados coinciden con los del estudio del USGS.

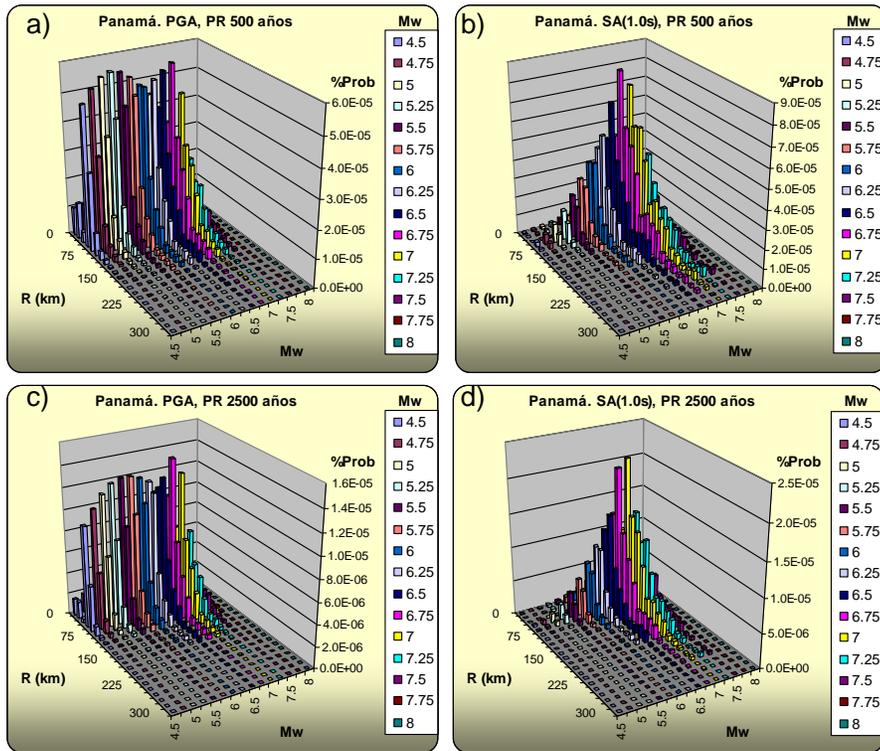


Figura 4.19. Resultados de desagregación en la Ciudad de Panamá para los movimientos objeto (a) PGA con PR=500 años, (b) Sa (1.0s) con PR=500 años, (c) PGA con PR=2500 años, (d) Sa (1.0s) con PR=2500 años. (Camacho y Benito, 2008)

CAPÍTULO 5

UN EJEMPLO DE APLICACIÓN: ESCENARIOS DE TERREMOTOS EN LA CIUDAD DE PANAMÁ

5.1. IMPORTANCIA DE LOS ESCENARIOS DE TERREMOTOS.

A pesar que por lo general se piensa que la Ciudad de Panamá no está expuesta a sismos destructivos, un análisis de los registros históricos nos demuestra que dos sismos importantes han ocasionado daños severos a la Ciudad de Panamá en tiempos históricos: el terremoto del 2 de mayo de 1621 ($M > 6.5$) y el del 7 de septiembre de 1882 ($M > 7.7$) (ver Capítulo 2).

El minimizar las pérdidas de vidas y daños a las personas, los daños a las edificaciones y a la propiedad e interrupciones en la vida económica y social por causa de terremotos depende, en buena parte, de estimaciones confiables de riesgo 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 riesgo sísmico, cada vez con menor incertidumbre. Esto permitirá la adecuada planificación del uso del territorio, mejor diseño y construcción de las edificaciones, mejor respuesta ante las emergencias sísmicas, predicciones de daños económicos más confiables, y muchas otras medidas de mitigación del riesgo sísmico, que permitan un desarrollo sostenible más seguro.

5.2. ¿QUE ES EL RIESGO SISMICO?

El riesgo sísmico no es más que la convolucion entre la amenaza o peligrosidad sísmica y la vulnerabilidad. En la Figura 5.1 aparece una ilustración de este concepto. El riesgo sísmico se puede clasificar según los elementos a evaluar y de acuerdo a la forma de estimación del grado de daño esperado en las estructuras. Según los elementos a evaluar, se clasifica en: estructural, no estructural, funcional, social y sistemático.

Anteriormente, en el Capítulo 3, vimos que el peligro o amenaza sísmica nos proporciona la probabilidad de excedencia de un nivel determinado de movimiento del terreno durante un periodo de tiempo establecido, el cual generalmente se da en forma de aceleración máxima del terreno (PGA) o aceleraciones espectrales. La evaluación del peligro sísmico es el primer paso en la evaluación del riesgo sísmico, el cual se obtiene combinando el peligro sísmico con las condiciones locales del terreno y 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 edificaciones que puedan ser afectadas significativamente; por otro lado sismos moderados en zonas densamente habitadas y urbanizadas representan una amenaza pequeña, pero presentan un alto grado de riesgo, debido a la alta densidad de población y de edificaciones expuestas.



Figura 5.1. *Riesgo sísmico como la convolución de la vulnerabilidad y el peligro sísmico.*

De los componentes del riesgo, la vulnerabilidad estructural es el único donde arquitectos, ingenieros, autoridades locales y nacionales, tienen cierto grado de control y pueden intervenir. La vulnerabilidad estructural puede entenderse como una característica intrínseca del edificio o estructura, que depende de sus características de diseño y construcción. En este sentido se puede afirmar que cada estructura (o tipo de estructura), independientemente de la peligrosidad del lugar donde se halla, se puede caracterizar mediante un parámetro o función que cuantifica su capacidad resistente, la que depende sólo de sus características y es independiente de la

peligrosidad del lugar. En una edificación la vulnerabilidad estructural varía significativamente dependiendo de los materiales de construcción, configuración estructural y las técnicas constructiva empleadas; por lo cual, conjuntos o grupos de edificios que presenten un comportamiento sísmico común se pueden agrupar en tipologías de edificios (Rota et al., 2008). Igualmente muchas veces es necesario tomar en cuenta la influencia del uso en la distribución interna y contenido de la edificación (residencial, comercial, industrial, deportivo, escolar, salud, etc.), los cuales pueden afectar la relación entre daños y pérdidas humanas (Giovinazzi, 2005).

Revisiones de metodologías para realizar escenarios de sismos han sido hechas por Steinem (2004) y Daniell (2009).

5.3. ANTECEDENTES DE ESCENARIOS DE SISMOS EN PANAMA

En el caso de Panamá, son muy pocos los escenarios de sismos que se han realizado. En 1999, bajo el proyecto RESIS I, se confecciono un mapa de escenario sísmico para la Ciudad de David, Chiriquí (Camacho et al. 1999). Por otra parte, en la Facultad de Ingeniería Civil de la Universidad Tecnológica de Panamá, se han desarrollado varias tesis de Licenciatura que han tratado el tema de la vulnerabilidad estructural en puentes, hospitales, escuelas y poblaciones utilizando el enfoque empírico (López, 1991; Justiniani, 1998; Samudio Vásquez, 1998; Vergara Barrios y Bethancourt Pérez, 1998; Bernal y Espinosa, 2001; Lewis Hayot y Mora Tarté, 2001; Rodríguez, Solórzano Greco y Vergara, 2002; Mitre Pérez y Cedeño Calderón, 2003; González y Vega, 2004; Vergara Villarreal, 2004).

5.4. EL PROGRAMA SELENA.

El programa SELENA, que estima pérdidas por terremoto empleando un enfoque de árbol de decisiones, fue desarrollado por Molina y Lindholm (2005) y Molina et al., (2010) y se basa en la metodología del HAZUS–MH (FEMA, 2003), sin embargo, es más flexible en lo parámetros de entrada y datos. Permite evaluaciones de perdidas deterministas, probabilistas y en tiempo casi real. Ha sido desarrollado en lenguaje MATLAB, lo que permite que el usuario lo adapte a cualquier tipo de estudio. Está integrado dentro de un sistema de árbol de decisiones o *logic tree*,

de tal forma que las incertidumbres en los datos de entrada y los modelos pueden incorporarse con mayor facilidad. Para la estimación de la demanda sísmica dependiente del sitio,

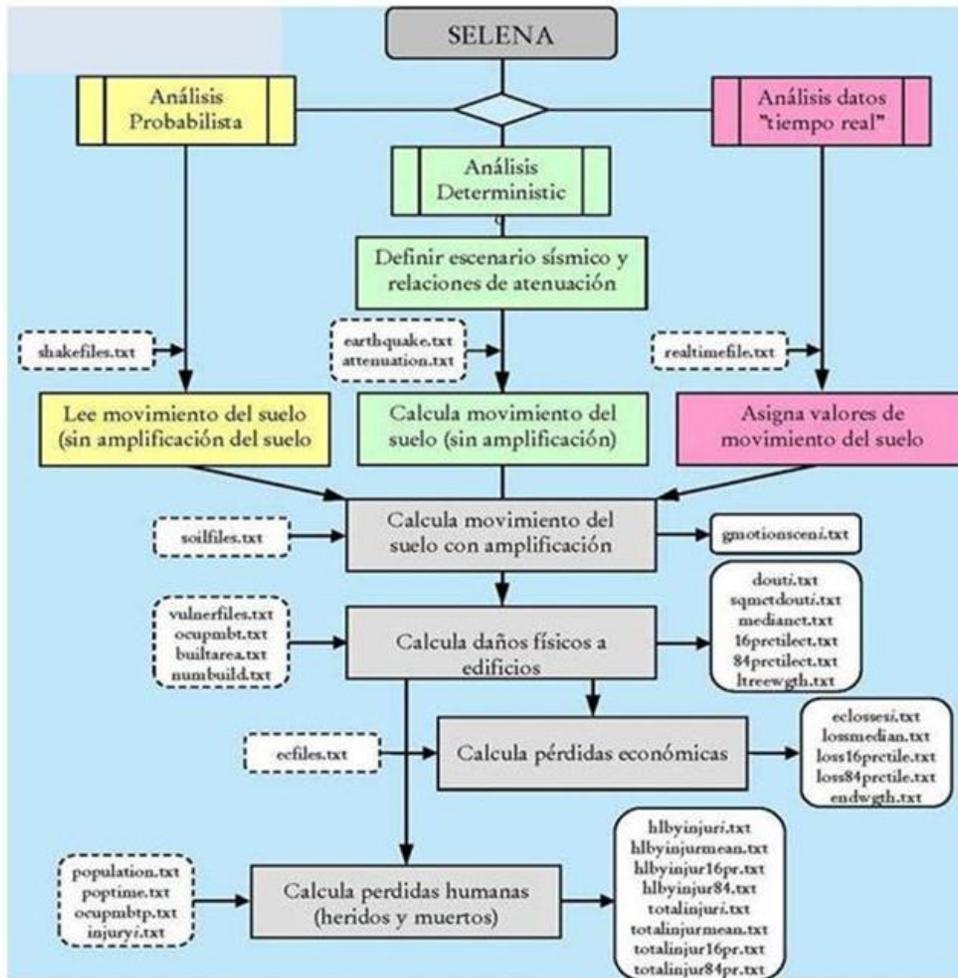


Figura 5.2. Flujograma del programa SELENA ((Molina et al., 2009)

SELENA incorpora los espectros estandarizados del International Code Council (IBC-2006), el código europeo (EUROCODE 8) y el código de la India (IS 1893). Para estimar el rendimiento estructural bajo solicitaciones sísmicas o el punto de rendimiento en este programa se han implementado tres procedimientos: el espectro de capacidad (ATC-40), y los métodos propuestos por el FEMA 440 (2005): el espectro de capacidad modificado y el método mejorado del coeficiente de desplazamiento. Un diagrama de flujo del programa se muestra en la Figura 5.2.

Esta herramienta combina métodos de espectros de capacidad con funciones de vulnerabilidad empíricas en términos de desplazamiento espectral de cada tipología de edificio durante un demanda sísmica estimada y entonces computa el daño estimado al igual que la pérdida económica relacionada (Molina et al, 2009). Los resultados finales se pueden desplegar en un SIG o utilizando el programa *RISE* (Lang y Gutiérrez, 2010), que ilustra los resultados en *Google Earth*.

5.4.1. Método del Coeficiente de Deriva o Desplazamiento Mejorado

El Método del Coeficiente de Deriva o Desplazamiento Mejorado fue utilizado para evaluar los daños estructurales sísmicos para la Ciudad de Panamá. Este método modifica la demanda de deriva o desplazamiento del sistema de un grado de libertad equivalente multiplicado por una serie de coeficientes para obtener una estimación de la demanda del desplazamiento máximo del oscilador no lineal (Figura 5.3).

El proceso se inicia con la generación de la curva de capacidad del oscilador no lineal. El periodo efectivo del sistema se calcula empleando la relación

Cuando se grafica en un espectro de respuesta elástico, representando el movimiento sísmico del terreno en forma de aceleración espectral máxima, S_a vs T_c , se puede calcular la demanda de

aceleración espectral del sistema lineal equivalente de un grado de libertad $(S_a)^{cl}$. La demanda máxima de desplazamiento espectral $(S_d)^{cl}$ se relaciona directamente con $(S_a)^{cl}$ por la relación

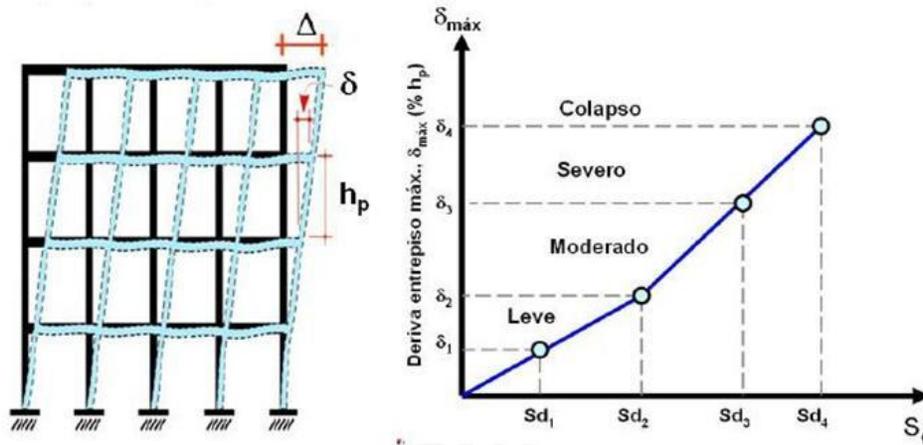


Figura 5.3. Definición del concepto de deriva se muestra a la izquierda y la relación entre las derivas máximas entrepiso y los desplazamientos espectrales obtenidos del espectro de capacidad a la derecha.

$$(S_d)^{cl} = (T_c)^2 / 4\pi^2 (S_a)^{cl} \quad (5.2)$$

El desplazamiento objetivo δ_1 , se calcula mediante la relación,

$$\delta_1 = C_1 C_2 (S_d)^{cl} \quad (5.3)$$

Donde,

C_1 = Factor de modificación para relacionar el desplazamiento máximo esperado de un oscilador no lineal con propiedades histéricas elásticas-perfectamente-plásticas (EPP) con la demanda de desplazamiento máximo del oscilador lineal.

C_2 = Factor de modificación para representar del efecto del ciclo o bucle deformado de histéresis y la degradación de rigidez para la respuesta máxima de desplazamiento.

Los coeficientes anteriores pueden calcularse con relaciones de aproximación (FEMA-440)

$$C_1 = 1 + (R-1) / a (T_c)^2 \quad (5.4)$$

$$C_2 = 1 + 1/800 (R-1/T_c)^2 \quad (5.5)$$

Donde

a es la tasa de demanda de fortaleza elástica con respecto a la capacidad de fortaleza calculada y a = coeficiente de la ecuación (3.7); con valores de 130, 90 y 60 para las tipos de suelo B, C y D del NEHRP.

Las curvas de fragilidad nos presentan la probabilidad de estar o exceder un estado de daños particular d_s dado por el desplazamiento espectral

$$P [d_s/S_d] = \Phi \quad \text{---} \quad \text{---} \quad (5.6)$$

Donde:

- d_s es el valor medio del desplazamiento espectral para el cual la tipología estructural alcanza el valor límite del estado de daño d_s ,
- β_{d_s} - es la desviación estándar del logaritmo natural del desplazamiento espectral para el estado de daño d_s ,
- Φ - es la función de distribución normal acumulativa estándar.

Los valores medios de desplazamiento espectral y los valores de desviación estándar son dados para distintas clases o tipologías de edificios. Para los Estados Unidos en el caso de HAZUS, estos valores se han obtenido realizando ensayos de laboratorio, para 36 tipologías constructivas y los mismos se definen en términos de derivas de edificios (FEMA, 1999).

5.5. GEOLOGIA Y LOS SUELOS EN LA CIUDAD DE PANAMA.

Las formaciones geológicas de la Ciudad de Panamá constan en su mayor parte de capas estratificadas de lutitas, limonitas, areniscas y conglomerados o breccias originados en su mayor parte de detritos volcánicos. Existen algunos estratos delgados de roca caliza y lutitas carbonaceas y algunos de los estratos contienen gran cantidad de arcilla. Las formaciones conocidas suelen variar en espesor desde unos pocos metros hasta 200 m de espesor. Las principales formaciones que encontramos en la zona urbana de Panamá son las siguientes:

Lama del Pacífico. Estos son los depósitos sedimentarios más jóvenes que se encuentran en esta zona. Son extremadamente suaves y poco consolidados.

Flujos de basaltos e intrusivos: Estos depósitos varían en su edad de formación (30×10^6 a 7×10^6 años) y se caracterizan por su dureza.

Formación La Boca: Es la formación que subyace la mayor parte de la ciudad de Panamá y es del Oligoceno. De acuerdo a Mc Donald (1915) esta formación es relativamente porosa y fácil de perforar. Consiste de una toba bien estratificada y de color claro. Localmente contiene algunos estratos arcillosos. Aflora extensivamente en toda la Ciudad de Panamá. Esta formación tiene por lo menos 110 m de espesor y sobreyace la formación Caimito.

Formación Culebra: Pertenece al Mioceno temprano y sobreyace la formación Gatuncillo. Está formada de una serie de materiales medianamente duros, tipo limolítico y arenoso, limolita y arcillas carbonatadas con algunas bandas de pizarras arcillosas que contienen microfósiles. Es una formación moderadamente fuerte, localizada sobre fallas.

Formación Cucaracha: Sobreyace la formación Culebra y es más joven que la misma. Consiste de material andesítico y a su vez predominan las pizarras arcillosas. Éstas son localmente bentoníticas e intercaladas con areniscas y tobas. Es una formación muy inestable.

Formación Las Cascadas: Es de la misma edad geológica que la Formación Cucaracha y está formada por material volcánico compuesto de aglomerados de tobas con guijarros angulares y redondeados de basaltos y andesita en una matriz de grano fino.

Formación Pedro Miguel: Data del reciente Mioceno y sobreyace la Formación Cucaracha. A menudo se le llama formación de aglomerado Pedro Miguel indicando que es dominada por aglomerados. El aglomerado está compuesto de pequeños y grandes fragmentos de basaltos en una matriz tobácea. Es un aglomerado de alta resistencia.

Formación La Boca: Esta formación se encuentra en la parte suroccidental de la Ciudad de Panamá, próxima al canal de Panamá. Es de la misma edad que la formación Pedro Miguel, del Mioceno temprano. Está compuesta principalmente por arenisca y limolita, aglomerados y tobas. Esta formación es considerada de baja resistencia a carga.

En la Tabla 5.1 se muestra en forma resumida las características de las formaciones geológicas que se encuentran en la Ciudad de Panamá. Un mapa geológico de la Ciudad de Panamá y alrededores se muestra en la Figura 5.4.

Tabla 5.1. Columna Estratigráfica de Ciudad Panamá (Stewart, 1980, US Army, 1966)

Formación	Tipo de roca	Dureza	Edad
Lama del Pacífico	Depósitos marinos y fluviales, arena, limos, arcilla, gravas y desechos orgánicos	Suelo poco consolidado	Holoceno
Flujos de basaltos e intrusivos	Intrusivos andesíticos y flujos basálticos	Roca dura	Mioceno Superior
La Boca	Areniscas marinas y limolitas	Roca suave	Mioceno Bajo Medio
Pedro Miguel	Piroclastos, aglomerados, tobas y flujos basálticos	Roca dura	Mioceno Bajo Medio
Las Cascadas	Aglomerados piroclásticos y tobas, algunas ignimbritas, andesitas y diques y flujos de basalto	Roca de dureza media	Mioceno Bajo Temprano
Cucaracha	Lutitas arcillosas y tobas volcánicas altamente alteradas	Roca suave	Mioceno Bajo Temprano
Culebra	Limolitas marinas, areniscas calcáreas y tobas	Roca suave	Mioceno Bajo Temprano
Panamá	Aglomerados piroclásticos y tobaceos, algunas intrusiones basálticas y andesíticas	Roca suave	Oligoceno Superior

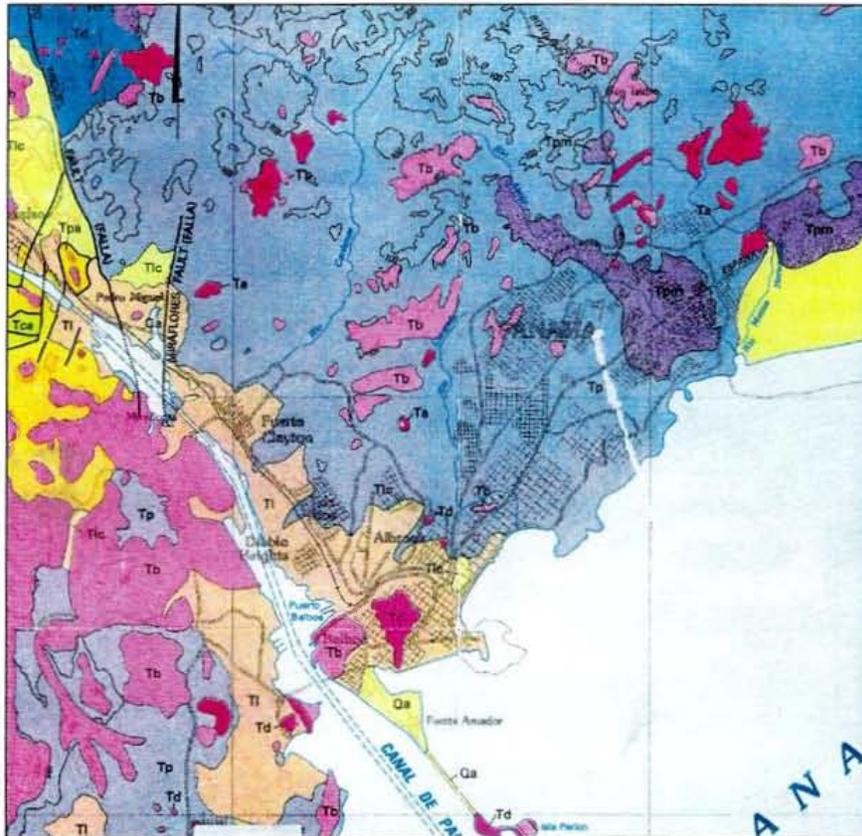


Figure 3.2 Geological map of the Panama Canal and surroundings
(Mapa geológico del Canal de Panamá y alrededores 1:100 000 (1980))

Qa	Undivided Holocene sediments, alluvium or fill.
Ta	Intrusive and extrusive andesite, Oligocene and early Miocene.
Tb	Intrusive and extrusive basalt, Middle and late Miocene.
Tca	Cucaracha Formation, Early Miocene. Bentonitic clay shale, carbonaceous clay shale and in lower part a thin ash flow tuff.
Td	Intrusive dacite and dacite porphyry, Miocene
Tl	La Boca Formation, early Miocene. Mudstone, siltstone, sandstone, tuff and limestone.
Tlc	Las Cascadas Formation, early Miocene. Agglomerate and soft, fine-grained tuff.
Tp	Panama Formation, early to late Oligocene. Principally agglomerate, generally andesitic in fine-grained tuff. Includes stream deposited conglomerate.
Tpa	Pedro Miguel Formation, early Miocene. Agglomerate and soft, fine-grained tuff.

Figura 5.4. Mapa Geológico de la Ciudad de Panamá y alrededores (Stewart, 1980).

La modificación de la señal sísmica debida a la influencia de las condiciones geológicas superficiales y topográficas durante o después de un terremoto, se conoce como efecto local de sitio. Esto consiste en la amplificación de la señal, la modificación de su contenido de frecuencias, así como una mayor duración de la misma (Sánchez Sesma, 1987). Ejemplos clásicos de estos efectos fueron observados durante los sismos de San Francisco en 1906 (Borcherdt y Gibbs, 1976), Ciudad de México en 1985 (Sánchez Sesma, 1987) y Loma Prieta en 1989 (Chin y Aki, 1991). En todos estos casos las amplificaciones locales de los sedimentos no consolidados causaron variaciones de intensidad de hasta dos grados MM. Sismos posteriores como los de: Northridge, California en 1994 (Hartzell, 1998); Kobe, Japón en 1995 (Aguirre e Ikura, 1997); Izmit, Turquía 1999 (Sadik et al., 2002) y LÁquila, Italia en 2009 (Bindi et al., 2009), proporcionaron evidencias adicionales sobre la importancia crucial que tienen los efectos locales al momento de cuantificar daños por terremoto. Es por esto que los efectos locales de sitio deben incorporarse en el diseño de facilidades críticas, uso del suelo, códigos sísmicos con el fin de reducir el riesgo sísmico estructural.

Debido que en muchas ciudades del mundo, al igual que en la Ciudad de Panamá, los sismos no son muy frecuentes, habría que esperar décadas para hacer estimaciones de respuesta local de los suelos bajo ellas. En las últimas décadas ha tomado un gran auge el uso de los microtemores, microtrepidaciones, ruido sísmico de fondo o el ruido sísmico ambiental para estimar la respuesta local de sitio haciendo uso de la técnica de las tasas espectrales o HVSNR. Esta técnica fue popularizada por Nakamura (1989), y se usa para determinar la frecuencia natural de vibración del terreno en un espacio de tiempo corto y a un bajo costo (Lermo y Chavez-García, 1993; Lermo y Chavez-García, 1994; Yamazaki y Anzari, 1997; Lebrun et al., 2001; Panou et al., 2005).

El propósito de los estudios de microzonación sísmica es el determinar el periodo fundamental y el factor de amplificación de los terrenos de una zona urbana cuando ocurra un sismo o terremoto, para luego desplegarlos en un mapa a escala grande, con el objetivo de una mejor planificación del uso del territorio y de la gestión del riesgo sísmico. El método de Nakamura o

HVSNR dada su sencillez, economía y rapidez es una buena alternativa para identificar el periodo fundamental de los suelos urbanos. La cartografía de los resultados permite diferenciar los suelos urbanos en zona, que al ser incorporados en los códigos sismoresistentes contribuye a la mitigación del riesgo sísmico estructural (Alfaro, 2001).

La Ciudad de Panamá está ubicada, en su mayor parte, sobre la Formación Panamá, la cual presenta dos fases, la marina y la volcánica. La formación volcánica está formada mayormente por aglomerados. La fracción rocosa es una roca ígnea, generalmente andesita en tobas de grano fino o basalto. Tanto la andesita como el basalto en su estado inalterado poseen gran resistencia a la compresión.

Villareal de Guizado (2003) reportó que en la ciudad de Panamá la roca sana se encuentra a una profundidad promedio entre 3 y 30 m, encontrándose afloramientos rocosos sobre toda la ciudad. Sobre esta roca encontramos suelos residuales, mezclas de limo y arcilla y en algunos lugares como Marbella y Calidonia bolsas de arena entremezcladas con los suelos finos; en estos sectores de la ciudad también encontramos suelos blandos ($SPT = 2-10$) entre capas de suelo de mediana ($SPT = 10 - 20$) y alta capacidad ($SPT > 20$) los cuales abundan mayormente en el resto de la ciudad.

Desde 1999, estudiantes del Real Instituto Tecnológico de Suecia han realizado varias campañas de medición de HVSR en varias partes de la Ciudad de Panamá (Brusewitz and Cohen; 1998; Hermansson y Landgren, 1998; Dahlström and SkogsjöTiteln, 2000; Fredriksson and Niklasson, 2000; Flodmark, 2006 y Karlsson and Karlsson, 2007). Empleando los resultados de sus mediciones y complementándolos con mediciones adicionales realizadas en la zona oeste, cercana al Canal de Panamá, algunos de cuyos espectros se muestran en la Figuras 5.5 y 5.6, se generó un mapa de isofrecuencias para la Ciudad de Panamá (Figura 5.7).

Para realizar el mapa de isofrecuencias se escogió una frecuencia de 3.5 Hz como la frecuencia de corte entre los suelos firmes y blandos por las consideraciones siguientes:

De acuerdo a la relación 4.9 expresada en términos de frecuencia f tenemos que.

$$f = V_s/4H \quad (5.7)$$

Donde f es la frecuencia natural del suelo

V_s es la velocidad de las ondas de corte en los primeros 30 m del perfil del terreno.

H es el espesor del suelo, que en nuestro caso es 30.0 m.

Una vez ubicados los puntos de medición se elaboró una tabla en *Excel* de 153 puntos de muestreo y se utilizó el algoritmo del vecino en un sistema de información geográfica.

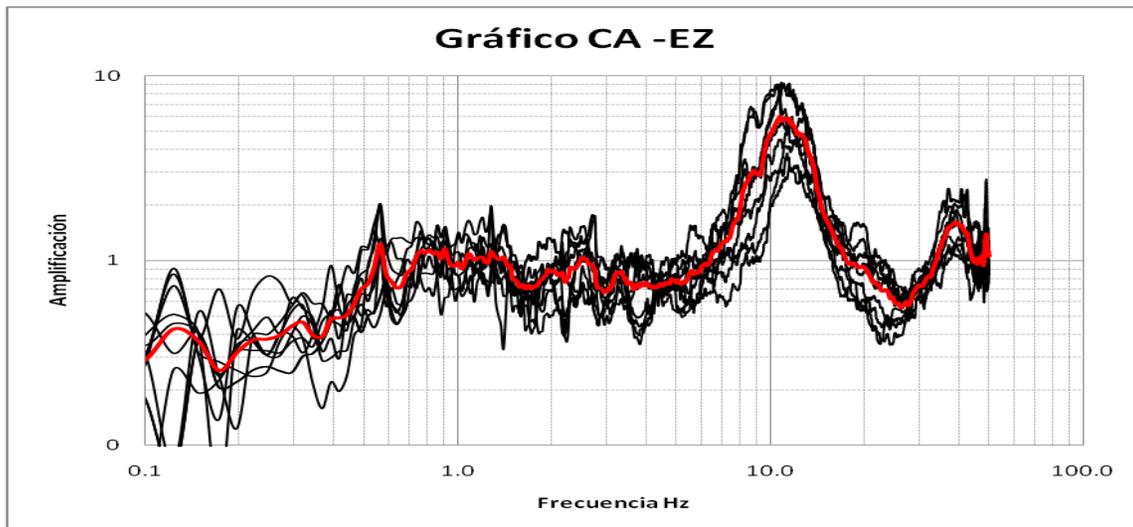


Figura 5.5. Espectro de HVSr de un sitio localizado en la parte norte de Albrook, Panamá

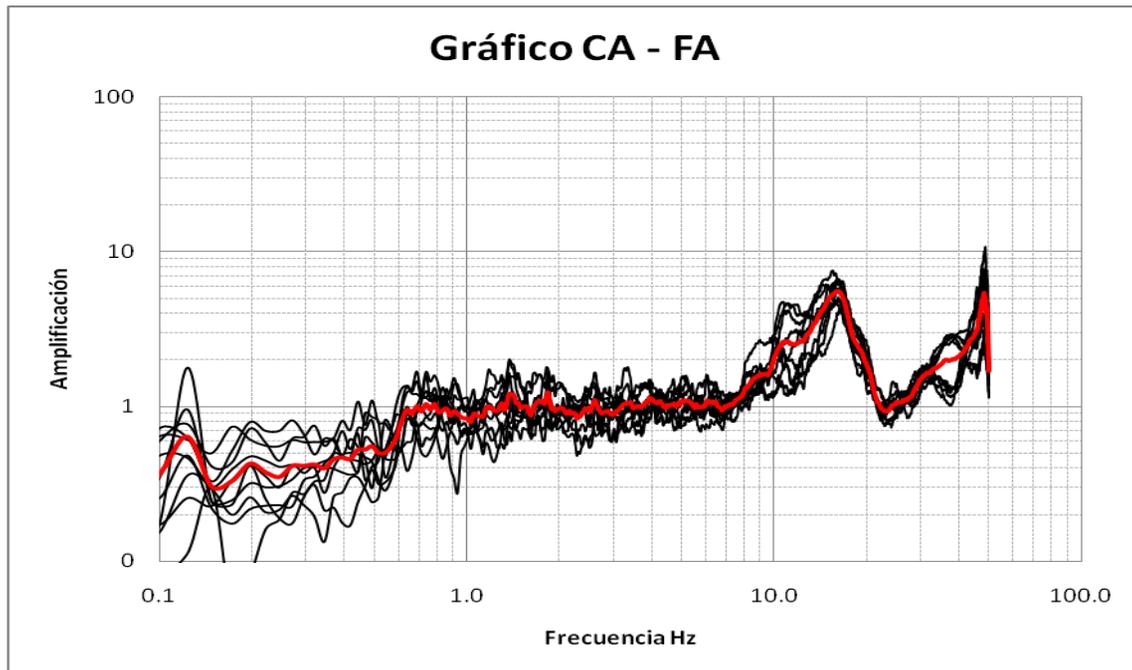


Figura 5.6. Espectro de HVSR de un sitio localizado en Clayton, Panamá.

Para el suelo firme asumimos una velocidad promedio de ondas de corte de 420 m/s, y la frecuencia natural del suelo será de 3.5 Hz y todas las frecuencias mayores a este valor serán suelo firme o roca, mientras que los suelos con frecuencias naturales menores a este valor pueden considerarse como suelos blandos. En la clasificación del IBC 2006 y del REP 2004, esto correspondería en el caso de suelos duros o firmes a suelos tipo B y C y en el caso de suelos blandos o muy blandos correspondería con suelos tipo D y E.

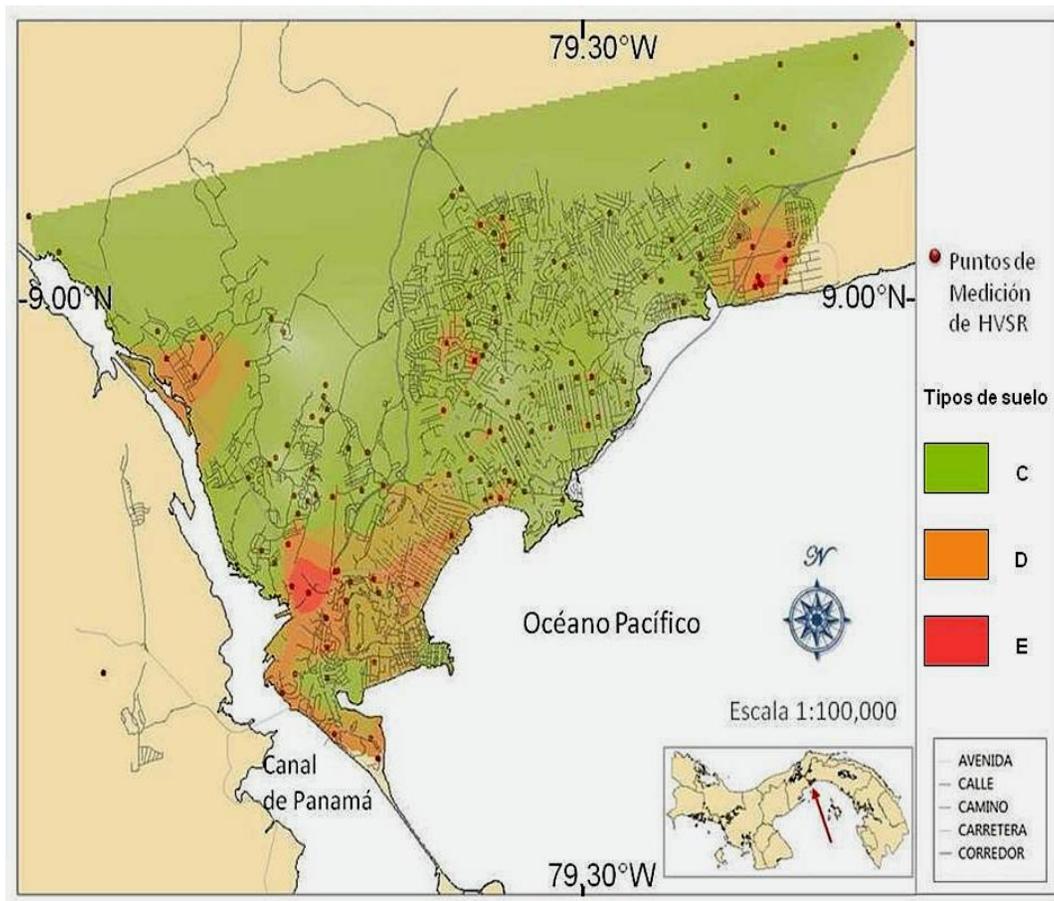


Figura 5.7 *Isofrecuencias de suelos en Ciudad de Panamá. Los suelos con frecuencias mayores a 3.5 Hz se muestran en color verde (suelo firme o roca) y los que poseen frecuencias menores a 3.5 en color rojo (suelo blando o muy blando). Los puntos en negro indican los sitios de medición.*

5.6. VULNERABILIDAD ESTRUCTURAL EN CIUDAD DE PANAMA

La distribución de edificaciones por tipología de estructura y uso es de vital importancia para desarrollar un escenario de terremotos. Sin embargo, las bases de datos de edificaciones y su tipo de uso, en la mayoría de los casos y los países se encuentra dispersa en diversas instituciones. Inventarios detallados como los mencionados anteriormente son necesarios para desarrollar modelos que pronostiquen los daños y estimen las pérdidas humanas (French y Muthukumar,

2006). Este tipo de información también es de gran utilidad para contar con una buena logística por parte de las autoridades a cargo de las emergencias y orientar las políticas de desarrollo, uso del terreno y de mitigación del riesgo sísmico en una ciudad o localidad determinada.

En la mayoría de los países la información sobre alturas, uso y tipología constructiva de las edificaciones es difícil de obtener, oneroso y muchas veces imposible de conseguir, ya que esta generalmente se encuentra distribuida en las bases catastrales, o en los censos de vivienda y por lo tanto muchas veces son consideradas como información confidencial.

Para evaluar el riesgo sísmico estructural en la Ciudad de Panamá se utilizó la tipología del suelo en cada Corregimiento de la Ciudad de Panamá, tomando referencia de diferentes informes de perforación realizadas por instituciones estatales como el Ministerio de Obras Públicas y la Universidad Tecnológica de Panamá y el mapa de la figura 5.7. En la Tabla 5.2, aparece la clasificación de los tipos de suelo de acuerdo a SELENA y al IBC (2006).

A continuación se explica como se clasificaron los suelos de la Ciudad de Panamá y se presenta su equivalente en la clasificación del NEHRP (IBC, 2006): Los suelos rocosos se clasificaron como tipo 2, que equivale al tipo B del NEHRP, los suelos densos y de roca suave se clasificaron como tipo 3, que equivalen al tipo C en el NEHRP, los suelos firmes se clasificaron como tipo 4 que corresponden al tipo de suelo D de NEHRP y los suelos blandos, como tipo 5, que corresponde a la tipología E de NEHRP.

En algunos corregimientos de la ciudad de Panamá se presentan varias tipologías de suelo como es el caso de Río Abajo, Bella Vista y Pueblo Nuevo, los cuales tienen tipo de suelo (2,3), (2,4), (3), respectivamente. El procedimiento presentado en este documento se basó en los suelos predominantes en la geounidad. Se evaluaron informes tipológicos realizados por la Universidad Tecnológica de Panamá y empresas privadas.

Tabla 5.2. Clasificación de los perfiles de suelo de acuerdo a SELENA y al IBC, 2006.

Clase de Sitio		Nombre del perfil de suelo	v_s a 30 m (m/s)
SELENA	IBC		
1	A	Roca dura	$v_s > 1,524$
2	B	Roca	$762 < v_s < 1,524$
3	C	Roca suave o suelo muy denso	$366 < v_s < 762$
4	D	Perfil de suelo rígido	$183 < v_s < 366$
5	E	Perfil de suelo muy suave	$v_s < 183$

La ciudad de Panamá ha tenido un crecimiento lineal, lo cual hace difícil la homogeneidad de criterios estructurales y constructivos para este proyecto. Como base de este análisis, se seleccionaron los corregimientos urbanos del Distrito de Panamá: Tocumen, Veinticuatro de Diciembre, Juan Díaz, Pedregal, Bethania, Calidonia, El Chorrillo, Parque Lefebre, Rio abajo, Santa Ana, San Francisco, San Felipe, Pueblo Nuevo, Curundú, Bella Vista y Ancón, que tienen una alta densidad Poblacional y Estructural. Aunque hubiese sido ideal incluir también al Distrito de San Miguelito este no se incluyó, debido a la complejidad, estructural, topográfica y social, factores que involucraba más apoyo económico y logístico para tener resultados reales a nivel general.

5.7. METODOLOGÍA UTILIZADA.

Todas las geounidades en estos escenarios (Figura 5.8) están ubicadas en la zona sur y noreste de la Ciudad de Panamá y se han trabajado con datos proporcionados por la Contraloría General de la República, el Ministerio de Vivienda y el Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC).

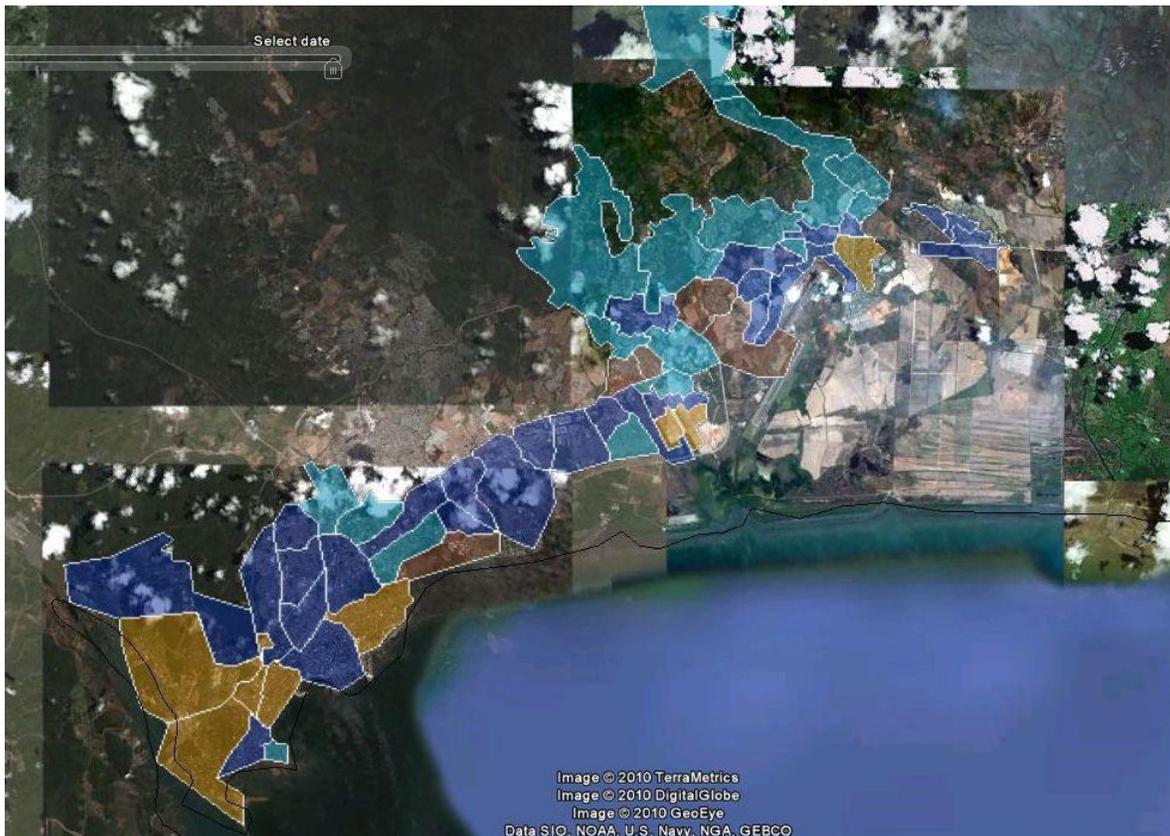


Figura 5.8. *Distribución de los distintos tipos de suelo en ciudad de Panamá. En celeste aparecen los suelos tipo 2 o B, en azul los suelos tipo 3 o C, en marrón los suelos tipo 4 o D y en rojo los suelos tipo 5 o E.*

Para la tipología estructural de las edificaciones en cada uno de los corregimientos objeto de esta simulación se utilizó información proporcionada en forma de shape files por el Sistema Nacional de Protección Civil (SINAPROC).

Los corregimientos de San Miguelito y Las Cumbres, ubicados al norte del centro de la ciudad, no fueron incluidos debido a que los mismos están asentados sobre zonas de colinas y valles, que

hacen más complicado este tipo de evaluaciones, ya que la respuesta de sitio juega un papel fundamental al momento de estimar los valores de aceleración del terreno.

El Ministerio de Vivienda y Urbanismo, la Contraloría General de la República y el SINAPROC proporcionaron shape files con información de área construida y uso de las edificaciones.

La ciudad se dividió en geounidades, que son polígonos en los que predominen características de suelo y/o tipología estructural bastantes similares. Se delimitaron sesenta y una (61) Geounidades, distribuidas dentro de un (1) Distrito (La Capital de Panamá), contenidos en dieciséis (16) Corregimientos. Dentro de estas 61 Geounidades se encontraron (16) tipologías estructurales, de las cuales (3) predominan como son: (madera 1-3 plantas), Bloques de Concreto Reforzados (1-3 plantas) y estructura de pórtico o marco de Concreto (1-3 plantas), que en la nomenclatura de SELINA son: W1, CBri y C1L. Dentro de estas tipologías estructurales se destacaron dos tipo de suelos predominantes (Suelos tipo B y C). Los suelos rocosos fueron encontrados en menos del 5% de las áreas donde se encuentran las edificaciones. Para este proyecto se tipificó los suelos numéricamente debido al proceso lógico del programa utilizado. Los suelos tipo B están representado por el (3) y el C por el (4). Los suelos predominantes en roca se clasificaron con el numeral (2).

El área bancaria en su mayoría está ubicada en el corregimiento de Bella Vista, donde se caracterizan los edificios (C1H) de más de ocho plantas. Por otro lado en los Corregimientos de San Felipe, Calidonia, Santa Ana y Chorrillo predominan los edificios de tipología de madera (W1), Calicanto (CC) y estructuras de concreto (CIL).

En este mismo sentido pudimos identificar los Corregimiento de Betania, Pueblo Nuevo y Parque Lefebre como los más complejos en su distribución, debido a la diversidad de tipologías constructivas, donde predominan las de Bloques de concreto (CBri) y (CBrc) , los edificios (C1L),(C1M) ,(C1H) y en menor escala las de Madera (W1).

Los corregimientos de Juan Díaz, Pedregal, Tocumen y la Veinticuatro de Diciembre son donde pernoctan el 70% de la población, las cuales predominan las edificaciones (CBri) y (CBu). Para

el caso del Corregimiento de Ancón se observó evidentemente el tipo predominante el cual es el de Paredes de Concreto Reforzadas (Antiguas Bases Militares US) (Brc) y en menor escala el tipo de Madera (W1)

Las curvas de capacidad y de fragilidad empleadas en este ejemplo de escenario sísmico están incorporadas al programa y fueron obtenidas de la literatura existente

5.8. ESCENARIOS DE SISMOS

En este estudio se desarrollaron tres escenarios de riesgo uno de sismo cortical cercano originado por una falla local y dos de sismo lejano o de subducción, uno interplaca y el otro intraplaca, originados en el Caribe en el CDNP. En la Figura 5.10, se muestra la ubicación y mecanismo focal de estos dos eventos.

Para el escenario de sismo interplaca se propone un sismo con un mecanismo focal inverso y con una magnitud M_w 7.9 frente a las costas de San Blas, con las coordenadas siguientes: 9.9°N , 78.9°W y $h=25.0$ km. En esta zona se originó el gran terremoto del 7 de septiembre de 1882 ($M_w>7.9$), que causó un tsunami (ver Capítulo 2). La relación de atenuación para este escenario es la de Youngs et al., (1997).

En el caso del ejemplo intraplaca el sismo tiene un mecanismo focal normal con una magnitud de M_w 7.0 originado en la zona de Bayano, al noreste del canal de Panamá, con las coordenadas siguientes: 9.4°N , 79.00°W y $h=60.0$ km. La relación de atenuación empleada para este escenario fue la de Youngs et al., (1997). En esta zona se produce la mayor parte de los sismos que son sentidos en Panamá Central con $I \geq V$ MM, como el del 4 de julio de 2009 (M_w 6.5; $h=65$ km).

En el caso del ejemplo intraplaca el sismo tiene un mecanismo focal normal con una magnitud de M_w 7.0 originado en la zona de Bayano, al noreste del canal de Panamá, con las coordenadas siguientes: 9.4°N , 79.00°W y $h=60.0$ km. La relación de atenuación empleada para este escenario fue la de Youngs et al., (1997). En esta zona se produce la mayor parte de los sismos

que son sentidos en Panamá Central con $I \geq V$ MM, como el del 4 de julio de 2009 ($M_w 6.5$; $h=65$ km).

Finalmente para el ejemplo de falla local el sismo tiene un mecanismo focal lateral derecho con una magnitud de $M_w 6.8$ y se origina en la Falla Pedro Miguel, al oeste del canal de Panamá, con las coordenadas siguientes: $8.98^\circ N$, $79.60^\circ W$ y una profundidad de 10.0 km. La relación de atenuación empleada para este escenario fue la de Climent et al., (1994). Los resultados de este ejemplo para una misma tipología se muestran en la Figura 5.10.

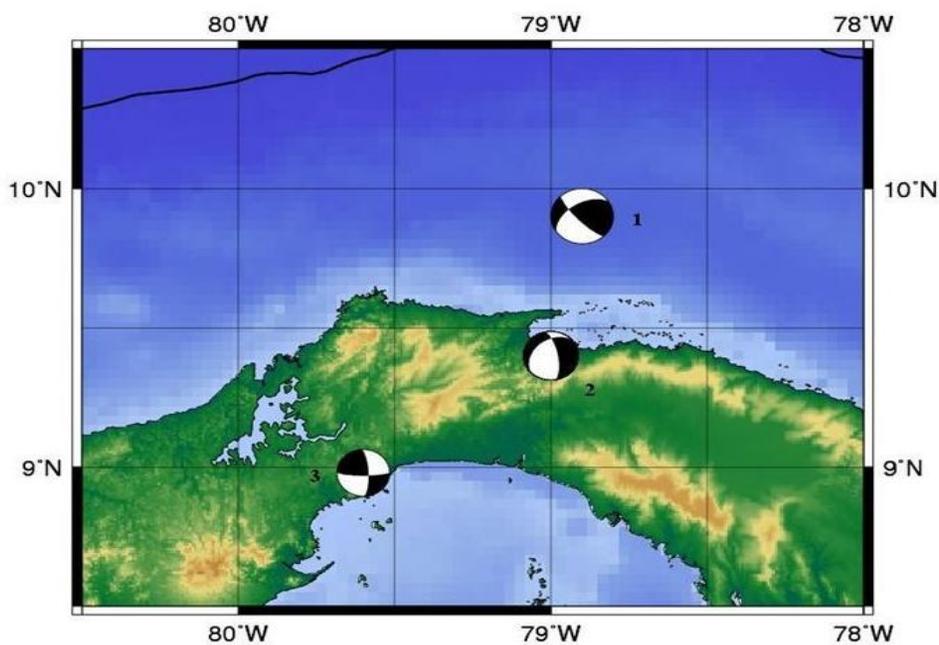
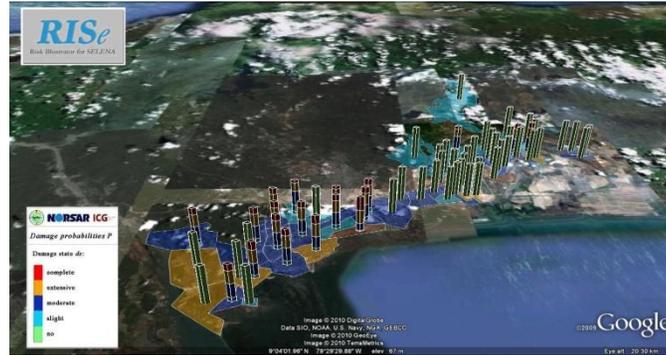
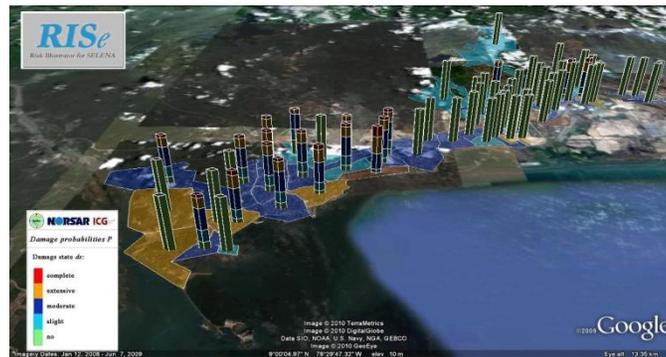


Figura 5.9. Sismos empleados en los ejemplos. El 1 corresponde a un sismo de subducción en el CDNP, con mecanismo focal inverso, el 2 a un sismo intraplaca con mecanismo normal y el 3 a un sismo con origen en la falla Pedro Miguel, con mecanismo focal trancurrente lateral derecho.

A)



B)



C)

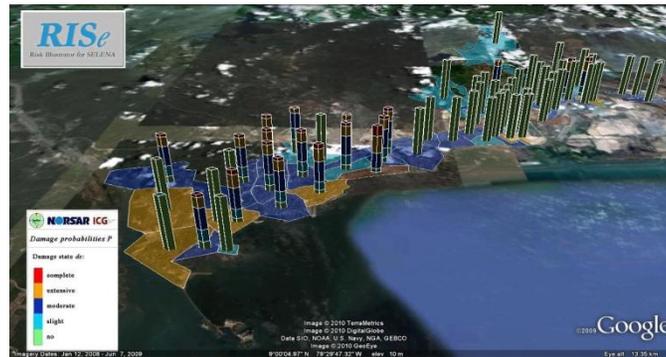


Figura 5.10. En orden descendente resultados de daños para una misma tipología (CIH) en los escenarios: A) falla local, B) interplaca e C) intraplaca.

CAPÍTULO 6

DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS

Estudios anteriores (Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990) concluyeron que la convergencia oblicua entre la placa Caribe y la microplaca de Panamá no habían formado una zona de Wadati-Benioff, en el noreste del istmo de Panamá, sino que solo indicaban un cabalgamiento amagmático de la placa Caribe por parte de la microplaca de Panamá.

A pesar que Panamá Central es un zona que presenta una sismicidad moderada, también estudios previos empleando datos telesismicos fueron escasos debido a la baja ocurrencia de sismos con $M_w > 5.0$. En este estudio, a partir de datos de redes locales y regionales, hemos mostrado evidencia de una zona de Wadati-Benioff en vez de un simple cabalgamiento en la margen Caribe de Panamá (Figura 7b). Esta característica se determinó a partir de los sismos localizados debajo de una profundidad de 28 km para el Moho en Panamá Central (ver Tabla 1.1) y observando también que gran parte de la sismicidad ocurre a mas de 40 km llegando en muchos casos hasta los 80 km de profundidad. A pesar de que Silver *et al.* (1990) indicaron que la subducción de la placa Caribe bajo Panamá no es un proceso autosostenible como el descrito por McKenzie (1977), existe una placa que se introduce bajo Panamá, hasta al menos una profundidad de 80 km. Los datos de sismicidad obtenidos a través de redes locales proporcionan una imagen más clara y nos dan una mejor idea de los patrones de sismicidad y tipo de fallamiento en Panamá Central.

Otros estudios realizados con datos telesismicos (Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988), muestran que la mayoría de los eventos en el CDNP frente a las costa Caribe de Panamá Central son del tipo normal o de cabalgamiento, mientras que sismos con mecanismos focales de tipo transcurrente o normal son mas comunes en el segmento este del CDNP. Considerando que los estudios de mecanismos focales proporcionan información sobre la dirección y la forma del fallamiento además del estado de esfuerzos en la litosfera, se analizaron los primeros arribos de los 12 eventos mejor registrados de profundidad intermedia contenidos en el catalogo sismico de Panamá Central. Los mecanismos focales obtenidos son similares a los de eventos grandes reportados por Adamek *et al.*, (1988) y el Global CMT (Figura 1.7a).

La distribución y tipos de mecanismos focales implican un campo de esfuerzos complejo en la placa Caribe subducente (Figura 1.7). El patrón de fallamiento observado no es el simple doblamiento/desdoblamiento observado en las fallas de empuje tensión/compresión, que encontramos en otras zonas de subducción del mundo, sino que este puede ser el producto de deformación interna de la placa Caribe subducente y/o la Microplaca de Panamá debido a la convergencia oblicua así como la reactivación de fallas preexistentes en el interior de Panamá. Es importante mencionar que la convergencia de la Microplaca de Panamá con la Placa Suramericana es mayor (20 mm/año), que la convergencia de 0.7 mm/año que se observa en entre la placa Caribe y la Microplaca de Panamá (Trenkamp et al, 2002). Por lo cual esta última convergencia también juega un papel importante en la deformación interna del centro y este del Istmo de Panamá.

La mayoría de los mecanismos obtenidos no se alinean con la placa Caribe, que esta subduciendo y sólo uno de tipo extensional se alinea con ella (Figura 1.7b), sugiriendo que existe resistencia friccional por parte del manto en la subducción de la placa Caribe.

Sismos de profundidad intermedia son capaces de producir movimientos del terreno más fuertes que los eventos superficiales (Molas y Yamazaki, 1995; Yongs *et al.*, 1997). Estudiando sismos del Japón, Morikawa y Sasatani (2004) observaron que en el caso de sismos de igual magnitud, los de profundidad intermedia producen una caída de esfuerzos y energía irradiada mayor en un área más pequeña de deslizamiento que los eventos superficiales de cabalgamiento. Un estudio de sismos causados por fallamiento normal y con profundidad intermedia realizado a nivel global por Choy y Kirby (2004) dio como resultado, que este tipo de sismos presentan esfuerzos aparentes (τ_a) anormalmente grandes, mayormente en el rango de profundidades que va de los 35 a los 70 km. Estos autores igualmente encontraron una relación entre los valores grandes de τ_a y las placas subducentes en regiones de deformación grande e intensa. La ocurrencia de sismos de profundidad intermedia bajo la microplaca de Panamá, junto a la existencia de fallas activas capaces de generar sismos fuertes en Panamá Central como las reportadas por Gath y Rockwell,

(2009) y Rockwell et al., (2010a; 2010b) presentan un nuevo factor a tomar en cuenta al momento de realizar evaluaciones de amenaza sísmica en Panamá Central.

El reciente descubrimiento de fallas activas en Panamá Central y la recurrencia de sismos en las mismas, en especial la Falla Río Gatún y la Falla Pedro Miguel hizo necesario el contrastar los resultados paleosismológicos con lo que se encuentra en el registro histórico. Por esta razón, se reevaluó la sismicidad histórica de la ciudad de Panamá, haciendo énfasis en los sismos fuertemente sentidos ($I \geq VMM$) o que hayan producido algún tipo de daño, lográndose aportar nuevas fuentes documentales y encontrar sismos que no han sido reportados anteriormente: 1857, 1916, 1921, 1939, 1945, 1947, 1953, 1957 y 1960. Además se presentan pruebas documentales que sugieren como poco probable la ocurrencia del sismo de 1849. Finalmente se comprobó que la Ciudad de Panamá ha sufrido daños severos por causa de los sismos de 1621 y 1882.

A pesar de existir fallas activas muy cercanas a la Ciudad de Panamá, que muestran actividad reciente (Rockwell et al., 2010a; 2010b), la escases de daños en la ciudad de Panamá, podría deberse a que a diferencia de otras capitales coloniales, la mayoría de sus edificaciones eran construidas de madera, quincha o cañaza con techos de palma, que son tipologías estructurales que resisten mejor los embates de los sismos. No fue sino hasta finales del siglo XVIII y después de haber sufrido la ciudad tres incendios devastadores que la mampostería empezó a tomar auge como tipología constructiva predominante en la ciudad. Otro factor que explicaría los pocos daños causados por los sismos en Panamá Central en tiempos históricos es el hecho que las atenuaciones de Q coda de ondas sísmicas, en Panamá Central, son relativamente altas en relación a otras capitales de América Central, y comparables a las del Centro de California y el Noroeste de los Estados Unidos, tal como se vio en el Capítulo 1.

En la Figura 6.1 se presenta un mapa que compara las localizaciones originales de Gutenberg y Richter (1954) y las nuevas localizaciones correspondientes a los tres sismos que se relocalizaron en el CDNP, empleando lecturas de boletines sismológicos históricos. Se observa que estos sismos no son de origen cortical como han sugerido algunos autores sino que provienen del

CDNP y el sismo de 1914 no es intermedio o intraplaca, como los de 1930 y 1935, sino que es un sismo interplaca y con epicentro en el Mar Caribe.

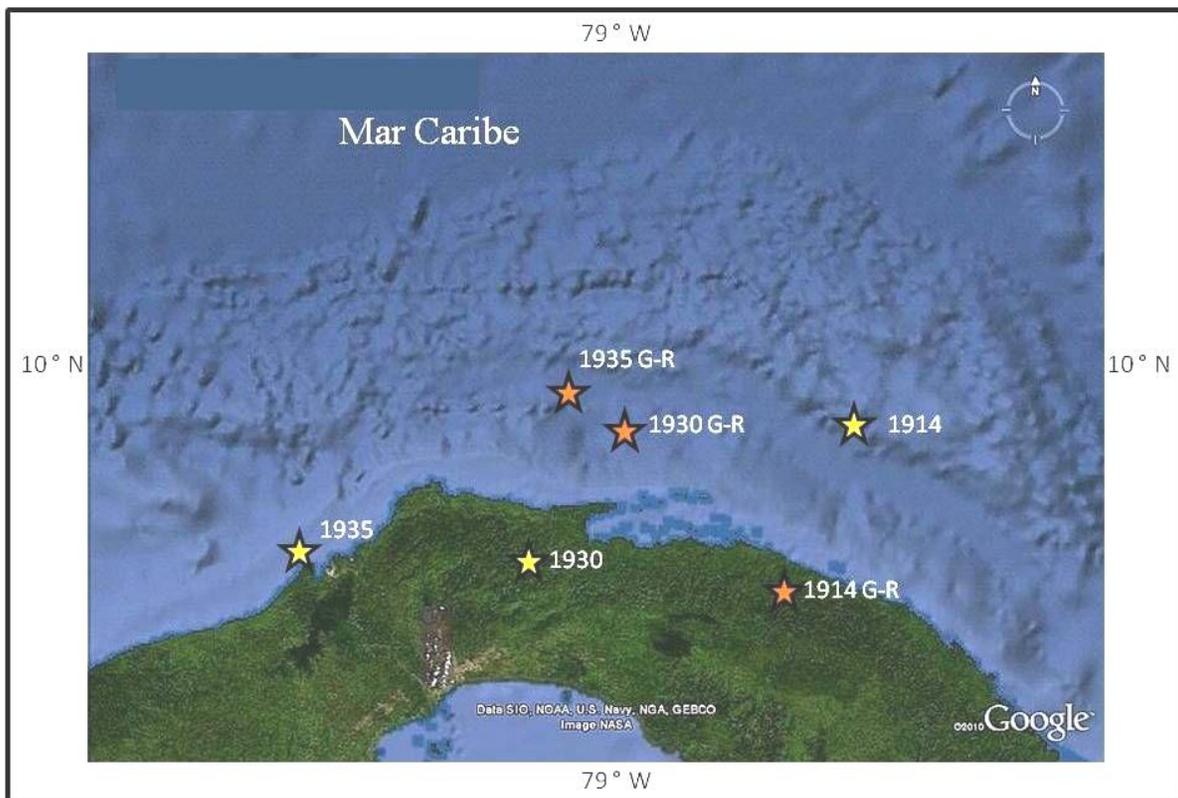


Figura 6.1. Sismos relocados en el CDNP y localizaciones anteriores de Gutenberg y Richter (1958).

Toda esta información sismotectónica es de gran utilidad para reducir las incertidumbres al momento de realizar evaluaciones de amenaza sísmica. En el Capítulo 3 se revisa brevemente la metodología para evaluar la amenaza sísmica, con especial énfasis en el método probabilista y en

el Capítulo 4 de este estudio, se revisa la regionalización sismotectónica del Istmo de Panamá y se comparan los tres últimos estudios de amenaza sísmica en roca para Panamá, dos de ellos realizados para apoyar los estudios de ampliación del Canal de Panamá. Todos estos estudios arrojan resultados más altos de aceleración del terreno que estudios anteriores. Al comparar las graficas de desagregación para sitios rocosos en la Ciudad de Panamá se observa que los estudios del USGS (2005) y Camacho y Benito (2008) ven una influencia en la amenaza sísmica por causa de un sismo originado en una falla local cercana y otro de subducción proveniente del CDNP. La desagregación del estudio de URS (2008) le da mayor peso a un sismo proveniente de una falla local muy cercana a la Ciudad de Panamá. Esta diferencias podrían se causadas por el tipo de zonificación empleada en cada uno de estos estudios.

Un primer análisis de estos mapas de amenaza sísmica (Figuras 4.11, 4.14 y 4.17) permite observar que para todos los períodos de retorno las mayores aceleraciones pico PGA se generan 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, a excepción del estudio de URS (2008) que presenta valores altos de aceleración en las falla locales de Panamá Central.

Si examinamos los resultados de la desagregación del estudio de Camacho Benito (2008), 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 [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 entorno a M 6.75 y R 60 km y todo ello ocurre tanto para periodo de retorno de 500 años como de 2500 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 magnitud y a distancias intermedias los que generan contribuciones similares.

Al contrastar el espectro de amenaza uniforme generado por Camacho y Benito (2008) con los espectros del código Estructural Panameño (REP2004) para ciudad de Panamá se observa:

1. Al analizar la Figura 6.2 observamos que el espectro del código actual predice aceleraciones más altas que las del UHS de nuestro estudio para periodos estructurales mayores a 0.4 s (aproximadamente), siendo excedido por el UHS en el rango de 0.1 a 0.4 s. Por tanto, a la luz de los resultados de nuestro estudio, el espectro del código no resulta conservador entre 0.1 y 0.4 s, si bien esta tendencia de no exceder el rango de corto periodo es observada en muchos otros códigos y es justificada por razones de ductilidad.
2. El espectro propuesto para la revisión del código (Figura 6.3) es aún menos conservador y solo excede al UHS de nuestro estudio para periodos mayores a 0.6 s, aproximadamente.

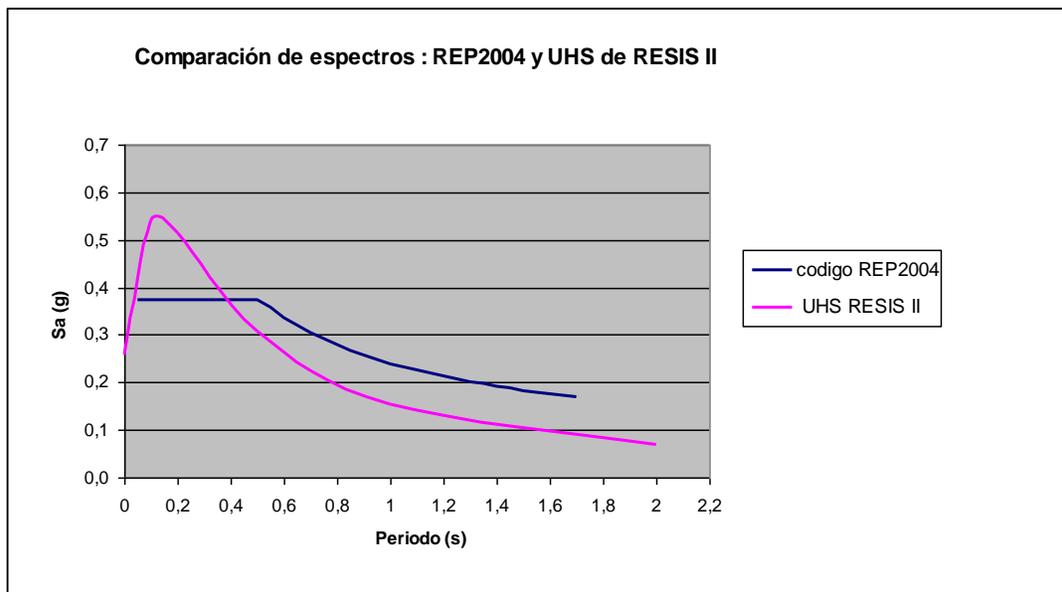


Figura 6.2. Comparación entre el espectro de amenaza uniforme generado en este trabajo (UHS) para periodo de retorno de 500 años y el recomendado en el Código Estructural Panameño (REP2004) actualmente vigente.

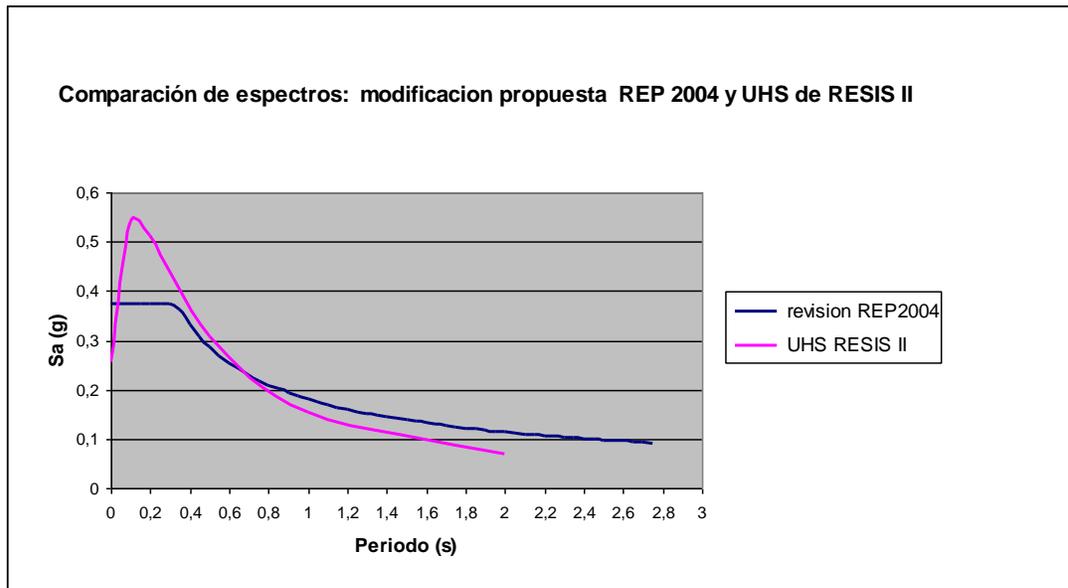


Figura 6.3. Comparación entre el espectro de amenaza uniforme generado en este trabajo (UHS) para periodo de retorno de 500 años y el propuesto para la futura revisión del Código Estructural Panameño (REP2004).

En el Capítulo 5, se realizó un ejemplo de la utilidad de la zonificación sismotectónica y las evaluaciones de amenaza sísmica para generar escenarios de terremoto para la Ciudad de Panamá.

Al examinar el mapa de isofrecuencias para la Ciudad de Panamá (Figura 5.7) se observa que las zonas de Albrook, Marbella, sur de Bella Vista y Costa del Este son las que presentan los suelos mas blandos (Tipo D y Tipo E), lo que corrobora el hecho que las mismas están asentadas sobre zonas de relleno, antiguos manglares y valles aluviales, tal como lo muestran mapas antiguos: McGuinness (2007) y Humphrey (1903), entre otros.

Los resultados de estos escenarios de terremoto desarrollados muestran como el factor suelo es preponderante al momento de estimar los daños a las estructuras.

CAPÍTULO 7

CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de esta investigación son las siguientes:

1. La revisión de la sismicidad histórica en el CDNP ocurrida en los últimos 200 años revela la ocurrencia frecuente de sismos moderados a grandes ($M > 7$). El análisis de un catálogo nuevo para Panamá Central, compilado a partir de datos sísmicos digitales de redes locales y regionales registrados en los últimos 10 años revela que varios de los sismos en esta región ocurren bajo el Moho, dentro de profundidades del manto y delinean una bien definida zona de Wadati-Benioff en el límite norte de la Microplaca de Panamá (Figura 1.7b). La existencia de esta zona de Wadati-Benioff bajo Panamá así como la existencia de fallas activas próximas a las ciudades terminales de Panamá y Colón (Figura 1.8), proporcionan información nueva sobre la amenaza sísmica potencial en Panamá Central y añade un nuevo nivel de complejidad para futuras evaluaciones de este tipo de amenaza en esta región.
2. De la evaluación de los registros históricos se concluye que los sismos de 1621, 1855 y 1971 parecen haberse originado en la misma zona de falla, pero en segmentos diferentes. El de 1621 en tierra firme muy cerca de la Ciudad de Panamá, el de 1855 en la Bahía de Panamá, cerca de la Isla de Taboga y el de 1971, 40 km mar afuera de la Ciudad de Panamá en el Golfo de Panamá y más próximo al Archipiélago de Las Perlas.
3. El que haya pocos reportes de daños y afectaciones por causa de sismos con fuertes en Panamá Central, podría explicarse por las tipologías constructivas predominantes hasta mediados del Siglo XX, basadas en la madera, hojas de palma y paja y por las atenuaciones relativamente altas que se observan en esta zona.
4. La relocalización de los sismos de 1914, 1930 y 1935 (Figura 6.1) indica que los mismos se originaron en el CDNP y no se originaron en una falla local. A diferencia de los sismos de 1930 y 1935, que son intraplaca, la relocalización del sismo de 1914 sugiere que el mismo es interplaca con hipocentro mar afuera y no en el continente como había sugerido (Gutenberg y Richter, 1958).

5. A pesar de que históricamente la sismicidad en la región interoceánica del istmo es relativamente baja, la misma ha sido afectada por eventos destructivos al menos en dos ocasiones como es el caso de los eventos del 2 de mayo de 1621, originado por una falla local cercana a ciudad de Panamá, que se presume es la de Pedro Miguel, y el 7 de septiembre de 1882, que se originó en el Caribe, en el CDNP, frente a las costas de San Blas.
6. Para la Ciudad de Panamá se observa que el período largo del movimiento es dominante la influencia de la subducción, mientras que en el período corto, sismos de diferentes magnitudes y a distancias intermedias generan contribuciones similares.
7. Se recomienda que se mantenga el espectro de diseño actual del Reglamento Estructural Panameño (REP-2004), ya que presenta valores más conservadores que la modificación que se pretende incorporar.
8. Los ejemplos de escenarios de sismos muestran que en la Ciudad de Panamá se observa daño estructural, de moderado a extensivo en todos los escenarios y que el tipo de suelo juega un papel fundamental en la distribución de los daños. Es por esto que es conveniente realicen microzonaciones sísmicas, que cubran todas las zonas que no han sido exploradas anteriormente para tener un conocimiento más detallado y completo del comportamiento dinámico de lo suelos.
9. Finalmente sería conveniente realizar un inventario estructural más detallado, donde se refleje la tipología y el año de construcción de cada estructura de una forma más exacta y con menor incertidumbre.

REFERENCIAS

- Abe, K., y S. Noguchi (1983a). Revision of magnitudes of large shallow earthquakes, 1897-1912, *Phys. Earth & Planet. Interiors* **33**, 1-11.
- Abe, K., y S. Noguchi (1983b). Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1898-1917, *Phys. Earth. & Planet. Interiors* **32**, 45-59.
- 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. (2000). State of the Practice of Seismic Hazard Evaluation, *Proceedings of Geo Eng 2000*, Melbourne, 19-24 November, Vol. 1, 659-685.
- Abrahamson, N. A., y J. J. Bommer (2005). Probability and Uncertainty in Seismic Hazard Analysis, *Earthquake Spectra* **21**, 603-607.
- Abrahamson, N. A., y K. M. Shedlock (1997). Overview, *Seismol. Res. Lett.* **68**, 9-23.
- Acres International Limited (1982). Proyecto Hidroeléctrico Tabasara. *Feasibility study. Appendix C: Seismic study*, 200 págs.
- Adamek, S., C. Frohlich y W. D. Pennington (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary; constraints on microplate tectonics of the Panama region, *J. Geophys. Res.* **93**, 2053-2075.
- Aguirre, J., e K. Ikura (1997). Nonlinearity, liquefaction, and velocity variation of soft soil layers in Port Island, Kobe, during the Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc.* **87**, 1244 - 1258.
- Aki, K., y K. Irikura (1991). Characterization and mapping of earthquake shaking for seismic zonation, in Proc. of the 4th Int. Conf. on Seismic Zonation, Nice, France.
- Albarello, D. (2007). Seismic Hazard Assessment: Management of Uncertainty and Validation in *Societa Italiana di Statistica Proceedings of the 2007 intermediate conference: Risk and Prediction*, Univerista ca Foscari, Venezia, Italy, 6-8 June.

- Albarello, D., R. Camassi, y A. Rebez (2001). Detection of Space and Time Heterogeneity in the Completeness of a Seismic Catalog by a Statistical Approach: An Application to the Italian, *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 1694-1703.
- Alfaro A., L.G. Pujades, X. Goula, T. Susagna, M. Navarro, J. Saánchez y J.A. Canas (2001). Preliminary Map of Soils Predominant Periods in Barcelona Using Microtremors. *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 2499-2511.
- Algermissen, S. T., E., Kausel, y P.C. Thenhaus (1992). Earthquake Hazard in Chile, *Rev. Geofis.* **37**, 194-218.
- Algermissen, S. T. y E. V. Leyendecker (1992). A Technique For Uniform Hazard Spectra Estimation In The United States, *Proceedings of Tenth World Conference on Earthquake Engineering*, Madrid, España, 19 al 25 de julio, Vol 1, 391-398.
- Ambraseys N., y R. Adams (2001). *The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1895-1995*. London: Imperial College Press, 320 págs.
- Ambraseys N., y R. Adams (1996). Large-magnitude Central American earthquakes, 1898-1994, *Geophysical Journal International* **127**, 665-692
- Anderson, C. (1911). *Old Panama and Castilla del Oro*, Press of Sudwarth Co., Washington, 558 págs.
- Anderson, J. G. S., G. Wesnousky, y M. W. Stirling (1996). Earthquake size as a function of fault slip rate, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 683-690.
- A.N.S.S. (2010). Advanced National Seismic System Composite Earthquake Catalog, <http://www.ncedc.org/anss/catalog-search.html>.
- Archivo General de Indias. Panamá 30, 102 y 104.
- Archivo Nacional de Panamá. Estante 69, Cajón 2, Legajo 32, Tomo XIII D. 260.
- Archivo Nacional de Panamá. Estante 69, Cajón 3, Legajo 32, Tomo XIV Doc. 261.
- Archivo Nacional de Panamá, (1882a). Tomo 1803, ____287____.
- Archivo Nacional de Panamá, (1882b). Cajon 875, Tomo 2744. 100.
- Archivo Nacional de Panamá, (1882c). Cajon 876, Tomo 2768. 18.
- Archivo Nacional de Panamá, (1882d). (Prefectura de David, notas al Secretario de Gobierno 1881-1883, 79.

- Arroyo, I. (2001). Sismicidad y Neotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca: hacia una mejor definición sismogénica del sureste de Costa Rica. Tesis de Licenciatura, Universidad de Costa Rica, 162 pp.
- Atkinson, G. M., y Boore, D. M. (2003). Empirical ground-motion relations for subduction-zone earthquakes and their application to Cascadia and other regions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **93**, 1703–1729.
- Atkinson, G. M., y K. Goda (2011). Effects of Seismicity Models and New Ground Motion Prediction Equations on Seismic Hazard Assessment for Four Canadian Cities, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 176-189.
- Audiencia de Panamá (1607). Descripción de Panamá y su Provincia, en: Relaciones Históricas y Geográficas de América Central, Tomo VIII, Librería General de Victoriano Suárez, Madrid, 1908, 136-159.
- Baker, J. W. (2008). An Introduction to Probabilistic Seismic Hazard Analysis (PSHA). [http://www.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker\(2008\)IntrotoPSHAv1_3.pdf](http://www.stanford.edu/~bakerjw/Publications/Baker(2008)IntrotoPSHAv1_3.pdf)
- Baker, J. W., y Cornell C. A. (2006). Which Spectral Acceleration Are You Using? *Earthquake Spectra* **22**, 293-312.
- Barrit, 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 págs.
- Batlo, J., E. Camacho, y R. Maciá (2008). Revisión de terremotos históricos de Panamá a partir de registros antiguos, *VII Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, Lisboa, Portugal.
- Bazurro, P., y C. A. Cornell (1999). Disaggregation of Seismic Hazard. *Bull. Seism. Soc. Am.* **89**, 501-520.
- Beauval, C., y O. Scotti (2003). Mapping b-values in France using two different magnitude ranges: possible non power-law behavior, *Geophys. Res. Lett.* **30**, 1892-1900.
- Bendito, A., P. Rivero, y W. Lobo Quintero (2002). Variación Espacio-temporal de los Parámetros de Recurrencia Sísmica en el Occidente de Venezuela. *IMME*, **40**, 1-14. ISSN 0376-723X.

- Benito, B., C. Lindholm, E. Camacho, A. Climent, G. Marroquín, E. Molina, W. Rojas, E. Talavera, J. Escobar, G. Alvarado, y M. Pérez Escalante (2009). Metodología de cálculo (aspectos históricos) y Anexo 3 en Amenaza Sísmica en América Central, Entinema, Madrid, España, 41-65 y 299-305.
- Benito, B., y M. E. Jiménez (2000). Peligrosidad Sísmica. *Física de la Tierra* **11**, 11-45.
- Benjamin, J. R., y A. Cornell (1970). Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers. McGraw Hill, New York, 675 págs.
- Bernal, E. O., e I. A. Espinosa (2001). Análisis de Vulnerabilidad Sísmica en Los Ángeles, Corregimiento de Bethania. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá*, 132 págs.
- Bernreuter, D. L. (1992). Scaling and estimation of earthquake ground motion as a function of the earthquake source parameters and distance, NUREG/CR-2103;UCRL-53020, U. S. Nuclear Regulatory Commission, Washington DC
- Bernreuter D. L., L. B. Savy, R. W. Mensing, y J. C. Chen (1989). Seismic Hazard Characterization of 69 Nuclear Plant Sites East of the Rocky Mountains, NUREG/CR5250. UCID21517, 8 volúmenes, U. S. Nuclear Regulatory Commission, Washington DC.
- B. H. P. (1909). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1909.
- B. H. P. (1910). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1910.
- B. H. P. (1921). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1921.
- B. H. P. (1930). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1930.
- B. H. P. (1935). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1935.
- B. H. P. (1936). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1936.
- B. H. P. (1939). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1939.
- B. H. P. (1945). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1945.
- B. H. P. (1947). Balboa Heights Panama Files, log of seismographic records for 1947.
- Bindi, D. F. Pacor, L. Luzi, M. Massa, y G. Ameri (2009). The M_w 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data, *Geophys. J. Int.* **179**, 1573-1579, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04392.x.

- Bird, P. P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochem., Geophys., Geosys.* **4**, 52 págs.
- Blume, J. A., and Associates Research Division (1967). Compilation of Seismic Data: Panama and Adjoining Land and Sea Areas, NVO-99-22, prepared for the Atlantic Pacific Interoceanic Canal Commission, Contract AT (26-1)-99, 40 págs.
- Bommer, J. J. (2003). Uncertainty about the uncertainty in seismic hazard analysis. *Engineering Geology* **70**, 165-168.
- Bommer, J. J. (2002). Deterministic vs. probabilistic seismic hazard assessment: an exaggerated and obstructive dichotomy, *J. Earthq. Eng.* **6**, Special Issue No. 1, 43-73.
- Bommer, J. J. y N. A. Abrahamson (2006). Why do Modern Probabilistic Seismic Hazard Analyses Often Lead to Increased Hazard Estimates? *Bull. Seism. Soc. Am.* **96**, 1967-1977.
- Bommer, J. J., y F. Scherbaum (2007). The Use and Misuse of Logic-Trees in PSHA. *Earthquake Spectra* **24**, 997-1009
- 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 (2004). The Challenge of Defining upper Bounds on Earthquake Ground Motions, *Seism. Res. Lett.* **75**, 82-95.
- Boommer, J. J., y H. Crowley (2006). The Influence of Ground Motion Variability in Earthquake Loss Modeling, *Bull. Earthq. Eng.* **4**, 231-248. DOI 10.1007/s10518-006-9008-z.
- Bommer, J. J., Hernández, D. A. Navarrete, J. A.; Salazar (1996). Seismic hazard assessments for El Salvador: *Geofísica Internacional* **35**, 227-244.
- Bommer, J. J., F. Scherbaum, H. Bungum, F. Cotton, F. Sabetta y N. A. Abrahamson (2005). On the use of logic trees for ground-motion prediction equations in seismic-hazard analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**, 377-389.
- Boore, D. M., W. B. Joyner, y T. E. Fumal (1997), Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work, *Seismological Research Letters* **68**, 128-153.

- Borcherdt, R. D., y J. F. Gibbs (1976). Effects of local geological conditions in the San Francisco Bay Region on ground motions and the intensities of the 1906 Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **66**, 467-500.
- Bovalius, C. (1971). Viaje al Istmo 1881-1883, Traducción de A. Lombardo Vega, Biblioteca Nuevo Panamá, Ministerio de Educación, Panamá, R. de Panamá, 109 págs.
- Bowin, C. (1976), Caribbean gravity field and plate tectonics, *Spec. Paper - Geol. Soc. Am.* **169**, 79 págs.
- Bowland, C., L. (1984). Seismic stratigraphy and structure of the Western Colombia Basin, Caribbean Sea, *Tesis de Maestría*, Univ. de Texas, Austin, 248 págs.
- Briceño-Guarupe, L. A. (1979). The crustal structure and Tectonic Framework of the Gulf of Panama, *Tesis de Maestría*, Oregon State University, 70 págs.
- Bruff Goldsborough, J. (1944). Gold rush; the journals, drawings, and other papers of J. Goldsborough Bruff, captain, Washington city and California mining association, April 2, 1849-July 20, 1851. Georgia Willis Read y Ruth Gaines (Eds.). Columbia University Press, New York
- Brusewitz, H., y S. Cohen (1998). Seismic Zoning of Panama City, Panama. *Tesis de Maestría*, *Div of Soil and Rock Mechanics, Dept of Civil and Architectural Engineering, KTH Royal Institute of Technology*, Stockholm.
- Budnitz, R. J., G. Apostolakis, D. M. Boore, L. S. Cluff, K. J. Coppersmith, C. A. Cornell, y P. A. Morris (1998). Use of Technical Expert Panels: Applications to Probabilistic Seismic Hazard Analysis, *Risk Analysis* **18**, 463-469.
- Calvi, G. M., R. Pinho, G. Magenes, J. J. Bommer, L. F. Restrepo-Vélez y H. Crowley (2006). Development of Seismic Vulnerability Assessment Methodologies over the Past 30 Years. *ISET Journal of Earthquake Technology* **43**, 75-104.
- Camacho, E. (1991). The Puerto Armuelles Earthquake (southwestern Panama) of July 18, 1934. *Rev. Geol. Am. Central* **13**, 1-13.
- Camacho, E. (2009). Sismicidad de las Tierras Altas de Chiriquí, *Tecnociencia*, **12**, Revista de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Panamá, 120-130.

- Camacho, E., y B. Benito (2010). Amenaza Sísmica en Panamá, en M. B. Benito y Y. Torres Fernandez (eds.) *Amenaza Sísmica en América Central*. Entinema, Madrid, España, 255-277.
- Camacho, E., W. Hutton y J. Pacheco (2010). A New Look at Evidence for a Wadati Benioff zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt. *Seism. Soc. Am.* **100**, 343-348.
- Camacho, E., C. Lindholm, A. Dahle y H. Bungum (1997). Seismic hazard assessment in Panama. *Eng. Geol.* **48**, 1-6.
- Camacho, E., D. Novelo-Casanova, A. Tapia y A. Rodriguez (2008). Seismicity at Baru Volcano, Western Panama, Panama., *EOS Trans. AGU*, **89** (53), Fall Meet. Suppl., Abstract V51C-2051.
- Camacho, E., A. Tapia, J. Toral, J., Benavides, E. Chichaco, A. Caballero, R. Bolanos, M. Ortega, H. Cowan, C. Lindholm y F. Nadim (2000). Amenaza Sísmica en David, en: Microzonificación sísmica de David. *Proyecto RESIS I*, 120 págs.
- Camacho, E. y V. Viquez (1993), Historical seismicity of the North Panama Deformed Belt, *Rev. Geol. Amer. Central* **15**, 49-64.
- Camacho E., L. Sanchez, A. Tapia y H. Cowan (1996). Seismicity of the Azuero Region, Southwest Panama, Central America. *Seismotectonic Regionalization Project*. Report UPA-SAREC, **1**, 35 págs.
- Campbell K. W., y Y. Bozorgnia (2006). Next Generation Attenuation (NGA) empirical ground motion models: Can they be used in Europe? First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology. Geneva, Switzerland, 3-8 September. Paper No 458.
- Canelle-Allaud, J. (1882). Informe de los comisionados por la Compañía del Canal Interoceánico para averiguar las causas del mismo temblor, Gaceta de Panamá, 748, Noviembre 5.
- Cardona, C., E. Salcedo, y H. Mora (2005). Caracterización sismotectónica y geodinámica de la fuente simogénica de Murindó, Colombia. *Boletín de Geología* **27**, 1-28.
- Carr, M. J., L. C. Patiño, y M. D. Feigenson (2007). Petrology and geochemistry of lavas, in *Central America: Geology, Resources and Hazards*; Bundschuh and Alvarado (Eds.), Taylor & Francis, England, 1200.

- Case, J., E., L., G., Durán, A., López y W., R., Moore (1971). Tectonic investigations in Western Colombia and Eastern Panama, *Geol. Soc. Am. Bull.* **82**, 2685-2712.
- Case, J., (1974). Oceanic crust forms basement of Eastern Panama, *Geol. Soc. Am. Bull.* **85**, 645-652.
- Castellaro S, F. Mulargia F, Y. Kagan (2006) Regression problems for magnitudes. *Geophys. J. Int.* **165**, 913–930.
- Castellaro, S., y P. Bormann (2007). Performance of Different Regression Procedures on the Magnitude Conversion Problem. *Bull. Seism. Soc. Am.* **97**, 1167-1175.
- Castillero, E. (1973). El Terremoto del día de La Cruz, *Revista Lotería* **209**, 95-97.
- Castillo, B. (1997). Muu Kiakua. Maremoto en Kuna Yala, *Revista Onmaked*, Instituto de Investigaciones Koskun Kalu, Panamá **7**, 17-19.
- Ceremoise, H. (1886). Deux Anne a Panama, traducción de M., Barsallo, *Tesis de Licenciatura en Historia, Universidad de Panamá*, 400 págs.
- Chen, Y., C. Ling, F. Guendel, O. Kulhanek, y L. Juan (2002). Seismic hazard and loss estimation for Central America, *Natural Hazards* **25**, 161-175.
- Chicago Daily Tribune (1873). 4 de Noviembre, Chicago, Estados Unidos de América.
- Chin, B., y K. Aki (1991). Simultaneous study of the source, path, and site effects on strong ground motion during the 1989 Loma Prieta earthquake: A preliminary result on pervasive nonlinear site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.* **81**, 1859-1884.
- Chiou, B., M. Power, N. Abrahamson, y C. Roblee (2006). An Overview of the Project of Next Generation of Ground Motion Attenuation Models for Shallow Crustal Earthquakes in Active Tectonic Regions. Paper B11. Fifth National Conference on bridges and Highways, San Francisco, CA, September 18-20.
- Choy, G. L. y S. H. Kirby (2004). Apparent stress, fault maturity and seismic hazard for normal-fault earthquakes at subduction zones, *Geophys. J. Int.* **159**, 991–1012.
- Clément, C., Scotti O., Bonilla L.F., Baize S. y C. Beauval (2004). Zoning versus faulting models in PSHA for moderate seismicity regions: preliminary results for the Tricastin nuclear site, France, *Boll. di Geof. Teo. App.* **45**, 187-204.

- 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.
- Coates, A., L. S. Collins, M. P. Aubry y W. A. Berggren (2004). The Geology of the Darien, Panama, and the LateMiocene Pliocene collision of the Panama Arc with Northwestern south America, *GSA Bull.* **116**, 1327-1344.
- Corrigan, J., y P., Mann, (1985). Neotectonics of Panama, I: Major fault systems, *Geol. Soc. Am., Abstracts* (resumen).
- Corrigan, J., P. Mann y J. Ingle (1990). Forearc response to subduction of the Cocos Ridge, Panama-Costa Rica. *Geol. Soc. Am. Bull.* **102**, 628-652.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering Seismic Risk Analisis. *Bull. Seism. Soc. Am.* **58**, 1583-1606.
- Cotton, F., J. J. Bommer, H. Bungum, F. Sabetta, F. Scherbaum (2004). On the Criteria for Selecting Ground Motion Equations for Seismic Hazard Assessment. *J. Seism.*, 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. 23págs.
- Cramer, C. H. (2001). A Seismic Hazard Uncertainty Analysis for The New Madrid Seismic Zone. *Engineering Geol.* **62**, 251-266.
- Cramer, C. H., R. L. Wheeler, y C. S. Mueller (2002). Uncertainty Analysis for Seismic Hazard in the Southern Illinois Basin. *Seism. Res. Lett.* **73**, 792-805.
- Cramer, C. H., M. D. Petersen, y M. S. Reichle, (1996). A Monte Carlo approach in estimating uncertainty for a seismic hazard assessment of Los Angeles, Ventura, and Orange counties, California: *Bull. Seis. Soc. Am.* **86**, 1681-1691.
- Cruz Roja Internacional (2003). Panama Earthquake, Information Bulletin, 01/03.
- Dahlström, M., y Fredrik SkogsjöTiteln (2000). Microzonation Study in Central Panama City, Panama. *Tesis de Maestría Div of Soil and Rock Mechanics, Dept of Civil and Architectural Engineering, KTH Royal Institute of Technology, Estocolmo, Suecia.*

- Daniell, J. E. (2009). Comparison and Production of Open Source Earthquake Loss Assessment Packages, *Tesis de Maestría, Rose European School for Advanced Studies in Reduction of Seismic Risk, Universiti degli Study di Pavia, Italia*, 226 págs.
- De Boer, J. Z., M. J. Defant, R. H. Stewart, J. F. Restrepo, L. F. Clark, y A. H. Ramírez (1988). Quaternary calc-alkaline volcanism in western Panama: Regional variation and implication for the plate tectonic framework. *J. South Am. Earth Sciences* **1**, 275-293.
- Deif, A., H. Nofal y K. Abou Elenean (2009). Extended deterministic seismic hazard assessment for the Assuan High Dam, Egypt with emphasis on associated uncertainty, *J. Geophys. Eng.* **6**, 250-263.
- De Lesseps, F. (1882). Le tremblement du Panama, *Bulletin du Canal Inteoceanique* **78**, Troisieme année, 663-664, Imprimerie de la Societe de Publications Periodiques, Paris, France.
- De Shon H, Schwartz S, Bilek S, Dorman, Gonzalez V, Protti J, Flueh E y Dixon T, (2003). Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *J. Geophys. Res.* **108**, 2491-2294.
- Diario de Cundinamarca (1882). 13 de septiembre, Bogotá, Colombia.
- Diario de Panamá (1930). 30 de julio, Panamá.
- Dixon, T. H., E. Norabuena y L. Hotaling (2003). Paleoseismology and Global Positioning System: Earthquake-cycle effects and geodetic versus geologic fault slip rates in the Eastern California shear zone. *Geology* **31**, 55-58.
- Domínguez, D. (1993). La Aduana de Portobelo en restauración, Arquitectura, La Prensa, 18 de abril. Ciudad de Panamá.
- 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* **61**, 43-104.
- Dowrick, D. (2009). Earthquake Resistant Design and Risk Reduction, 2nd Edition, Wiley, New York, 548 págs.
- Draper, N., y Smith, H. (1981). *Applied Regression Analysis, 2d Edition*, New York: John Wiley & Sons, Inc, 407 págs.

- Duda, S., K., N., Khattri, G., Purcaru y R., Schick (1990). Wiechert seismograms of the Göttingen Observatory - microfilming and reinterpretation: *Gerlands Beitr. Geophysik* **99**, 313-336.
- Duque-Caro, G. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural tectonostratigraphic and paleogeographic implications. *J. South Am. Earth Sci.* **3**, 71-84.
- Dziewonski, A. M., y D. L. Anderson (1981). Preliminary Reference Earth Model, *Phys. Earth Planet. Inter.* **25**, 297-356.
- Earthquake Engineering Online Archive (2010). Panama earthquake, Jan 11, 1849, NISEE, Pacific Earthquake Engineering Research (PEER) Center, University of California, Berkeley, California, <http://nisee.berkeley.edu/elibrary/list?e=5392&start=1>
- El Cronista (1882a). 9 de septiembre, Panamá, Rollo 18, 1496, Biblioteca de la Universidad de Panamá, Panamá, R. de Panamá.
- El Cronista (1882b). 20 de septiembre, Panamá, Rollo 18, 1496, Biblioteca de la Universidad de Panamá, Panamá, R. de Panamá.
- El Matutino (1971). 21 de enero, Panamá.
- El Panamá América (1971). Ciudad de Panamá, 20 de enero.
- Esteva, L. (1967). Criteria for the construction of spectra for seismic design, Third Panamerican Symposium on Structures, Caracas, Venezuela
- Fan, G. W., S. L. Beck, y T.C. Wallace (1991). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: Evidence for a transcurrent plate boundary, *J. Geophys. Res.* **18**, 1385-1388.
- FEMA (2005). Improvement of Nonlinear Static Seismic Analysis Procedure, FEMA-440, Federal Emergency Management Agency 500 C Street SW, Washington, D.C. 20472.
- FEMA (1999). HAZUS-99 Technical Manual, Federal Emergency Management Agency, Washington, DC, U.S.A.
- Field, E., y M. T. Page (2011). Estimating Earthquake Rupture Rates on a Fault or Fault System, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 79-92.

- Fisher, D. M., T. Garner, P. Sak, J. Sanchez, K. Murphy, y P. Vannucchi (2004). Active thrusting in the inner forearc on a erosive convergent margin, Pacific coast, Costa Rica. *Tectonics* **23**, doi:10.1029/2002TC001464.
- Flodmark, S. (2006). Microzonation study in the Panama Canal Area, Panama. *Tesis de Maestría, Div of Soil and Rock Mechanics, Dept of Civil and Architectural Engineering, School of Architecture and the Built Environment, KTH Royal Institute of Technology Stockholm*, Stockholm, 150 págs.
- Frankel, A. D., D., Stephenson, D. Carver, R., Williams, J. Odum, y S. Rhea (2007). Seismic Hazard Maps for Seattle, Washington, Incorporating 3D Sedimentary Basin Effects, Nonlinear Site Response, and rupture Directivity. *U. S. Geological Survey Open File Report 2007-1175*, 77 págs, 3 plates.
- Fredriksson, B., y M. Niklasson (2000). *Soil-Structure Interaction Analysis in the San Francisco Area in Panama City, Panama, Tesis de Maestría, Div of Soil and Rock Mechanics, Dept of Civil and Architectural Engineering, KTH Royal Institute of Technology, Stockholm ..*
- French, S., y S. Muthukumar (2006). Advanced Technologies for Earthquake Risk Inventories. *Journal of Earthquake Eng.*, **10**, 207-236.
- Freymueller, J. T., J. N. Kellogg, y V. Vega (1993). Plate Motions in the North Andean Region, *J. Geophys. Res.* **98**, 21,853–21,863.
- Fuchs, C., W. (1883). Statistik der Erdbeben von 1865 zu 1885, Sitzung berichte der Kaiserliche Akademie der Wissenschaften XCII Band, III Heft, Wien, 628 págs.
- Gage, T. (1946). Nueva relación que contiene los viajes de [...] en la Nueva España (1625). Prólogo de Sinforoso Aguilar, Biblioteca “Goathemala”, de la SGHG, volumen XVIII, Tipografía Nacional, XXVIII, 332 págs.
- Gath, E. M., y T. K. Rockwell (2009). Coseismic offset of the camino de cruces confirms the Pedro Miguel fault as the cause of the ad 1621 Panamá Viejo earthquake. *1st INQUA-IGCP-567 International Workshop on Earthquake Archaeology and Palaeoseismology Proceedings*, Baelo Claudia, España.
- Giovinazzi, S. (2005). “The Vulnerability Assessment and the Damage Scenario in Seismic Risk Analysis”, Ph D Thesis, Technical University Carolo-Wilhelmina at Braunschweig, Braunschweig, Germany and University of Florence, Florence, Italy.
- Gleason's Pictorial Drawing-Room Companion (1851). Boston, Massachusetts. Agosto, 228-229.

- Global Centroid Moment Tensor Catalog (2008). <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- Goes, S. D. B., A. A. Velasco, S.Y. Schwartz, y T. Lay (1993), The April 22, 1991, Valle de Estrella, Costa Rica (Mw=7.7) earthquake and its tectonic implications; a broadband seismic study, *J. Geophys. Res.* **98**, 8127-8142.
- Goes S. D. B. (1996). Irregular recurrence of large earthquakes: An analysis of historic and paleoseismic catalogs. *J. Geophys. Res.* **101**, 5739-5749.
- González T., e I. Vega (2004). Análisis de vulnerabilidad del sistema de Acueducto y Alcantarillado de la ciudad de Santiago, en casos de desastres naturales. *Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá.*
- Guidoboni, E., y M. Stucchi (1993). The contribution of historical records of earthquakes to the evaluation of seismic hazard, *Annali di Geofisica* **36**, 201-215.
- Grünthal, G., y R. Wahlström (2001). Sensitivity of parameters for probabilistic seismic hazard analysis using a logic tree approach, *J. Earthquake Engineering* **5**, 309 – 328.
- Gupta, I. D. (2002). The State of the Art in Seismic Hazard Analysis. *ISET Journal of Earthquake Technology* **39**, 311-346.
- Gutdeustsch, R., S. Castellaro, y D. Kaiser (2011). The Magnitude Conversion Problem: Further Insights, *Bull. Seism. Soc. Am.* **101**, 379-384.
- Gutenberg, B., y C., Richter, (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper). *Bull. Seism. Soc. Am.* **46**, 105-145.
- Gutenberg, B., y C. Richter (1954). Seismicity of the Earth and associated phenomena – 2nd Edition, Princeton University Press, N.Y., 310 págs.
- Hardy, N. C., R. P. Heath y G. K. Westbrook (1990). A complex plate boundary south of the Gulf of Panama (abstract). *EOS Trans. AGU* **71**, 1593.
- Harmsen, S. C. (2001). Mean and Modal ϵ in the Disaggregation of Probabilistic Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 1537-1552.
- Harmsen S. y A. Frankel (2001). Geographic Disaggregation of Seismic Hazard in the United States. *Bull. Seism. Soc. Am.* **91**, 13-26.
- Hartzell, S. (1998). Variability in nonlinear sediment response during the 1994 Northridge, California, earthquake, *Bull., Seism., Soc., Am.* **88**, 1426 – 1437.

- Haskov, J., S., Malone, D., McClurg y R., Crosson (1989). Coda Q for the State of Washington, *Bull., Seism., Soc., Am.* **79**, 1024-1038.
- Haskov, J. y L. Ottemöller (1999). Electronic Seismologist: SEISAN earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.* **70**, 532-534.
- 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. *Bull. of the International Institute of Seismology and Earthquake Eng.* **17**, 33-96.
- Heil, D. y E. Silver (1987). Forearc uplift south of Panama. A result of transform ridge subduction. *Geol. Soc. Am. Abstracts Prog.* **19**, 698.
- Hermanson, L., y A. Landgren (1998). Microzonation in Eastern Panama City, Panama. Div of Soil and Rock Mechanics, *MSc Thesis, Dept of Civil and Architectural Engineering, KTH Royal Institute of Technology.*, Stockholm.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1404-1420.
- Hidalgo, P J., T.A. Vogel, and R.M. Currier (2006). Silicic Ignimbrites of El Valle Volcano, Panama: Comparison With Silicic Ignimbrites of the Central American Volcanic Arc. *EOS Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract V33C-0695.
- Hidalgo, P J. (2009). The Origin of El Hato Silicic Ignimbrite of El Valle Volcano, Panama: Evidence of Deep Fractionation Processes. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, Vol. 41, No. 7, p. 353.
- Humphrey, C. B. (1903). Map of La Boca branch of Panama R. R., U. S. Army.
- International Code Council Inc (2006). Table 1613.5.2. *Site Class Definitions, International Building Code*, United States, p 318
- Jacob, K. H., J. Pacheco, y G. Santana (1991). Seismology and Tectonics, in Costa Rica Earthquake Reconnaissance Report: Supl. B, *Earthquake Spectra* **7**, 15-33.
- Jarrard, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of fore-arc slivers. *Geology* **14**, 780–783.
- Johnson, T. (1849). Sights in the Gold Region and Scenes by the Way, Baker and Scribner, New York, 340 págs.

- Johnson, W. J.; y D. K Shukla (1976). Safe shutdown earthquake and operating basis earthquake deterministic and probabilistic evaluations. *Roy. Neth. Meteorol. Inst. On Earthquake Risk for Nuclear Power Plants* (SEE N76-3178722-46), 139-145.
- Jordan, T. H. (1975), The present-day motions of the Caribbean plate, *J. Geophys. Res.* **80**, 4433-4439.
- Jorgensen, K., M., (1966). Seismological History of the Canal Zone and Panama, Panama Canal Company, Meteorological and Hydrographic Branch, 12 págs. 1 mapa.
- Joshi, A., K. Mohan y R. C. Patel (2007). A deterministic approach for preparation of seismic hazard maps in North East India. *Nat. Haz.* **43**, 129-146.
- Justiniani, L. A. (1998). Vulnerabilidad de las instalaciones de salud ante la ocurrencia de desastres naturales en la República de Panamá. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá (Tesis de Licenciatura).
- Kanamori, H. (1988). Importance of Historical Seismograms for Geophysical Research, en *Historical Seismograms and Earthquakes of the World*, H. Meyers, K. Shimazaki, y W. H. K. Lee (Eds.), Elsevier, New York, 16-63.
- Karlsson, H., y J. Karlsson (2007). Ground Response Analyses of Earthquakes in the Costa del Este Area, Panama City; a comparison between three different methods of analyses. Div of Soil and Rock Mechanics, Dept of Civil and Architectural Engineering, KTH School of Architecture and the Built Environment, *Tesis de Maestría, Royal Institute of Technology*, Stockholm, 96 págs.
- Keigwin, L.D. (1978). Pleistocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores, *Geology* **6**, 630-634.
- Keigwin, L. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and the East Pacific; role of Panama Uplift in late Neogene time, *Science* **217**, 350-353.
- Keller, G., C.E. Zenker y S.M. Stone (1989). Neogene history of the Pacific-Caribbean gateway, *J. South Am. Earth Sci.* **2**, 73-108.
- Kellogg, J. N., y W. E. Bonini (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American Plate, *Tectonics* **1**, 251-276.

- Kellogg, J. N., y V. Vega (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraint from Global Positioning System geodetic studies and gravity, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, P. Mann (Ed.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 75-90.
- Kirby, S., K. Wang, G. Choy y E. Okal (2002). Recent developments on intraslab earthquakes in warm-slab environments that are relevant to seismic hazard appraisal with applications to the Cascadia system, *EOS, Trans. Am. Geophys. Un.* **83**, F1074.
- Kirchsteiger, C. (1999). On the use of probabilistic and deterministic methods in risk analysis. *J. of Loss Prevention in the Process Industries* **12**, 399-419.
- Kirkpatrick, R., Z., (1920). Earthquakes in Panama up to January 1, 1920, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **10**, 120-128.
- Kirkpatrick, R., Z., (1931). Earthquakes in Panama, *The Military Engineer* **23**, 544-545.
- Kissling, E., W.L., Ellsworth, D., Eberhart-Phillips y U. Kradolfer (1994). Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.* **99**, 19635-19646.
- Klein, H. H. (1988). New Concepts In Seismic Input Definition For Nuclear Facilities, In *Earthquake Prognostics*, A.Vogel y K. Brandes Editores, Friedr Vieweg & Sohn Braunschweig, Alemania, 295-314.
- Kolarsky, R. A., y P. Mann (1995), Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*, P. Mann (Ed.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 131-157.
- Kolarsky, R. A., P. Mann y W. Montero (1995). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica, en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*, P. Mann (Ed.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 235-262.
- 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 págs.

- Kolarski, R., A., y P. Mann (1990). Combined effects of active underthrusting and strike slip on forearc structur: Pacific margin of southwest Panama. *EOS Transactions* **71**, 1593.
- Klügel, J. U. (2007). Error inflation in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Eng. Geology* **90**, 186-192.
- Klügel, J. U., L. Mualchin and G.F. Panza (2006). A scenario-based procedure for seismic risk analysis. *Eng. Geol.* **88**, 1-22.
- Kramer, S. L. (1996). *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall, New York, 643 págs.
- Krinitzsky, E. L. (2003). How to combine deterministic and probabilistic methods for assessing earthquake hazards, *Eng. Geol.* **70**,157-163.
- Krinitzsky, E. L. (2002a). How to obtain earthquake ground motions for engineering design. *Eng. Geol.* **65**, 1-16.
- Krinitzsky, E. L. (2002b). Epistemic and aleatory uncertainty: A new shtick for probabilistic seismic hazard analysis. *Eng. Geol.* **66**, 157-159.
- La Crítica (1971). 21 de enero, Panamá
- La Estrella de Panamá (1953). 21 de enero, Panamá.
- La Estrella de Panamá (1957). 16 de agosto, Panamá.
- La Estrella de Panamá (1960). 19 de enero, Panamá.
- La Estrella (1971). 21 de enero, Panamá
- La Hora (1953). 20 de enero, Panamá.
- La Hora (1971). 21 de enero, Panamá
- La Nación (1953). 20 de enero, Panamá.
- Lang, D. H. y F. V. Gutiérrez Corea (2009). RISE: Illustrating geo-referenced data of seismic risk and loss assessment studies using Google Earth, Technical Note, *Earthquake Spectra* **26**, 295-307.
- Laporte, M.; Lindholm, C.; Bungum, H.; Dahle, A. (1994). Seismic hazard for Costa Rica. Technical Report No. 2-14, RONDICA Project. Kjeller, Noruega. 73 págs.
- Lebrun, B., D. Hatzfeld, y P.-Y. Bard (2001). A site effect study in urban area: experimental results in Grenoble (France), *Pure Appl. Geophys.* **158**, 2543–2557.

- Leeds, D., J., (1978). Panama Seismic History, Conferencia Centroamericana de Ingeniería Sísmica, San Salvador, El Salvador, Enero 9-12 (inédito).
- Lermo, J. y F. J. Chávez-García (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1350 - 1364.
- Lermo, J. y F. J. Chávez-García (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1574 - 1594.
- Lewis Hayot, M. L., y G. Mora Tarté (2001). Zonificación de la vulnerabilidad sísmica de la ciudad de Puerto Armuelles por un método de evaluación rápida. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá (Tesis de Licenciatura).
- Leyendecker, E. V. y S. T. Algermissen (1992). Possible Use of Uniform Hazard Response Spectra In Building Codes in the United States and Chile, *Rev. Geofis* **37**, 218-230.
- Lienart, B. R. y J. Haskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seism. Res. Lett.* **66**, 26-36.
- Lonsdale, P. y K. D. Klitgord (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama basin, *Geo. Soc. Am. Bull.* **89**, 981-999.
- López E. M. (1991). Evaluación de vulnerabilidad de viviendas de interés social en Chiriquí y Veraguas ante sismo y huracanes. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá .
- Lundgren, P., M. Protti, A. Donnellan, M. Heflin, E. Hernandez y D. Jefferson (1999). Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994-1997, *J. Geophys. Res.* **104**, 28, 28,915-28,926.
- Mann, P., y J. Corrigan (1990). Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology* **18**, 558-562.
- May, J. (1853). Isthmo del Darién. Carta a John May. (Panamá, 21 de diciembre de 1850). En *GO* **1575**, 634-635.
- Mc Cullough, D. (1979). El cruce entre dos mares. Lasser Press Mexicana S.A., Mexico D.F., México, 650 págs.

- Mac Donald, D. F. (1915). Some Engineering Problems of The Panama Canal in Their Relation to Geology and Topography. *Bulletin United States. Bureau of Mines*, **86**, Washington, Govt. print. off., 88 p. incl. illus., diags., profiles. XXIX pl. (incl. fold. maps).
- McGuinness, A. (2007). 1856 Map of Panama City and environs by P. Schwartzberg, P., en Path of Empire, Panama and the California Gold Rush, Cornell University Press, Ithaca, New York, p 104.
- McGuire, R. K. (2008). Probabilistic seismic hazard analysis: Early history. *Earthquake Eng. Struct. Dyn.* **37**:329–338.
- McGuire, R. K. (2001). Deterministic vs probabilistic earthquake hazards and risks. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **21**, 377-384.
- McGuire, R. K. (1995). Probabilistic seismic hazard analysis and design earthquakes: closing the loop. *Bull Seism Soc. Am.* **85**, 1275-1284.
- McGuire, R. K. (1993). Computations of Seismic Hazard. *Ann. Geofis.* **36**, 181-200.
- McGuire, R. K., y W. J. Arabatz (1990). An introduction to probabilistic seismic hazard analysis. *Geotech. Environ. Geophys.* **1**, 333-353.
- McGuire, R. K., y K. Shedlock (1981). Statistical uncertainties in seismic hazard evaluations in the United States. *Bull Seism Soc. Am.* **71**, 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**, 683-698.
- McKenzie, D. P. (1977), The initiation of trenches: A fine amplitude instability, en: *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-arc Basins*, edited by M. Talwani, and W. C. Pitman, III, AGU, Washington, D. C., 57-61.
- Malaspina (1790). Diario General del Viaje, Libro V. Navegaciones desde Lima hasta Panama y tareas correspondientes. *Colección Expedición Malaspina, Museo Naval*, Madrid, España.
- Markušić S., P. Suhadolc, y M. Herak (2000). A Contribution to Seismic Hazard Assessment in Croatia from Deterministic Modeling. *Pure and Applied Geophysics* **157**, 185-204.
- Mann, P. y K. Burke (1984). Neotectonics of the Caribbean. *Rev. of Geophys. Space Phys.* **22**, 4, 309-362.

- Mann, P., y J. Corrigan (1990). Model for late Neogene deformation in Panama, *Geology* **18**, 558-562
- Mann, P., y R. A. Kolarsky (1995). East Panama deformed belt; structure, age, and neotectonic significance in Mann P., ed., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean plate Boundary in Southern Central America*,: en Mann, P., (Ed.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 111-130.
- Marshall, J.S., D.M. Fisher, y T.W. Gardner (2000), Central Costa Rica deformed belt: kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics* **19**, 468-492.
- Medvedev, S.V. (editor), (1968). *Seismic Zoning of the USSR*. Nauka, Moscow, 476 págs.
- Mega, P., (1957). Compendio de la Historia de la Iglesia de Santa Ana de la antigua y Nueva Panamá. Talleres de la Estrella de Panamá, 18-22.
- Mendoza, C., y S. Nishenko (1989), The North Panama earthquake of 7 September 1882: Evidence for active underthrusting, *Bull. Seis. Soc. Am.* **79**, 4, 1264-1269.
- Michelini, A., B. De Simoni, A. Amato y E. Boschi (2005). Collecting, Digitizing and Distributing Historical Seismological Data, *EOS* **86**, 261 y 266.
- Mickus K. (2003). Gravity Constraints on the Crustal Structure of Central America in Claudio Bartolini, Richard T. Buffler, and Jon F. Blickwede (eds). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics*, *AAPG Memoir* **79**, 638-655.
- Mitre Pérez, M., y P. Cedeño Calderón (2003). Análisis de la vulnerabilidad sísmica estructural para el edificio de la Policlínica Especializada de la Caja de Seguro Social. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá (Tesis de Licenciatura)
- Molas, G. L., y F. Yamazaki (1995), Attenuation of Earthquake Ground Motion in Japan Including Deep Focus Events, *Bull. Seism. Soc. Am.* **85**, 1343-1358.
- Molina, S., D. H. Lang y C. D.Lindholm (2010). SELENA – An open-source tool for seismic risk and loss assessment using a logic tree computation procedure, *Computers and Geosciences*, doi:10.1016/j.cageo.2009.07.006.
- Molina, S., y Lindholm, C. (2005). Estimation the confidence of earthquake damage scenarios: examples from a logic tree approach. *J. of Seismology*, **11**, 399–310.

- Montero, W., Peraldo, G., Rojas, W. (1997). *Proyecto de amenaza sísmica de América Central*. Informe final del proyecto del Instituto Panamericano de Geografía e Historia (IPGH), Setiembre 1997, 79 págs.
- Montessus de Ballore, F. (1888). Tremblements de terre et eruption volcaniques en Centre Amerique depuis la conquete espagnole jusqu'a nos jours, Soc. des Sci. Nat. de Saone et Loire, Dijon, France, 293 págs.
- 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.
- Mora, M., J. Pacheco y E. Camacho (2009). Sismotectónica y peligro sísmico de la zona fronteriza entre Costa Rica y Panamá. *Informe parcial. GEOF 2.1.4.2.63*, Instituto Panamericano de Geografía e Historia, 7 págs.
- Morales, L.D. (1985). Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores, *Rev. Geol. Amer. Central* **3**, 69-101.
- Morell, K. D., D. Fisher y T. Gardner (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama Fracture Zone, southern Central America, *Earth and Planetary Science Lett.* **265**, 82-95.
- Morikawa, N., y T. Sasatani (2004), Source models of two large intraslab earthquakes from broadband strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.* **94**, 803–817.
- Mualchin, L. (2005). Seismic hazard analysis for critical infrastructures in California. *Eng. Geology* **79**, 177-184.
- Mucciarelli, M., L. Peruzza y P. Caroli (2000). Tuning of seismic hazard estimates by means of observed site intensities. *J. Earthq. Eng.* **4**, 141-159.
- Mueller, M., K. Segl, U. Heiden y H. Kaufmann (2006). Potential of High Resolution Satellite Data in the Context of Vulnerability of Buildings. *Natural Hazards* **38**, 247-258.
- Musson, R. M. W. (2009). Ground motion and probabilistic seismic hazard. *Bull. of Earthquake Eng.*, **7**, 575-589. Doi. 10.1007/s10518-009-9108-7
- Musson, R.M.W. and P. H. O. Henni (2001). Methodological considerations of probabilistic seismic hazard mapping. *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **21**, 385-403.

- National Research Council (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 págs.
- Nelson, W. (1971). Cinco años en Panamá (1880-1885). Editorial Universitaria, Panamá, R. de Panamá, 368 págs.
- Newmark, N. M., y W. Hall (1973). Seismic design criteria for nuclear reactor facilities, Building Practices for Disaster Mitigation, National Bureau of Standards, 46, Nat. Bureaus of Standard, U. S. Dept. of Commerce, Washington D. C., 209-236.
- New York Times (1930). 31 de Julio.
- New York Times (1931). 19 de Abril.
- Okaya, D., y Z., Ben-Avraham (1987). Structure of the continental margin of southwestern Panama, *Geol. Soc. Am.* **99**, 792-802.
- Oliveira C. S. y A. Campos-Costa (2006). Overview on Earthquake Hazard Assessment. Methods and New Trends, *Geotechnical, Geological and Earthquake Engineering Vol. 2, Assessing and Managing Earthquake Risk*, Springer Netherlands
- Ordaz, M. (2004). Some Integrals Useful in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 1510-1516.
- Ordaz, M., A. Aguilar, y J. Arboleda (2007). Crisis 2007 Ver. 3.0.1, Program for Computing Seismic Hazard.
- Pagani, M., y A. Marcellini (2007). Seismic Hazard disaggregation: A fully Probabilistic Methodology. *Bull. Seism. Soc. Am.* **97**, 1688-1701.
- Panou, A., N. Theodulidis, P. Hatzidimitriou, A. Savvaidis, y C. Papazachos (2005). Reliability of ambient noise horizontal-to-vertical spectral ratio in urban environments: the case of Thessaloniki city (northern Greece), *Pure Appl. Geophys.* **162**, 891–912.
- Pérez, K. C. (1992). Parámetro analítico para la determinación de áreas susceptibles a riesgo, amenaza y vulnerabilidad. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá.

- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.* **86**, 10753-10770.
- Plafker, G., y S.N. Ward (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean Sea coast during the April 22, 1991 Costa Rica earthquake, *Tectonics* **11**, 709-718.
- Porrás Berrenechea, R. (1930). El Congreso de Panamá de 1826, en: *El Archivo Diplomático Peruano, Recopilación*, Lima, Perú, 449-450.
- Pratt, Thomas L., M. Holmes, E.S. Schweig, J. Gomberg, y H.A. Cowan (2003). High resolution seismic imaging of faults beneath Limón Bay, northern Panama Canal, Republic of Panama, *Tectonophysics* **368**, 211-227.
- Protti, M., y S. Schwartz (1994). Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake (Mw=7.7), *Tectonics* **13**, 5, 1093-1107.
- Rabinowitz, N., D. M. Steinberg, y G. Leonard (1998). Logic Trees, Sensitivity Analyses, and Data Reduction in Probabilistic Seismic Hazard Assessment. *Earthquake Spectra* **14**, 189-201.
- Ramírez, J., E. (1976). Historia de los Terremotos en Colombia, 2da. Edición, Documentación Geográfica, República de Colombia, Instituto Geográfico Agustín Codazzi, Subdirección de Investigaciones y Divulgación Geográfica, Bogotá, Colombia, 250 págs.
- Ramírez, J. E. (1971). The destruction of Bahía Solano, Colombia, on September 26, 1970 and the rejuvenation of a fault, *Bull Seism Soc. Am.* **61**, 1041-1049.
- 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.
- Rebez, A., y D. Slejko (2000). Sensitivity analysis on the input parameters in probabilistic seismic hazard assessment, *Soil Dyn. and Earth. Eng.* **20**, 341-351
- Reid, H., F. (1917). Note on the earthquakes at Almirante, Republic of Panama in April 1916, *Bull. Seismo. Soc. Am.* **7**, 27-30.
- Reiter, L. (1990): Earthquake Hazard Analysis. Issues and Insights. Columbia University Press, New York, 254 págs.

- Requejo Salcedo, R. (1640). Relación Histórica y Geográfica de la Provincia de Panamá, en: Relaciones Históricas y Geográficas de América Central, Tomo VIII, Librería General de Victoriano Suárez, Madrid, 1908, 311 págs.
- 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.
- Restrepo, J. J., y J. F. Toussaint (1998). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes, *Episodes* **11**, 189–193.
- 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.
- Restrepo-Velez, L. F., y J. J. Bommer (2003). An exploration of the nature of the scatter in ground-motion prediction equations and the implications for seismic hazard assessment. *J. Earthq. Eng.* **7**, Special Issue 1, 171-199.
- Richter, C. F. (1959). Seismic regionalization. *Bull. Seism. Soc. Am.* **49**, 123 – 162.
- Rockwell, T., R. Bennet, E. Gath, y P. Franceschi (2010a). Unhinging an indenter; a new tectonic model for the internal deformation of Panama, *Tectonics* **29**, doi: 10.1029/2009TC002571.
- Rockwell, T. E. Gath, T. González, C. Madden, D. Verdugo, C. Lippincott, T. Dawson, L. A. Owen, M. Fuchs, A. Cadena, P. Williams, E. Weldon y P. Franceschi (2010b). Neotectonics and Paleoseismology of the Limón and Pedro Miguel faults in Panamá: Earthquake hazard to the Panamá Canal, *Bull. Seism. Soc. Am.* **100**, doi: 10.1785/0120090342.
- Rodríguez, J. I., L. A. Solórzano Greco, y D. M. Vergara (2002). Zonificación de la vulnerabilidad sísmica de la ciudad de Santiago. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá.
- Rojas, W.; C. Lindholm, H. Bungum, I. Boschini, A. Climent, R. Barquero, G. Alvarado, G; Soto, W. Montero, M. Fernández, M; Protti, A. Moya, L. Esquivel, y V. Schmidt (1998).

- Seismic analysis for the Metropolitan Area of the Central Valley, Costa Rica. Technical Report, Norsar, 58 págs.
- Rooney, T. O., P. Franceschi, y C. M. Hall (2010). Water-saturated magmas in the Panama Canal region: a precursor to adakite-like magma generation? *Contrib Mineral Petrol.* **161**, 373-388. DOI 10.1007/s00410-010-0537-8.
- RSN: UCR-ICE (2007). Resumen de sismos y actividad volcánica ocurridos en Costa Rica durante agosto de 2007. Boletín Red Sismológica Nacional, San José, Costa Rica, 5 págs
- Rüttener, E., J. J. Egozcue, D. Mayer-Rosa y S. Mueller (1996). Bayesian estimation of seismic hazard for two sites in Switzerland. *Nat. Hazards* **14**, 165-178.
- Sabetta, F., A. Lucantoni, H. Bungum, J. J. Bommer (2005). Sensitivity of PSHA results to ground motion prediction relations and logic-tree weights, *Soil Dyn. Earthq. Eng.* **25**, 317 – 329.
- Sadik, B., H. Sucuoglu, y T. Yilmaz (2002). An Overview of Local Site Effects and the Associated Building Damage in Adapazari during the 17 August 1999 Izmit Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* **92**, 509 - 526.
- Sánchez-Sesma, F. J. (1987). Site Effects on Strong Ground Motion, *Soil Dyn. Earthquake Eng.* **6**, 124-132.
- Sass, J., R., Munroe y T., Moses, (1974). Heat flow from Eastern Panama and Northwestern Colombia, *Earth and Planet., Science Lett.* **21**, 134-142.
- Savy, B., W. Foxall, N. A. Abrahamson, y D. Bernreuter (2002). Guidance for Performing Probabilistic Seismic Hazard Analysis for a Nuclear Plant Site: Example Application to the Southeastern United States (NUREG/CR-6607). U.S. Nuclear Regulatory Commission Washington, DC.
- Schenk, V. (1989). Achievements and Probable Trends in Seismic Hazard Assessment. *Tectonophysics* **167**, 157-169.
- Scherbaum, F., J. J. Bommer, H. Bungum, F. Cotton y N. A. Abrahamson (2005). Composite Ground-Motion Models and Logic Trees: Methodology, Sensitivities, and Uncertainties, *Bull. Seism. Soc. Am.* **95**; 1575-1593.

- Schmidt, V., A. Dahle, y H. Bungum (1997). Costa Rican spectral strong motion attenuation, *NORSAR Technical Report*, 45 págs.
- Schorlemmer, D., S. Wiemer, y M. Wyss (2004). Earthquake statistics at Parkfield: 1. Stationarity of *b* values. *J. Geophys. Res.* **109**, B12307
- Shedlock, K.M. (1999). Seismic hazard map for North and Central America and the Caribbean. *Annali di Geofisica* **42**, 799-997.
- Schwartz, D. P., y K. J. Coppersmith (1984). Fault Behavior and Characteristic Earthquakes: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones, *J. Geophys. Res.* **89**, 5681-5698.
- Silver, E. A., J. Galewsky, y K. D. McIntosh (1995), Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the North Panama deformed belt, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in South America*, en P. Mann (Ed.) *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.*, **295**, 225-234.
- Silver, E.A., D. L. Reed, J. E. Tagudin, y D. J. Heil (1990), Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics* **9**, 2, 261-282.
- Sociedad Panameña de Ingenieros y Arquitectos, Colegio de Ingenieros Civiles (2004). Reglamento de Diseño Estructural para la República de Panamá-2004 (REP 2004), *Gaceta Oficial* **25**, 181 págs.
- Sommerville, P. G. (2003). Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse. *Phys. of the Earth and Planet. Inter.* **137**, 201-212.
- Sommerville, P. G. (1996). Ground Motion Prediction for Performance Based Seismic Engineering. Structural Engineers Association of California, Annual Convention Proceedings, Maui, October 1-4, 67-86.
- Sosa, J. (1969). Historia de la Ciudad de Panamá La Vieja, *Revista Lotería* **165**.
- Sosa, J., y E., Arce (1911). Compendio de Historia de Panamá, Casa Editorial del "Diario de Panamá", Morales y Rodríguez, 322 págs.
- 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. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **89**, 1156-1170.

- Star & Herald, 1873: 16 de octubre, Panamá.
- Star & Herald, 1882a: 8 de septiembre, Panamá.
- Star & Herald, 1882b: 9 de septiembre, Panamá.
- Star & Herald, 1882c: 12 de septiembre, Panamá.
- Star & Herald (1882d).13 de septiembre, Panamá.
- Star & Herald (1882e). 11 de octubre, Panamá.
- Star & Herald (1914). 28 de mayo, Panamá.
- Star & Herald (1921). 16 de noviembre, Panamá
- Star & Herald (1930a). 8-9 de marzo, Panamá.
- Star & Herald (1935). 1 de diciembre, Panamá
- Star & Herald (1936). 7 de mayo, Panamá.
- Star & Herald (1939). 29 de noviembre, Panamá.
- Star & Herald (1960). 19 de enero, Panamá.
- 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 págs.
- Steimen, S. (2004). Uncertainties in Earthquake Scenarios, *Tesis Doctoral, Instituto Tecnológico de Suiza (ETH)*, Suiza, 170 págs.
- Stein, S., J. Tomasello y A. Newman (2003). Should Memphis build for California Earthquakes?. *EOS Trans. AGU 19*, 177, 184-185.
- Stepp, J. C. (1973). Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area, in *Contributions to Seismic Zoning*, NOAA Tech. Report, ERL 267-ESL30, Washington, D.C.
- Stewart, R. H., y J. L. Stewart (compilers), in cooperation with Woodring, W.P. (1980). Geologic Map of the Panamá Canal and Vicinity, Republic of Panamá: U.S. Geol. Survey *Miscellaneous Investigations Series, Map, I-1232*, Scale: 1:100,000.

- Stuart Wortley, E. (1851). *Travels in the United States, Etc. During 1849 and 1850*. Harper and Brothers Publishers, New York, 494 págs.
- Suárez, G., M. Pardo, J. Dominguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, y W. Rojas (1995). The Limon, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: backarc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics* **14**, 518-530.
- Sute, F., M. Sartori, R. Neuwerth, y G. Gorin (2008), Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Field data from the North Cauca Basin, Central Colombia, *Tectonophysics* **460**, 134-157.
- Taboada, A., L.A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya ,y C. Rivera (2000). Geodynamics of the Northern Andes; subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics* **19**, 787–813
- Tajima, F., y M. Kikuchi (1995). Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes, Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in South America*, edited by P. Mann, *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 327-340.
- Tanner J., y K. M. Shedlock (2004). Seismic hazard maps of Mexico, the Caribbean, and Central and South America, *Tectonophysics* **390**, 159-175.
- Tejeira Davis, E, y V. Spadafora (2001). El Casco Antiguo de Panamá, Bilbao, 32 págs.
- The Panama Railroad (2010). The Panama railroad and the U.S. mail. <http://www.panamarailroad.org/mail.html>.
- Toboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, y C. Rivera (2000), Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics* **19**, 787-813.
- Toto, E. A., y J. N. Kellogg, (1992), Structure of the Sinu-San Jacinto fold belt – an active accretionary prism in northern Colombia, *Journal of South American Earth Sciences* **5**, 211-222.

- Toussaint, J., F., M., Mercado y J., J., Restrepo (1987). Megafallas del Noroccidente Suramericano, Publicacion Especial N10-1987, Instituto de Ciencias Naturales y Ecologia, Universidad Nacional de Colombia, Medellin, Colombia, 15 págs.
- 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.
- Trenkamp, R., J.N. Kellogg, J.T. Freymueller, y H.P. Mora (2002), Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.* **15**, 157-171.
- Trifunac, M. D., y V. W. Lee (1987). Direct Empirical Scaling of Response Spectral Amplitudes from Various Site and Earthquake Parameters. Report NUREC/CR 4903. U.S. Nuclear Regulatory Commission 1, 341 pp.
- Tristán, F. (1916). The Costa Rica earthquake of February 27, 1916, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **6**, 232-235.
- U. S. Army (1966). Geology Panama Canal and Vicinity. *Engineering Feasibility Studies Atlantic Pacific Interoceanic Canal*, Department of the Army, Jacksonville, Florida, 2-6.
- Vaccari, F., B. Tadili, A. El Qadi, M. Ramdani, L. Ait Brahim and M. Limouri (2001). Deterministic Seismic Hazard Assessment for North Morocco, *J. Seismo. Earthq. Eng.* **3**, 1-12.
- Vargas, C., A. Ugalde, L.G. Pujades y J.A. Canas (2004). Spatial variation of coda wave attenuation in northwestern Colombia, *Geophys. J. Int.* **158**, 609-624.
- Van der Hilst, R., y P. Mann (1994), Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, *Geology*, **22**, 451-454.
- Vaught, D. (2007). After the Gold Rush: Tarnished Dreams in the Sacramento Valley, The John Hopkins University Press, Baltimore, Maryland, 325 págs.
- Vergara Barrios, J. B. y F. Bethancourt Pérez (1998). Determinación de la vulnerabilidad y estimación de daños ante desastres naturales en los puentes de la vía Interamericana de la República de Panamá. Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá (Tesis de Licenciatura).

- Vergara Villarreal, J. A. (2004). Análisis de vulnerabilidad sísmica en los sectores de Altos del Chase y Villa de Las Fuentes No. 2, Corregimiento de Bethania. *Tesis de Licenciatura*, Facultad de Ingeniería Civil, Universidad Tecnológica de Panamá.
- Vergara, A. (1988). Tectonic patterns of the Panama Block deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: implications to the seismic hazard, *Tectonophysics*, **154**, 253-267.
- Vergara, A. (1989). Assessment of earthquake hazard in Panama based on seismotectonic regionalization, *Natural Hazards* **2**, 115-131.
- Vergara A. (1991). Probabilistic seismic hazard maps for Panama, *Natural Hazards* **4**, 1-6.
- Vergara, A. (1990). Some aspects of the seismic hazard in Panama City, *Natural Hazards* **3**, 233-248.
- Villarreal de Guizado, O. (2003). Propiedades Dinámicas de los suelos en la Ciudad de Panamá. Memorias del IX Congreso Nacional de Ingeniería Civil. Panamá, 2-24.
- Viquez, V., y J., Toral (1987). Sismicidad histórica sentida en el Istmo de Panamá. *Revista Geofísica* **27**, 135-165.
- Wahlström, R.; Grünthal, G. (2001). Probabilistic Seismic Hazard Assessment (Horizontal PGA) for Fennoscandia Using the Logic Tree Approach for Regionalization and Nonregionalization Models. *Seism. Res. Lett.* **72**, 33-45.
- Wang, Z. (2011). Seismic Hazard Assessment: Issues and Alternatives, *Pure appl. Geophys.*, doi 10.1007/s00024-010-0148-3.
- Wang, Z. (2006). Understanding Seismic Hazard and Risk Assessments: An Example in the New Madrid Seismic Zone of the Central United States, Proceedings of the 8th National Conference on Earthquake Engineering, April 18-22, 2006, San Francisco, CA, Paper no. 416.
- Wang, Z., y L. Ormsbee (2005), Comparison between probabilistic seismic hazard analysis and flood frequency analysis, *EOS, Trans. AGU* **86**, 45, 51-52.
- Wang, Z., E. W. Woolery, B. Shi, y J.D . Kiefer (2003). Communicating with Uncertainty: A Critical Issue with Probabilistic Seismic Hazard Analysis, *Eos, Trans. AGU*, **84**, 501, 506, 508.

- Wen, Y. K.; Ellingwood, B. R.; Veneziano, D.; Bracci, J. (2003). Uncertainty Modelling in Earthquake Engineering, MAE center Project FD-2 Report, 113 págs.
- Wesnousky S. G. (2010). Possibility of Biases in the Estimation of Earthquake Recurrence and Seismic Hazard from Geologic Data. *Bull. Seism. Soc. Am.* **100**, 2287-2292.
- Wesnousky S. G. (1994). The Gutenberg Richter or Characteristic Earthquake Distribution, Which is it? *Bull. Seism. Soc. Am.* **84**, 1940-1959.
- Wessel, P, y W. H. F. Smith (1995), New version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. AGU* **76**, p329.
- Westbrook , G. K., N. C. Hardt y R. Heath (1995). Structure an tectonics of the Panama-Nazca plate boundary en *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, P. Mann (Ed.), *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* **295**, 91-109.
- White, R.A., y D. Harlow (1993), Destructive upper crustal earthquake in Central America since 1900, *Bull. Seism. Soc. Am.* **83**, 1115-1142.
- Wikjman, A., y Timberlake L. (1984). Natural Disasters: Acts of God or Acts of Man? Earthscan Ltd., Washington, D. C., E. U. A., 126 págs.
- Williams, A. (1879). A Pioneer Pastorate and Times Embodying Contemporary Local Transactions and Events, Wallace & Hasset Printers, San Francisco, 272 págs.
- Wolters, B. (1986), Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama, *Tectonophysics* **128**, 21-46.
- Woo, G. (1996). Kernel Estimation Methods for Seismic Hazard Area Source Modeling, *Bull. Seism. Soc. Am.* **86**, 353-362
- Yamazaki, F.; y M. A. Ansary (1997). Horizontal-to-vertical spectrum ratio of earthquake ground motion for site characterization, *Earthq. Eng. Struc. Dyn.* **26**, 671-689.
- Yeats, R., K. Sieh y C. Allen (1997). The Geology of Earthquakes, Oxford University Press, New York, 567 págs.
- Young R. R., y K. J. Coppersmith (1985). Implications of fault slip rates and earthquake recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. *Bull. Seism. Soc. Am.* **75**, 939-964.

- Youngs, R. R., S.J. Chiou, W.J. Silva, J.R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68**, 58-73.
- Zapatero J. (1992). El castillo de San Lorenzo del Real de Chagre (Panamá): Llave de la mar del Sur, *Militaria. Revista de Cultura Militar* **4**. Universidad Complutense, Madrid, 93-108.
- Zhao, J., X. 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.* **96**, 898-913.

APÉNDICE1. ARTÍCULO PUBLICADO

Camacho, E., W. Hutton y J. Pacheco (2010). A New Look at Evidence for a Wadati-Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 100, 343-348

A New Look at Evidence for a Wadati–Benioff Zone and Active Convergence at the North Panama Deformed Belt

by E. Camacho,* W. Hutton, and J. F. Pacheco

Abstract The nature of the northern boundary of the Panama microplate, often referred to as the north Panama deformed belt (NPDB), has been the subject of much speculation. Previous studies have used a variety of data, including teleseismic, gravity, bathymetric, marine magnetic, and field studies of uplift and tsunami deposits, as well as modified Mercalli intensity distributions from historic earthquakes to reveal the nature of the NPDB. Data have been collected for over 30 yrs and yet the character of the NPDB remains unclear. Current analyses and interpretation provide a number of mutually exclusive options and much controversy. In this article we examine local and regional seismicity combined with teleseismic observations and historic earthquake data to present an alternative analysis for the NPDB. Using small earthquakes recorded by a local network we image a well-defined Wadati–Benioff zone dipping southward beneath the Panama microplate. These data provide new evidence regarding the nature of Panama microplate–Caribbean plate boundary kinematics and demonstrate the existence of an active subduction zone. A more complete understanding of the nature of the seismicity and plate interactions along the NPDB offshore Panama, including a subduction zone capable of producing earthquakes of $M > 7$, should be included in future earthquake hazard assessments.

Introduction

The tectonic regime of the southern Caribbean region is dominated by the intersection of four major plates (Caribbean, South America, Cocos, and Nazca; Fig. 1). An added level of complexity is introduced by the Isthmus of Panama, which acts as a separate Panama or Chocó–Panama microplate (Adamek *et al.*, 1988; Kellogg and Vega, 1995; Lundgren *et al.*, 1999; Toboada *et al.*, 2000; Trenkamp *et al.*, 2002).

The Panama block is considered a broad zone of deformation (Pennington, 1981) with diffuse boundaries. A suture zone between the Chocó and the North Andes blocks defines the eastern boundary. The Uramita fault zone in the north and the Isthmina fault zone in the south (Toboada *et al.*, 2000; Suter *et al.*, 2008) mark an island arc–continental collision of Neogene age (Keigwin, 1978; Lonsdale and Klitgard, 1978; Keigwin, 1982; Keller *et al.*, 1989). Offshore southern Panama, the boundary between the Panama microplate and the Nazca plate is delimited by the southern Panama fault zone or southern Panama deformed belt, a diffuse left-lateral fault zone that accommodates the eastward motion of the Nazca plate, and north–south convergence (Jordan, 1975; Hey, 1977; Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990; Kolarsky and Mann, 1995; Mann and Kolarsky, 1995; Westbrook *et al.*, 1995). The

western boundary is a broad zone of distributed left-lateral shear in central Costa Rica (Fan *et al.*, 1991; Protti and Schwartz, 1994; Landgren *et al.*, 1999; Marshall *et al.*, 2000) between the Caribbean plate and the Panama microplate. The north Panama deformed belt (NPDB) defines the northern boundary (Silver *et al.*, 1990). Convergence at the NPDB is a consequence of slow southwestward convergence of the Caribbean plate with the Panama microplate (Kellogg and Vega, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002), ductile buckling deformation from eastward motion of Panama against the North Andes microplate (Wadge and Burke, 1983; Silver *et al.*, 1990), escaping deformation along northwest to southeast strike-slip faults from the collision with the South American plate (Wadge and Burke, 1983; Mann and Burke, 1984; Mann and Corrigan, 1990), and the northeastward-directed stresses (backarc thrusting) transferred from the subduction of the buoyant, aseismic Cocos Ridge beneath southern Costa Rica near the Osa peninsula (Jacob *et al.*, 1991; Kolarsky *et al.*, 1995; Silver *et al.*, 1995; Suarez *et al.*, 1995; Tajima and Kikuchi, 1995; Trenkamp *et al.*, 2002).

The convergent nature of the NPDB has long been recognized (Bowin, 1976; Pennington, 1981; Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990, 1995). Global Positioning System measured convergence rates between the Panama microplate and the Caribbean plate are to the southwest at

*Also at Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, México, D.F. 04510.

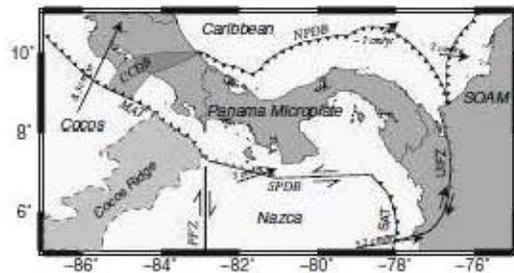


Figure 1. Generalized tectonic map of the study area showing plate boundaries and convergence vectors. Definitions: north Panama deformed belt, NPDB; South American plate, SOAM; Panama fracture zone, PFZ; south Panama deformed belt, SPDB; central Costa Rica deformed belt, CCDB; Middle America trench, MAT; Uramita-Istmina fault zone, UIFZ; south American trench, SAT.

7 mm/a (Trenkamp *et al.*, 2002). Substantial evidence for active convergence along this boundary includes the 1991 (M_s 7.5) Valle de la Estrella earthquake in eastern Costa Rica (Jacob *et al.*, 1991; Plafker and Ward, 1992; Goes *et al.*, 1993; Protti and Schwartz, 1994; Suarez *et al.*, 1995), active folding in the NPDB (Silver *et al.*, 1990, 1995), a possible subduction zone boundary marking the shallow subduction of the Caribbean plate beneath the Panama microplate (Bowin, 1976; Wolters, 1986), and intermediate-depth earthquakes delineating a slab (Adamek *et al.*, 1988; this study). The controversy centers on the existence (or lack) of a Wadati-Benioff zone depicting the subducted slab of the Caribbean plate beneath the Panama microplate. Although Adamek *et al.* (1988, fig. 10) show a cross section of relocated hypocenters that approximates a subducting plate, they negate the idea that the NPDB is a subduction zone due to the lack of volcanism and absence of events below 70 km. We suggest, however, that given the slow convergence rate and the uncertainty in the timing of the initiation of subduction, that the slab has not yet descended to a depth sufficient to produce dehydration and subsequent volcanism. The southern Caribbean deformed belt, with a well-defined Wadati-Benioff zone (Kellogg and Bonini, 1982; Toto and Kellogg, 1992; Van der Hilst and Mann, 1994; Tobaada *et al.*, 2000) also illustrates an arc magmatic subduction of the Caribbean plate (Kellogg and Vega, 1995). The lack of a clearly defined downgoing plate under northern Panama has been a key component of the subduction zone-overthrust boundary debate.

In most subduction zones, epicenters of shallow thrust events are located offshore while those of intermediate-depth earthquakes are located inland beneath large population centers. Seismic hazard in Latin America is thus potentially greater from intermediate-depth earthquakes within the slab than from shallow thrust events (Kirby *et al.*, 2002). Furthermore, apparent stress drop, a measure of the radiated energy per unit rupture area and unit displacement, is larger for intermediate-depth normal-fault events than for shallow thrust events along subduction zones (Choy and Kirby,

2004). These larger stress drops may account for the larger acceleration recorded during intermediate-depth earthquakes (Molas and Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997).

Evidence from felt reports and microseismic data locates five earthquakes with magnitudes larger than 7 along the NPDB. Camacho and Viquez (1993) draw an isoseismal map for the 7 May 1822 earthquake and show that this earthquake is similar in location and magnitude to the Valle de la Estrella event of 1991. Intensity data from felt reports for the 7 September 1882 earthquake locate this event to the north of the NPDB and give a magnitude of 7.9 or larger (Mendoza and Nisbenko, 1989; Camacho and Viquez, 1993). This event caused extensive damage in northeastern and central Panama, delaying the work of the French Canal for several months and causing a tsunami that killed at least 75 people in the San Blas Archipelago (Camacho and Viquez, 1993). Although there is still some debate about the location of the 20 December 1904 earthquake (M 7.5), most of the felt data point to a location within the NPDB (Camacho and Viquez, 1993; Ambraseys and Adams, 2001), and its location might be near the western end of the NPDB in the Caribbean, rather than along the Pacific coast of southeastern Costa Rica (Gutenberg and Richter, 1954). The event of 28 May 1914 was strongly felt in Colon and Panama city with felt aftershocks being reported in these cities for several days after the mainshock. Both Gutenberg and Richter (1954) and the bulletin of Balboa Heights seismic station (BHP) locate this event at the northeastern segment of the NPDB. Gutenberg and Richter (1954) assigned a magnitude of 7.2 to this event. Gutenberg and Richter (1954) locate the 24 April 1916 event north of Bocas del Toro (western NPDB) and felt reports coincide with a location near Bocas del Toro (Tristan, 1916; Camacho and Viquez, 1993). Abe and Noguchi (1983) calculate a surface wave magnitude of 7.4 for this earthquake.

Seismicity of the NPDB is poorly understood due to the insufficient number of magnitude > 5 events needed for teleseismic studies combined with inadequate local seismic network coverage prior to the establishment of several digital networks in central Panama since 1996 (Fig. 2). Using a new set of local and regional seismic data we investigate whether the convergence accommodated at the NPDB is a subduction zone as proposed by Wolters (1986) or an overthrust boundary as proposed by Adamek *et al.* (1988), Protti and Schwartz (1994), Suarez *et al.* (1995), Tajima and Kikuchi (1995), and Silver *et al.* (1995). Our results show that there is a clearly defined Wadati-Benioff zone, demonstrating active subduction, beneath the Panama microplate. The confirmation of a slab is crucial for the estimation of seismic hazard potential in central Panama.

Data and Methods

In January 1996 the Instituto de Geociencias of the University of Panama began operating a seismic network providing, for the first time, local seismic data in Panama. The network has grown from a few stations in central Panama

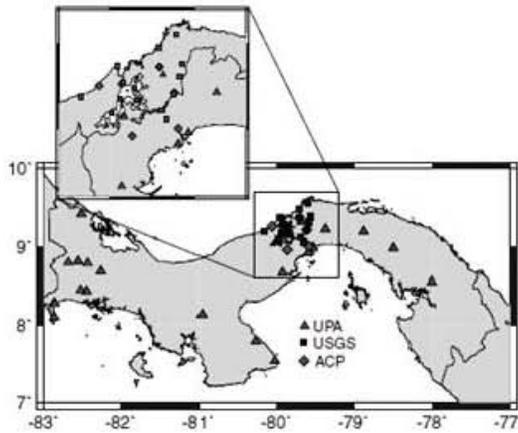


Figure 2. Map of the local and regional networks used in this study: the University of Panama (UPA) network (1995–present), the U.S. Geological Survey (USGS) network (October 1997–March 1998), and the Panama Canal Authority (ACP) network (2004–present).

to 11 stations as of May 2007. Using local and regional digital seismic waveform data provided by the University of Panama, Panama Canal Authority, National Seismic Network of Colombia, National Network of Costa Rica, the Costa Rica Volcanologic and Seismological Observatory of the National University of Costa Rica (OVSICORI-UNA), and a U.S. Geological Survey (USGS) temporary network deployed from October 1997 to March 1998 (Pratt *et al.*, 2003), we created a new earthquake catalog for central Panama (8.5°–10° N; 80.5°–78° W) using data from January 1996 to May 2007. Waveforms from all networks were combined into a single SEISAN (Haskov and Ottemöller, 1999) database and all *P* and *S* phases were repicked to standardize the readings. Events in the combined dataset were relocated using the SEISAN hypoinverse program (Lienart and Haskov, 1995).

The velocity model for the locations is listed in Table 1 and was obtained using the VELEST inversion algorithm (Kissling *et al.*, 1994). This velocity model is valid only for central Panama because it was constructed using the central Panama stations and 147 events recorded by this subnetwork between December 1995 and July 2007. We inverted seismic travel times with an initial velocity model (preliminary reference Earth model [PREM]; Dziewonski and Ander-

Table 1

Central Panama Crustal Structure

<i>P</i> -Wave Velocity (km/sec)	Top of the Layer (km)
4.5	0.0
5.1	1.8
6.0	8.2
7.3	20.0
7.7	28.0
8.1	43.0
8.3	75.0

son, 1981) to produce a crustal velocity model and event locations that minimized the misfit in arrival times. The results of the inversion provide a crustal thickness of 28 km for central Panama, similar to a thickness of 25 km from CRUST 2.0 of Laske *et al.* (2000) and that obtained from gravity and seismic data by Briceño-Guarupe (1979). It is important to point out that, for this study, we are interested in the intermediate-depth earthquakes that are located below the Moho, and thus similar locations will be obtained from this crustal model, PREM, or any other reasonable model for central Panama. The epicentral locations for these events are well constrained due to the geometry of the network located directly above the events. Hence, differences in velocity models will not change the shape of the Wadati-Benioff zone but will merely result in static shifts in hypocentral depths.

The catalog for this study consists of 163 relocated events. Each event was recorded by at least five stations having root mean square errors less than 0.5 sec. Figure 3a shows the distribution of the 163 relocated epicenters and the focal mechanisms from the Global Centroid Moment Tensor (CMT) catalog (see the Data and Resources section)

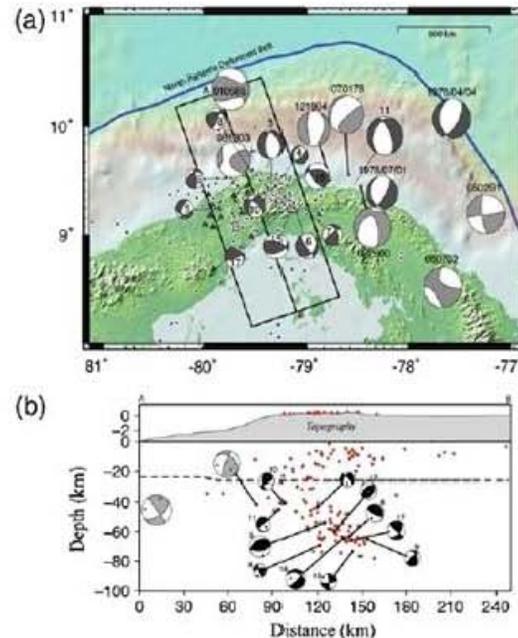


Figure 3. (a) Topographic/bathymetric map showing the NPDB, distribution of earthquake epicenters (black dots), seismic stations (triangles), centroid moment tensor (light gray) solutions from the Global CMT catalog (Table 2), first-motion focal solutions (dark gray), and the location of cross section AB. (b) Cross section AB of earthquake hypocenters and the southward dipping Wadati-Benioff zone. Dashed line maps the Moho from CRUST 2.0 (Laske *et al.*, 2000).

for the region between 1977 and 2007 (Table 2), and Figure 3b shows the AB depth profile of the hypocenters.

First-motion polarity-based focal mechanisms were estimated for the 12 best-recorded intermediate-depth earthquakes with depths in the 40–80 km range (Table 2). These 12 events were recorded at a large number of stations and their first-motion polarities clearly define at least three quadrants of the focal mechanism. Figure 3a shows the location of these focal mechanisms along with the intermediate-depth events from Adamek *et al.*, (1988), and Figure 3b shows their location in cross section AB.

Discussion

Several previous studies (Adamek *et al.*, 1988; Silver *et al.*, 1990) concluded that the oblique convergence between the Caribbean plate and the Panama block had not formed a Wadati-Benioff zone but merely demonstrated an amagmatic overthrusting of the Caribbean plate by the Panama microplate. Although the NPDB in central Panama is an area of moderate seismicity, previous studies using teleseismic data from earthquakes in the NPDB were limited by the dearth of events of magnitude > 5.0. In this study we show, using data from local and regional networks, credible evidence of a Wadati-Benioff zone rather than simple underthrusting for the Caribbean margin of Panama (Fig. 3b). Earthquakes locate below the Moho depth of 28 km (as determined from our velocity model shown in Table 1), within the mantle, and to depths of 80 km. Although Silver *et al.* (1990) point out that the subduction of the Caribbean plate under Panama is a non-

self-sustaining subduction zone in the sense described by McKenzie (1977), there is evidence of a subducted slab to a depth of at least 80 km. Local seismic data thus provide a better understanding of the seismicity patterns and types of faulting in the region.

Previous studies using teleseismic data (Wolters, 1986; Adamek *et al.*, 1988) show that the majority of events in the NPDB off the coast of central Panama are dip-slip (normal and thrust faults) while strike-slip and normal faulting events are more common in the eastern segment of the NPDB. Earthquake focal mechanisms provide useful information in terms of the sense of fault movements and state of stress in the lithosphere. We calculated the focal mechanism, from first-motion polarities, of the 12 best-recorded intermediate-depth events from the central Panama earthquake catalog. The mechanisms obtained in this study are similar to larger events studied by Adamek *et al.* (1988) and found in the Global CMT catalog (Fig. 3).

The distribution and type of focal mechanisms shown in Figure 3 imply a complex stress field inside the subducting Caribbean plate. The observed pattern of faulting is not the simple bending/unbending pattern of down-dip tension/compression found in other subduction zones but may result from internal deformation of the subducting Caribbean and/or Panama microplate due to oblique convergence as well as the reactivation of preexisting faults within the Caribbean plate. Nevertheless, several compressional axes (Fig. 3b) align with the downgoing plate, and only one of the extensional axes aligns with it, showing frictional resistance of the mantle to slab subduction.

Table 2
Focal Mechanisms for Intermediate ($h > 40$ km) Earthquakes in the NPDB

Number	Date (yyyy/mm/dd)	Time (hh:mm)	Latitude	Longitude	Depth	M_w	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)
1*	1978/04/04	21:11	10.200	-78.280	15.0	6.3	171	52	-151
1'	-	-	10.070	-77.570	26.0	6.1	30	60	-70
2*	1978/07/01	08:54	9.550	-78.590	58.6	5.8	207	25	-114
2'	-	-	9.390	-78.260	67.0	5.1	30	70	-70
3*	1985/01/05	11:11	10.330	-79.740	45.2	6.1	301	48	128
4*	1991/05/02	07:01	9.190	-77.240	45.7	5.9	173	75	-178
5	1997/09/26	18:48	9.394	-79.333	54.1	4.3	183	61	-73
6	1997/10/30	08:51	9.427	-79.328	69.2	2.7	52	71	-69
7	1997/11/04	05:34	9.240	-79.888	43.5	2.9	90	48	-31
8	1998/01/13	16:17	9.306	-79.138	63.1	3.7	39	31	-17
9	1998/02/06	05:51	9.235	-79.010	65.1	3.2	229	44	22
10	1998/02/13	10:16	9.580	-79.533	40.5	3.2	24	82	55
11	1998/03/24	01:09	9.523	-79.783	45.0	3.0	351	78	54
12	1998/05/05	10:04	9.268	-79.502	59.6	3.4	198	48	-31
13	2000/02/26	18:24	9.471	-78.529	64.0	5.8	201	35	-54
13'	-	-	9.450	-78.470	68.0	6.1	228	37	-37
14*	2002/06/07	00:05	8.510	-77.690	61.7	5.6	181	65	177
15*	2003/08/13	08:29	9.690	-79.710	41.7	5.3	238	70	31
16*	2004/12/19	08:23	9.580	-78.790	57.3	5.3	169	58	-108
17	2005/04/10	09:39	9.289	-79.143	65.6	3.8	63	42	51
18	2005/08/07	19:59	9.382	-79.038	64.4	4.0	271	48	48
19	2006/05/09	04:55	9.274	-79.168	73.4	3.2	72	81	70

*From Global CMT catalog.

'From Adamek *et al.* (1988).

Earthquakes of intermediate depth are more likely to produce stronger ground shaking than shallower events (Molas and Yamazaki, 1995; Youngs *et al.*, 1997). In Japan Morikawa and Sasatani (2004) observed that for the same magnitude, intermediate-depth earthquakes produce a larger stress drop and seismic energy radiated over smaller slip areas than shallow thrust type earthquakes. A global study of intermediate-depth normal-fault earthquakes by Choy and Kirby (2004) shows anomalously large apparent stress (τ_a) for these events, mostly in the depth range between 35 and 70 km. They also find an association between the larger values of τ_a and subducting slabs in regions of intense deformation. The presence of intermediate-depth earthquakes below Panama, and inside a highly deformed Caribbean plate, adds a new dimension of seismic hazard to the area.

Conclusions

Historic seismic data over the past 200 yrs reveal the frequent occurrence of moderate to large ($M > 7$) earthquakes along the NPDB. Analysis of a new earthquake catalog for central Panama, compiled from local and regional seismic networks in operation over the past 10 yrs, shows that many earthquakes in this region occurred below Moho depths, within the mantle, and delineate a wide, well-defined Wadati-Benioff zone at the northern boundary of the Panama microplate (Fig. 3b). The existence of a well-defined Wadati-Benioff zone below northern Panama provides new information on the potential seismic hazard of central Panama and adds a new level of complexity to future hazard assessment studies.

Data and Resources

Some of the seismograms used in this study were collected as part of a USGS temporary network deployed from October 1997 to March 1998 (Pratt *et al.*, 2003). These data are available from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) Data Management Center (www.iris.edu, last accessed August 2008). The bulk of the data used in this study were provided by the University of Panama, the Panama Canal Authority, National Seismic Network of Colombia, National Network of Costa Rica, and the Costa Rica Volcanologic and Seismological Observatory of the National University of Costa Rica (OVSICORI-UNA). These data are available upon request from the managing institution. Centroid moment tensors shown in Figure 3a can be found in the Global CMT catalog (<http://www.globalcmt.org>, last accessed August 2008). Earthquakes were relocated using the SEISAN hypoinverse program (Lienart and Haskov, 1995). We used the VELEST inversion algorithm (Kissling *et al.*, 1994) to create a velocity model. The Generic Mapping Tools (GMT) program, version 4.2.0, was used to create figures for this study (www.soest.hawaii.edu/gmt, last accessed August 2008; Wessel and Smith, 1998).

Acknowledgments

We thank the seismic networks from the University of Panama, the Panama Canal Authority, Colombian Geology and Mining Institute (INGEOMINAS), University of Costa Rica (UCR), and Costa Rica National University (OVSICORI-UNA) for providing the digital waveforms that made this project possible. We also thank W. McCann, Carlos Mendoza, and Diane Doser for their valuable comments, suggestions, and helping us improving the original manuscript. This research was supported by Panama Secretariat of Science and Technology (SENACYT) grant I+D0698. Figures were initially prepared with the GMT software of Wessel and Smith (1998).

References

- Abe, K., and S. Noguchi (1983). Determination of magnitude for large shallow earthquakes 1889–1917, *Phys. Earth Planet. Inter.* **32**, 45–59.
- Adamek, S., C. Frohlich, and W. D. Pennington (1988). Seismicity of the Caribbean–Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region, *J. Geophys. Res.* **93**, 2053–2075.
- Ambraseys, N., and R. Adams (2001). *The Seismicity of Central America: A Descriptive Catalogue 1895–1995*, Imperial College Press, London, 320 pp.
- Bowin, C. (1976). Caribbean gravity field and plate tectonics, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **169**, 1–79.
- Briceño-Guarupe, L. A. (1979). The crustal structure and tectonic framework of the Gulf of Panama, *Master's Thesis*, Oregon State University, 70 pp.
- Camacho, E., and V. Viquez (1993). Historical seismicity of the north Panama deformed belt, *Rev. Geol. Am. Cent.* **15**, 49–64.
- Choy, G. L., and S. H. Kirby (2004). Apparent stress, fault maturity and seismic hazard for normal-fault earthquakes at subduction zones, *Geophys. J. Int.* **159**, 991–1012.
- Dziewonski, A. M., and D. L. Anderson (1981). Preliminary reference Earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.* **25**, 297–356.
- Fan, G.-W., S. L. Beck, and T. C. Wallace (1991). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: Evidence for a transcurrent plate boundary, *J. Geophys. Res.* **18**, 1385–1388.
- Goes, S. D. B., A. A. Velasco, S. Y. Schwartz, and T. Lay (1993). The April 22, 1991, Valle de Estrella, Costa Rica ($M_w = 7.7$) earthquake and its tectonic implications: a broadband seismic study, *J. Geophys. Res.* **98**, 8127–8142.
- Gutenberg, B., and C. Richter (1954). *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Second Ed., Princeton University Press, New York, 310 pp.
- Haskov, J., and L. Ottemöller (1999). Electronic Seismology: Seisan earthquake analysis software, *Seism. Res. Lett.* **70**, 532–534.
- Hey, R. (1977). Tectonic evolution of the Cocos–Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**, 1404–1420.
- Jacob, K. H., J. Pacheco, and G. Santana (1991). Seismology and tectonics, in Costa Rica earthquake Reconnaissance Report: Supplement B, *Earthq. Spectra* **7**, 15–33.
- Jordan, T. H. (1975). The present-day motions of the Caribbean plate, *J. Geophys. Res.* **80**, 4433–4439.
- Keigwin, L. (1982). Isotopic paleoceanography of the Caribbean and the East Pacific: Role of Panama uplift in late Neogene time, *Science* **217**, 350–353.
- Keigwin, L. D. (1978). Pleistocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores, *Geology* **6**, 630–634.
- Keller, G., C. E. Zenker, and S. M. Stone (1989). Neogene history of the Pacific–Caribbean gateway, *J. South Am. Earth Sci.* **2**, 73–108.
- Kellogg, J. N., and W. E. Bonini (1982). Subduction of the Caribbean plate and basement uplifts in the overriding South American plate, *Tectonics* **1**, 251–276.
- Kellogg, J. N., and V. Vega (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraint from Global Positioning System geodetic studies and gravity, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 75–90.

- seismic hazard appraisal with applications to the Cascadia system (Abstract F1074), *EOS Trans. Am. Geophys. Union* **83**, F1074.
- Kissling, E., W. L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips, and U. Kradolfer (1994). Initial reference models in local earthquake tomography, *J. Geophys. Res.* **99**, 19,635–19,646.
- Kolarik, R. A., and P. Mann (1995). Structure and neotectonics of an oblique-subduction margin, southwestern Panama, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, Boulder, Colorado, R. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 131–157.
- Kolarik, R. A., P. Mann, and W. Montero (1995). Island arc response to shallow subduction of the Cocos Ridge, Costa Rica, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in South America*, P. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 235–262.
- Laske, G., Masters, G., Reif, and C. (2000). A new global crustal model at 2×2 degrees, <http://igppweb.ucsd.edu/~gabiret/dit/crust2.html> (last accessed MONTH YEAR).
- Lienart, B. R., and J. Haskov (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seism. Res. Lett.* **66**, 26–36.
- Lonsdale, P., and K. D. Klitgord (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama basin, *Geol. Soc. Am. Bull.* **89**, 981–999.
- Lundgren, P., M. Protti, A. Donnellan, M. Heflin, E. Hernandez, and D. Jefferson (1999). Seismic cycle and plate margin deformation in Costa Rica: GPS observations from 1994–1997, *J. Geophys. Res.* **104**, no. 28, 28,915–28,926.
- Mann, P., and K. Burke (1984). Neotectonics of the Caribbean, *Rev. Geophys. Space Phys.* **22**, no. 4, 309–362.
- Mann, P., and J. Corrigan (1990). Model for late Neogene deformation in Panama, *Geology* **18**, 558–562.
- Mann, P., and R. A. Kolarik (1995). East Panama deformed belt: structure, age, and neotectonic significance, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America*, Boulder, Colorado P. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 111–130.
- Marshall, J. S., D. M. Fisher, and T. W. Gardner (2000). Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics* **19**, 468–492.
- McKenzie, D. P. (1977). The initiation of trenches: A fine amplitude instability, in *Island Arcs, Deep Sea Trenches, and Back-arc Basins*, M. Talwani and W. C. Pitman III (Editors), Am. Geophys. Union, Washington, D.C., 57–61.
- Mendoza, C., and S. Nishenko (1989). The north Panama earthquake of 7 September 1882: Evidence for active underthrusting, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **79**, no. 4, 1264–1269.
- Molas, G. L., and F. Yamazaki (1995). Attenuation of earthquake ground motion in Japan including deep focus events, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **85**, no. 5, 1343–1358.
- Morikawa, N., and T. Sasatani (2004). Source models of two large intraslab earthquakes from broadband strong ground motions, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **94**, 803–817.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of northwestern South America, *J. Geophys. Res.* **86**, 10,753–10,770.
- Plafker, G., and S. N. Ward (1992). Backarc thrust faulting and tectonic uplift along the Caribbean sea coast during the April 22, 1991, Costa Rica earthquake, *Tectonics* **11**, 709–718.
- Pratt, T. L., M. Holmes, E. S. Schweijg, J. Gombert, and H. A. Cowan (2003). High resolution seismic imaging of faults beneath Limón Bay, northern Panama Canal, Republic of Panama, *Tectonophysics* **368**, 211–227.
- Protti, M., and S. Schwartz (1994). Mechanics of back arc deformation in Costa Rica: Evidence from an aftershock study of the April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica, earthquake ($M_w = 7.7$), *Tectonics* **13**, no. 5, 1093–1107.
- Silver, E. A., J. Galewsky, and K. D. McIntosh (1995). Variation in structure, style, and driving mechanism of adjoining segments of the north Panama deformed belt, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in South America*, P. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 225–234.
- Silver, E. A., D. L. Reed, J. E. Tagudin, and D. J. Heil (1990). Implications of the north and south Panama thrust belts for the origin of the Panama orocline, *Tectonics* **9**, no. 2, 261–28.
- Suarez, G., M. Pardo, J. Domínguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, and W. Rojas (1995). The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Backarc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics* **14**, 518–530.
- Suter, F., M. Sartori, R. Neuwirth, and G. Gorin (2008). Structural imprints at the front of the Chocó–Panama indenter: Field data from the North Cauca Basin, central Colombia, *Tectonophysics* **460**, 134–157.
- Tajima, F., and M. Kikuchi (1995). Tectonic implications of the seismic ruptures associated with the 1983 and 1991 Costa Rica earthquakes, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in South America*, P. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 327–340.
- Toboada, A., L. A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard, J. Olaya, and C. Rivera (2000). Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia), *Tectonics* **19**, 787–813.
- Toto, E. A., and J. N. Kellogg (1992). Structure of the Simu-San Jacinto fold belt—an active accretionary prism in northern Colombia, *J. South Am. Earth Sci.* **5**, 211–222.
- Trenkamp, R., J. N. Kellogg, J. T. Freymueller, and H. P. Mora (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations, *J. South Am. Earth Sci.* **15**, 157–171.
- Tristan, F. (1916). The Costa Rica earthquake of February 27, 1916, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **6**, 232–235.
- Van der Hilst, R., and P. Mann (1994). Tectonic implications of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America, *Geology* **22**, 451–454.
- Wessel, P., and W. H. F. Smith (1995). New version of the Generic Mapping Tools Released, *EOS Trans. Am. Geophys. Union* **76**, 329.
- Westbrook, G. K., N. C. Hardt, and R. Heath (1995). Structure and tectonics of the Panama–Nazca boundary, in *Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary*, P. Mann (Editor), *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* **295**, 91–109.
- Wolters, B. (1986). Seismicity and tectonics of southern Central America and adjacent regions with special attention to the surroundings of Panama, *Tectonophysics* **128**, 21–46.
- Youngs, R. R., S.-J. Chiou, W. J. Silva, and J. R. Humphrey (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes, *Seism. Res. Lett.* **68**, 58–73.
- Postgrado en Ciencias de la Tierra Instituto de Geofísica
Universidad Nacional Autónoma de México
Coyoacán, México, D.F. 04510
(E.C.)
- Quantum Technology Sciences, Inc.
1980 N. Atlantic Avenue, Suite 930
Cocoa Beach, Florida 32931
(W.H.)
- Observatorio Volcanológico y Sismológico de Costa Rica
Universidad Nacional Autónoma
Heredia, Costa Rica
(J.F.P.)

Manuscript received 15 February 2008