

Proyecto

“Normativa sismorresistente para la ciudad de Managua”

Tarea

Estudio de amenaza sísmica - MTI

Autor:

**Leonardo Alvarez
INETER-MTI**

Informe Final

(actualización de marzo 2024)

Presentación

Se presenta el informe final del trabajo de estimación de la amenaza sísmica para Nicaragua, con énfasis en la ciudad de Managua. La presente actualización es debida al incremento de la sección de “Antecedentes” y al mejoramiento de algunas tablas, así como a la eliminación del índice de los anexos digitales entregados junto al informe

Este trabajo comenzó a desarrollarse por el autor en el INETER en 2016. En aquel momento se vio la necesidad de comenzar los trabajos preparatorios para realizar un nuevo estimado de la amenaza sísmica para Nicaragua, dado que los últimos estimados databan de 2007-2008, y desde esa fecha había aumentado sensiblemente la capacidad de detección de la red de estaciones sismológicas de Nicaragua y se había instalado una nueva red de acelerógrafos. El trabajo comenzó en dos líneas: la confección de un nuevo catálogo de terremotos de Nicaragua, y la selección y procesamiento preliminar de los acelerogramas registrados.

En 2018 se elaboró un proyecto por el MTI sobre “Normativa sismorresistente para la ciudad de Managua”, que se interconectaba con el proyecto internacional "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe". En el, una parte importante correspondía a una nueva estimación de la amenaza sísmica. Este proyecto, luego de obtener financiamiento internacional por parte de la Agencia Andaluza de Cooperación Internacional para el desarrollo (AACID), comenzó a ejecutarse en 2019. El MTI solicitó la colaboración del INETER para la ejecución de la parte de amenaza sísmica en el mes de abril de ese año, la cual se autorizó finalmente en junio del mismo año.

En ese marco colaborativo se trabajó en la conclusión de las tareas preparatorias realizadas por INETER y se comenzó a trabajar en otras actividades encaminadas a la obtención del nuevo mapa de amenaza sísmica para Nicaragua. Es de destacar que en ese tiempo se tomó una decisión importante en el marco del proyecto internacional mencionado, de que Nicaragua no iba a participar en una propuesta de contratar la realización de un mapa de amenaza sísmica para toda América Latina al GEM (Global Earthquake Model, <https://www.globalquakemodel.org>), sino que iba a realizar su propio mapa, y luego trabajaría en la compatibilización de ambos mapas en las fronteras (CMDs, 2019). La colaboración entre el INETER y el MTI se mantuvo hasta febrero de 2020, en que todas las actividades del proyecto pasaron a desarrollarse en el MTI.

Entre los temas que se discuten en el informe está el uso de bases de datos para manipular el catálogo de terremotos y los resultados de la determinación experimental del espectro de respuesta de aceleración. El diseño y el procedimiento de operación de dichas bases de datos fueron realizados por el Ing. Andy Alvarez Fernández, entonces trabajador del Centro de Neurociencias de Cuba (CNEURO).

La tarea de cálculo de la amenaza sísmica concluyó con estimados de la amenaza para todo el territorio nacional en forma de mapas para diferentes variantes de combinaciones de parámetros de entrada, gráficos de la amenaza sísmica para la ciudad de Managua en diferentes formatos y una aplicación web para procesar los resultados principales variando diversos parámetros a voluntad. Además de esto, se analizan los espectros de respuesta de aceleración (resultados primarios de los estimados de amenaza sísmica) para obtener elementos necesarios para preparar los espectros de diseño a utilizar en la redacción de la Norma Sísmica.

Indice

Resumen.....	5
Introducción.....	6
1) Antecedentes.....	7
1.1) Período 1975-2007.....	7
1.2) El proyecto RESIS-II.....	12
1.3) La posible “sobrestimación” de la amenaza por el RESIS-II.....	15
1.4) Los años 2009-2011.....	18
1.5) Los últimos años.....	20
1.6) Comentarios finales.....	20
2) Catálogo de Terremotos.....	22
2.1) Introducción.....	22
2.2) Fuentes de datos locales.....	23
2.3) Fuentes de datos globales.....	23
2.4) Selección de un formato.....	25
2.5) Procesamiento de la información primaria.....	26
2.6) Sobre las magnitudes presentes en el catálogo y las fuentes que las reportan.....	29
2.7) Procesamiento del catálogo final para preparar uno con magnitud M_w	30
2.7) Eliminación de eventos relacionados.....	34
3) Sismicidad.....	35
3.1) Mapas de epicentros.....	35
3.2) Perfiles de terremotos en profundidad.....	37
3.3) Mapas de densidad de epicentros.....	38
3.4) Liberación de energía, deformaciones y momento sísmico.....	41
4) Introducción a la sismotectónica de Nicaragua.....	44
4.1) Tectónica de placas en Nicaragua.....	44
4.2) El bloque Chortis.....	48
4.3) Estructura de la corteza de Nicaragua.....	48
4.4) El fallamiento superficial.....	51
4.5) Tensores de momento y mecanismo focal.....	51
4.6) Principales unidades sismotectónicas de Nicaragua.....	53
5) Delimitación de zonas fuente.....	56
5.1) Consideraciones generales.....	56
5.2) Intervalo de [0, 40) km.....	56
5.3) Intervalo de [40, 110) km.....	58
5.4) Intervalo de [110, 250) km.....	58
5.5) Comentarios finales sobre la delimitación de zonas.....	60
5.6) Representación 3D de las zonas fuente.....	60
6) Parámetros del régimen sísmico.....	63
6.1) Teoría general de los gráficos magnitud-frecuencia.....	63
6.2) La representatividad de los datos.....	65
6.2.1) Análisis de representatividad por intervalo de profundidad.....	66
6.2.2) Selección definitiva de los inicios de la representatividad para diferentes magnitudes.....	70
6.3) Determinación de parámetros del régimen sísmico (a , b , λ , β , M_{max}).....	70
6.4) Valores de M_{max} y δM_{max} a usar en los cálculos.....	73
7) Acelerogramas registrados en Nicaragua.....	77
7.1) Introducción.....	77
7.2) Primera Parte: Acelerogramas de la red actual.....	77

7.3) Segunda Parte: Acelerogramas del período 1968-1983.....	78
7.4) Procesamiento preliminar de los acelerogramas.....	78
7.5) Los espectros de respuesta.....	80
7.5) Herramienta web para acceder a los acelerogramas y calcular sus espectros de Fourier y de respuesta.....	81
7.6) Calidad de los acelerogramas y resultados de filtrado.....	82
7.7) La conversión suelo-roca y roca-suelo usando la relación empírica de Chiou y Youngs (2013).....	84
8) Selección de relaciones de atenuación.....	86
8.1) Consideraciones generales.....	86
8.2) Base de datos de ERA.....	87
8.3) Corrección por efecto de sitio.....	88
8.4) El poblamiento de la base de datos.....	89
8.5) ¿Nuevas relaciones de atenuación o selección de otras ya existentes?.....	91
8.6) Análisis de relaciones de atenuación.....	93
8.6.1) Modelo de Akkar et al. (2014).....	93
8.6.2) Modelo de Cauzzi et al. (2015).....	93
8.6.3) Modelo de Idriss (2013).....	94
8.6.4) Modelo de Youngs et al. (1997).....	94
8.6.5) Modelo de Montalva et al. (2017).....	94
8.6.6) Modelo de Schmidt (2014).....	94
8.6.7) El modelo de Yenier y Atkinson (2015).....	94
8.6.8) El modelo de Zhao et al. (2006).....	96
8.7) Selección final.....	96
9) Decisiones para el cálculo de la amenaza sísmica.....	99
9.1) Consideraciones generales.....	99
9.2) Sobre el tratamiento de las zonas fuente fuera del área cubierta por el catálogo de Nicaragua.....	99
9.3) Construcción del árbol lógico.....	100
9.3.1) Parte del árbol lógico correspondiente a la atenuación.....	100
9.3.2) Parte del árbol lógico correspondiente al régimen sísmico.....	100
9.4) Conformación de las entradas para el R-CRISIS.....	102
9.5) Aspectos teóricos del cálculo de la amenaza sísmica en el R-CRISIS.....	103
10) Mapas de AS para Nicaragua.....	106
10.1) Procesamiento de las ramas.....	106
10.2) Procesamiento del árbol lógico.....	107
11) Estimados puntuales para la ciudad de Managua.....	111
11.1) Desagregación de la AS.....	111
11.2) Cálculo de los diferentes tipos de desagregación en R-CRISIS.....	112
11.3) Cálculos realizados para Managua.....	113
11.3.1) Ejemplo de resultados para rama.....	113
11.3.2) Resultados para el árbol.....	113
12) Aplicación web para consulta de resultados.....	118
12.1) Introducción.....	118
12.2) Instalación de un servidor web.....	118
12.3) Funcionamiento del servidor.....	120
12.3.1) Parámetros comunes.....	120
12.3.2) Solo para mapas.....	120
12.3.3) Solo para puntos aislados.....	121
12.4) Resultados.....	123
12.4.1) Para mapas.....	123

12.4.2) Para gráficos del caso puntual.....	123
12.5) Datos específicos de la aplicación.....	124
12.5.1) Ramas del árbol.....	124
12.5.2) Asignación de pesos.....	125
12.5.3) Procesamiento de la información.....	125
12.6) Consideraciones finales.....	126
13) De los estimados de amenaza sísmica a los espectros de diseño.....	127
13.1) Datos iniciales.....	127
13.2) Mapa de zonificación por holotipos.....	128
13.2.1) Determinación de holotipos.....	128
13.2.2) Agrupamiento de zonas en el mapa.....	130
13.3) Determinación de los espectros para otros períodos de retorno.....	132
13.4) El espectro de diseño.....	133
13.4.1) Consideraciones generales.....	133
13.4.2) Procedimientos de ajuste de datos experimentales.....	134
13.4.3) Resultados obtenidos para $T_{ret}=475$ años.....	136
13.4.4) Variación de los resultados en función de T_{ret}	138
13.5) Comentarios finales.....	140
14) Discusión y conclusiones.....	141
Agradecimientos.....	143
Referencias.....	144
Anexos.....	154
Anexo 1. Formato del catálogo de Nicaragua.....	155
A1.1) Descripción de los campos en el catálogo secuencial de 325 caracteres por terremotos.....	155
A1.2) Formato SQL para tratamiento en base de datos.....	159
Anexo 2. Fuentes, tal como aparecen en las columnas 1-4 del catálogo.....	161
Anexo 3. Códigos presentes en el catálogo homogeneizado a M_w	164
Anexo 4. Figuras adicionales de los capítulos 3 y 4.....	166
A4.1) Figuras correspondientes al capítulo 3.....	166
A4.2) Figuras correspondientes al capítulo 4.....	172
Anexo 5. Materiales adicionales del estudio del régimen sísmico.....	173
Anexo 6. Coordenadas de las estaciones acelerográficas.....	183
Anexo 7. Definiciones de las tablas presentes en la base de datos “acele”.....	185
A7.1) Tabla erdat.....	185
A7.2) Tabla “erval”.....	185
A7.3) Tabla “erzon”.....	186
A7.4) Scripts típicos de búsqueda.....	186
A7.5. Datos de los acelerogramas seleccionados.....	187
A7.6) Corrección de las relaciones de atenuación seleccionadas.....	194
Anexo 8. Influencia de las zonas de Alvarado et al. (2017) en la amenaza sísmica de Nicaragua.....	197
Anexo 9. Algoritmos de procesamiento estadístico para el árbol lógico.....	204
a) Estadística normal (Ordaz, 2007).....	204
b) Estadística muestral (Alvarez et al., 2015).....	204
c) Error epistémico.....	204
Anexo 10. Mapas adicionales de amenaza sísmica para Nicaragua.....	205
Anexo 11. Materiales del capítulo 11.....	209
Anexo 12. Tablas de ERA(grupo, período UHS) para diferentes T_{ret}	210
Anexo 13. Ajuste de las 2 primeras ramas del espectro de diseño para otros T_{ret}	212
Anexo 14. Espectro de diseño propuesto.....	213

Resumen

Se presenta una estimación de la amenaza sísmica de Nicaragua. Se partió de la confección de un nuevo catálogo de terremotos y su procesamiento, así como de la determinación de los espectros de respuesta de aceleración (ERA) de acelerogramas registrados por estaciones nicaragüenses. Se usó el enfoque probabilístico de Esteva-Cornell, usando el programa R-CRISIS. La sismicidad se analizó en 43 zonas fuentes, para las que se ajustó un modelo de ocurrencia de tipo Gutenberg-Richter modificado. Las zonas exteriores a Nicaragua (otras 37 según resultados de otros autores) no tienen influencia sobre la ciudad de Managua muy poca en el resto del país. Los ERA se usaron para determinar las relaciones de atenuación de las aceleraciones más cercanas a los valores registrados. Se normalizaron a un mismo valor de V_{S30} y se les aplicó una corrección determinada por ajuste de residuos. Se escogieron 5 relaciones corregidas. Se prepararon 24 variantes diferentes de combinaciones de sismicidad y atenuación que se procesaron con técnicas de árbol lógico de decisión en una malla de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. Los resultados (frecuencia de ocurrencia de eventos de diferente ERA) se procesaron con estadística muestral y se seleccionó la del percentil 84 para confeccionar los mapas. Se preparó una aplicación web para gestionar este proceso y se confeccionaron los mapas para diferentes períodos de retorno (T_{ret}). Los correspondiente a 475 años se emplearon para definir los parámetros del espectro de diseño presentado en la norma, proceso que incluyó clasificación no supervisada por métodos lógico-combinatorios de los ERA.

Palabras claves: catálogo de terremotos, acelerogramas, espectros de respuesta, amenaza sísmica, espectro de diseño

Abstract

An estimation of seismic hazard of Nicaragua is presented. It started from new earthquake catalogue preparation and processing and from response acceleration spectra (RSA) determination from accelerograms registered by Nicaraguan stations. It was applied the Esteva-Cornell probabilistic approach by using R-CRISIS program. Seismicity was analyzed in 43 source zones by adjusting a modified Gutenberg-Richter model. Zones outside Nicaragua (another 37 as published by other authors) have no influence over Managua city and a little one in the remainder territory. The RSA were used for determining the GMPE formulas closest to recorded values. They were normalised to a common value of V_{S30} and a correction determined by residual analysis was applied to each one. They were selected 5 corrected GMPE. 24 variants of seismicity-GMPE combinations were processed by logic tree techniques in a grid of $0.1^\circ \times 0.1^\circ$. The results (occurrence frequency of events with different RSA) were processed with sample statistics and percentil 84 was selected for making different maps. A web application was prepared managing this process and they were prepared the maps for different return periods (T_{ret}). The results for $T_{ret}=475$ years were used for defining the parameters of design spectrum to include in the seismic code. This process included non supervised classification by logical-combinatory methods of RSA.

Key words: earthquake catalogue, accelerograms, response acceleration spectra, seismic hazard, design spectrum

Introducción

Por amenaza sísmica (AS) en un lugar se entiende el conocer como afectan a un lugar los terremotos que ocurren en la región que lo rodea. El planteamiento básico de una estimación de la misma parte de la respuesta a las preguntas:

¿Dónde ocurren los terremotos?

¿Cuándo y con qué energía?

¿Cómo se atenúan los efectos en función de la distancia?

A esto se suma la selección de modelo de estimación de la amenaza sísmica. Cualquiera de tales modelos consistirá en el cálculo de un integral del tipo:

$$AS = \iiint f(x, y, z, M, \alpha) \cdot dx \cdot dy \cdot dz$$

donde “ α ” representa el parámetro en que se expresa la AS y “ f ” en general es una función de expresión bastante compleja que obliga a su resolución numérica, aunque algunos de los trabajos iniciales presentaban expresiones simples que permitían su solución analítica. Los distintos algoritmos de estimación de la amenaza sísmica se diferencian en la forma de esa función “ f ”, y son bastante complicados, ya que incluyen el tratamiento de la atenuación de “ α ”. La AS inicialmente se expresaba en términos de intensidad macrosísmica “ I ” (MSK, MMI, etc.). El desarrollo de la observación sismológica condujo a un estudio exhaustivo de la atenuación de la aceleración y la velocidad, y la AS se comenzó a expresar en términos de aceleraciones y velocidades pico (PGA y PGV por sus siglas en inglés). El uso posterior de acelerógrafos de banda ancha y registro digital condujo a la obtención de espectros de respuesta de aceleración confiables y al desarrollo de relaciones de atenuación para diferentes períodos del espectro. Por tanto se pasó a determinar la AS en términos del espectro de respuesta esperado (ERA) y a ese tipo de estimación de la AS se le llamó “espectro uniforme de peligro” (UHS por Uniform Hazard Spectrum). En este trabajo se usará el término UHS solo para mencionar los períodos del espectro (T_{UHS}), mientras que para el espectro esperado en sí se usará el ERA que también se aplicará a los espectros de respuesta de aceleración experimentales.

El modelo de estimación de la amenaza sísmica tiene 2 grandes divisiones, que se denominan determinista y probabilista. En el primero se considera que el fenómeno va a ocurrir (probabilidad 1) y no se considera su posible frecuencia de ocurrencia, mientras que en el segundo se considera que su ocurrencia depende del tiempo. Este último se expresa como una probabilidad (de ocurrencia o de no ocurrencia) o una frecuencia de ocurrencia. En el presente trabajo se usa el método probabilista expresado en términos de frecuencia de ocurrencia.

Finalmente, una problemática común en la selección de modelos de estimación de la AS está relacionado con la preparación de los datos iniciales; es decir, como se responde a las 3 preguntas mencionadas. Esto puede hacerse de distintas formas y encontrarse con la disyuntiva de cuál respuesta usar. La práctica sismológica enfrenta este problema a través de los llamados árboles lógicos de decisión. En ellos se calcula la AS para cada combinación posible de respuestas a las preguntas, se le asigna un peso a cada una y se procesan estadísticamente los resultados.

En el presente trabajo se parte de un análisis de los antecedentes del estudio de la AS en Nicaragua, se hace un análisis exhaustivo de los datos iniciales básicos (catálogo de terremotos y acelerogramas registrados), se discute la preparación de los datos para la estimación de la AS, se presentan y discuten los resultados y se procesan los mismos para ser usados en la preparación de los espectros de diseño que se usan en una norma sísmica.

1) Antecedentes

1.1) Período 1975-2007

El primer trabajo de amenaza sísmica para Nicaragua fue desarrollado por el John A. Blume Earthquake Engineering Center de la Universidad de Stanford (Shah et al., 1975). En este trabajo se delimitan 13 zonas, 3 como áreas y 10 como líneas. En estas últimas la línea se traza como el ajuste por regresión de una distribución de epicentros en 2D. La sismicidad de la Depresión de Nicaragua se modela como 2 líneas a lo largo de la cadena volcánica y un área para Managua. Lamentablemente no presentan un mapa de zonas, solo datos en tablas. El resultado en lo que concierne a la amenaza sísmica está formado un mapa de PGA para períodos de retorno de 50, 100, 200, 500 y 1000 años y gráficos de amenaza sísmica para 10 ciudades importantes de Nicaragua (Fig. 1.1 y 1.2). Se usó el modelo probabilístico Esteva-Cornel (Esteva, 1967; Cornel, 1968) con programas confeccionados por los autores. Debe señalarse que la mayor parte de los informes está dedicada a temas de riesgo, como pérdidas esperadas, e ingenieriles, como procedimientos de diseño. El John A. Blume Earthquake Engineering Center continuó haciendo trabajos de amenaza sísmica para otros países de Centroamérica hasta 1990.

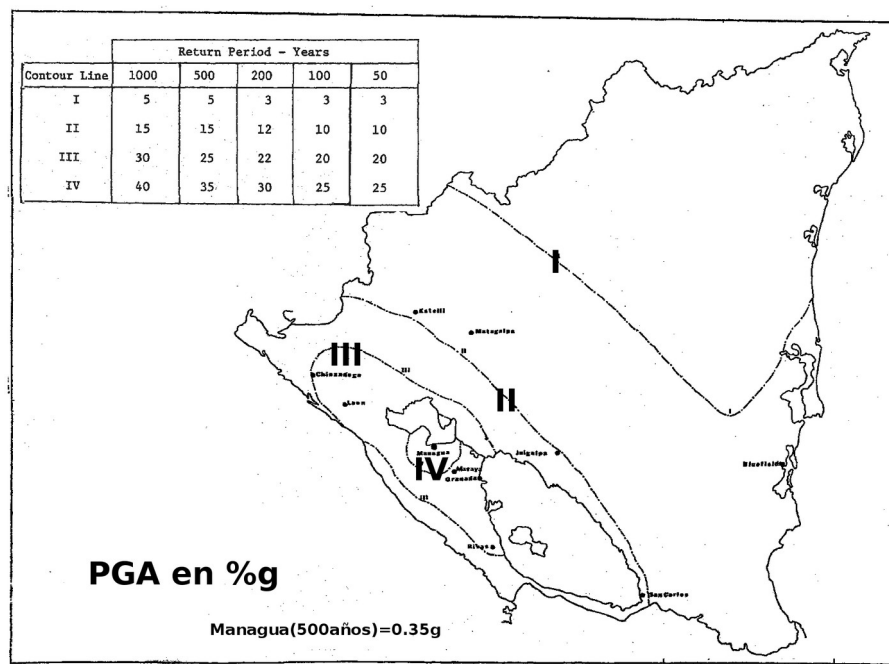


Fig. 1.1. Primer mapa de amenaza sísmica confeccionado para Nicaragua. Modificado de Shah et al. (1975).

El mapa de la Fig. 1.1 fue usado para el primer código de construcciones en zonas sísmicas de Nicaragua. Dicho documento se publicó en 8 números consecutivos del diario oficial La Gaceta (1983), de donde se tomó el mapa de la Fig. 1.3.

Con posterioridad al trabajo de Shah et al. (1975) hubo otros trabajos donde se hacían estimados de la amenaza sísmica para Nicaragua. Hay reportes de que Arellano (1984) realizó el primer estudio de amenaza sísmica usando datos de la red sísmica, pero no se ha localizado el documento original. Larsson y Mattson (1987) realizaron un estudio de amenaza sísmica para Nicaragua con un esquema

muy simple de zonas fuente y un catálogo de 1975 a 1982. Presentan mapas de PGA para 500 años, obtenidos variando diversos parámetros. No seleccionaron ninguno de ellos, y en general los mismos muestran valores para Managua entre 200 y 350 cm/seg², con una tendencia general de incremento en dirección al Pacífico. El trabajo es un resumen de una tesis de maestría que no se ha podido localizar.

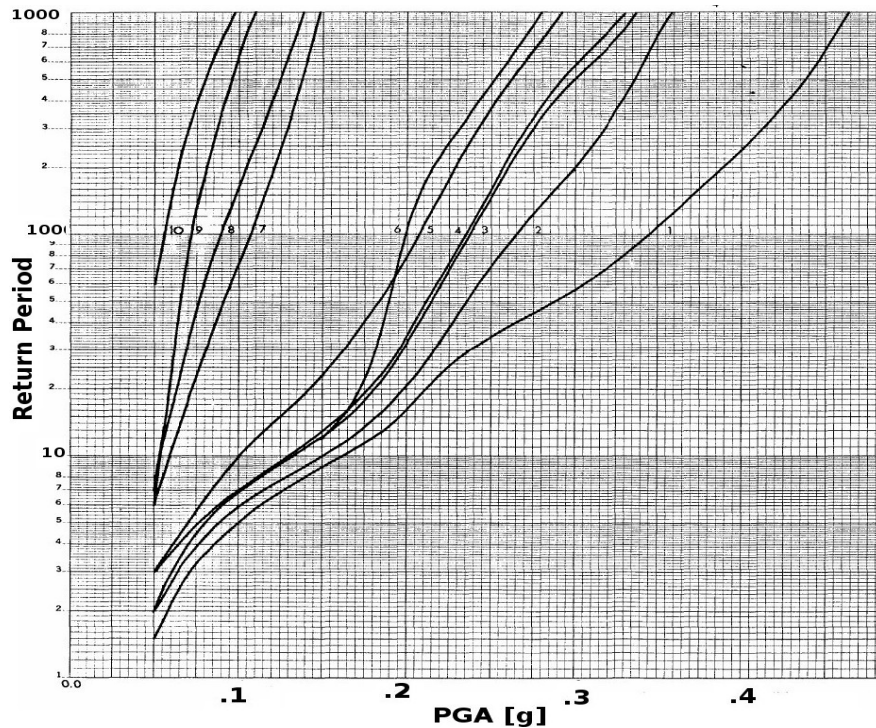


Fig. 1.2. Gráficos de amenaza sísmica para las principales ciudades de Nicaragua. 1 - Managua, 2 - Masaya, 3 - León, 4 - Granada, 5 - Rivas, 6 - Chinandega, 7 - Juigalpa, 8 - Estelí, 9 - Matagalpa, 10 - Bluefields. Modificado de Shah et al. (1975)

El siguiente hito en la confección de un mapa de amenaza sísmica para Nicaragua corresponde al proyecto GSHAP (Giardini y Basham, 1993). Este proyecto, cuyo objetivo final era obtener mapas de amenaza sísmica a escala global, concluyó presentando una serie de mapas regionales, que para el caso de Centroamérica fueron objeto de publicaciones (Tanner y Shepherd, 1997; Shedlock, 1999). La escala de trabajo para Centroamérica fue en una malla de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, lo que hace que se vean muy suavizados los mapas de amenaza sísmica. Sin embargo, se preparó un mapa global (Giardini et al., 1999) (http://gmo.gfz-potsdam.de/pub/data_details/data_details_frame.html) donde se presentan datos de PGA para períodos de retorno de 475 años en una malla de $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$, donde es evidente que se hizo una interpolación para el caso de Centroamérica. Se accede en línea a ellos desde (http://gmo.gfz-potsdam.de/pub/data_details/data_details_frame.html). Se descargaron los datos correspondientes a Nicaragua y se confeccionó el mapa que se presenta en la Fig. 1.4.

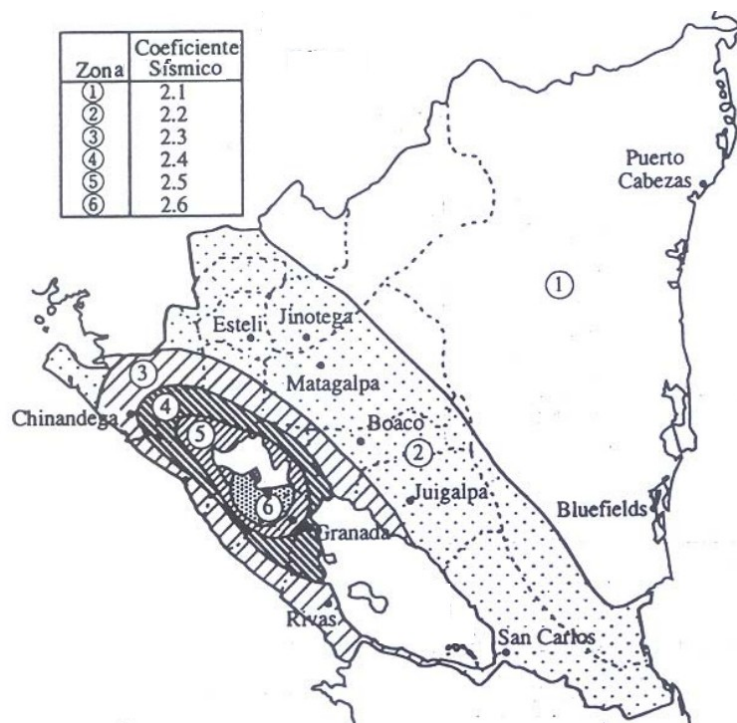


Fig. 1.3. Mapa incluido en el código de construcciones en zonas sísmicas de 1983 (modificado de La Gaceta, 1983)

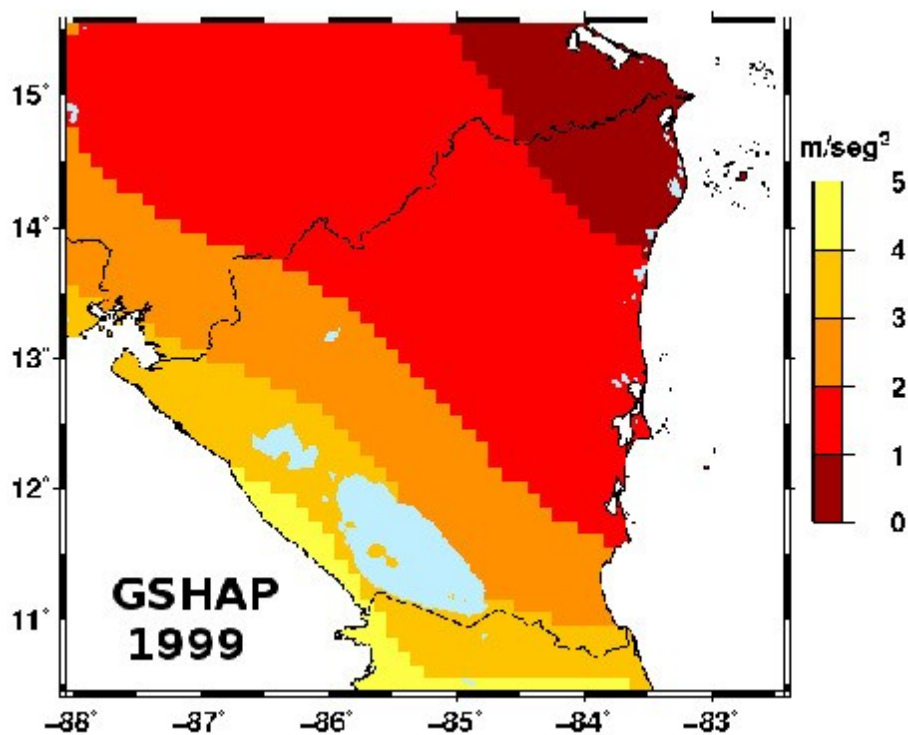


Fig. 1.4. Mapa preparado a partir de los datos en línea del proyecto GSHAP (referencias en el texto). Valores de PGA para un período de retorno de 475 años.

En los años 90 el INETER comenzó a trabajar en un proyecto de “Estudio de la amenaza sísmica de Managua”. En el se definieron las principales zonas fuente de terremotos en Nicaragua, se analizó la sismicidad asociada a cada una y finalmente se pasó al cálculo de la amenaza sísmica para la ciudad de Managua (Segura y Rojas, 1996; Segura, 1997; Segura et al., 2000). El modelo de zonas fuente consta de 13 zonas, 10 superficiales, 2 de profundidad intermedia y una de terremotos profundos. Se usó el programa NPRISK (Dahle, 1994). Se obtuvieron mapas de PGA para períodos de retorno de 10, 50, 100, 250, 500 y 1000 años. En la Fig. 1.5 se presenta el mapa correspondiente a 500 años.

Moore et al. (2001) realizaron estimados de la amenaza sísmica para dos modelos de fuentes, con la ley de atenuación Climent et al (1994) considerando probabilidades de excedencia de 36%, 10% y 2%, para un tiempo de espera de 50 años. Los autores consideran estos resultados como una zonación sísmica preliminar y dan recomendaciones sobre acciones futuras. Es uno de los antecedentes para la construcción del mapa de amenaza incluido en la norma RNC-07 (MTI, 2007).

Por encargo de INETER, la compañía consultora World Institute for Disaster Risk Management, Inc. (DRM), realizó un “Estudio de la vulnerabilidad sísmica de Managua” (Reinoso et al., 2005). En el mismo se incluye un capítulo sobre la amenaza sísmica de Nicaragua. Los autores tomaron como base las zonas fuente determinadas por el INETER (Segura y Rojas, 1996) y añadieron otras 3 zonas corticales al sur. Usaron el programa CRISIS'2003 (Ordaz et al. 2003). Para la atenuación usaron 2 leyes diferentes (Climent et al., 1994; Spudich et al., 1996). Como resultados presentan un mapa de amenaza sísmica para 500 años, donde representan por isolíneas diferentes las que se obtienen con las dos relaciones de atenuación utilizadas, y algunos gráficos de amenaza sísmica para Managua. Este trabajo es el primero que procesa los espectros de amenaza uniforme pero no hace mucho hincapié en ello. En la Fig. 1.6 se presenta el mapa obtenido por los autores y en la 1.7 el espectro uniforme de amenaza para la ciudad de Managua.

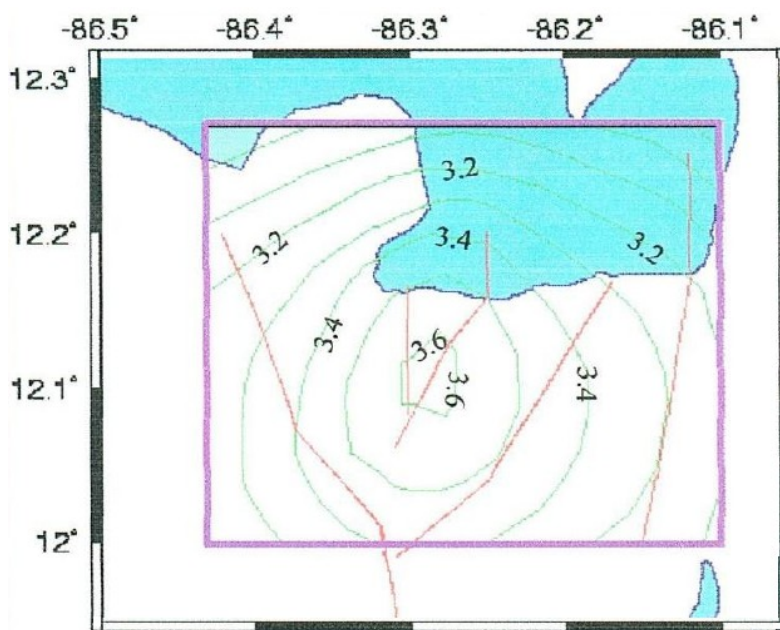


Fig. 1.5. Valores de PGA [m/seg^2] para un período de retorno de 500 años. Modificado de Segura et al. (2000)

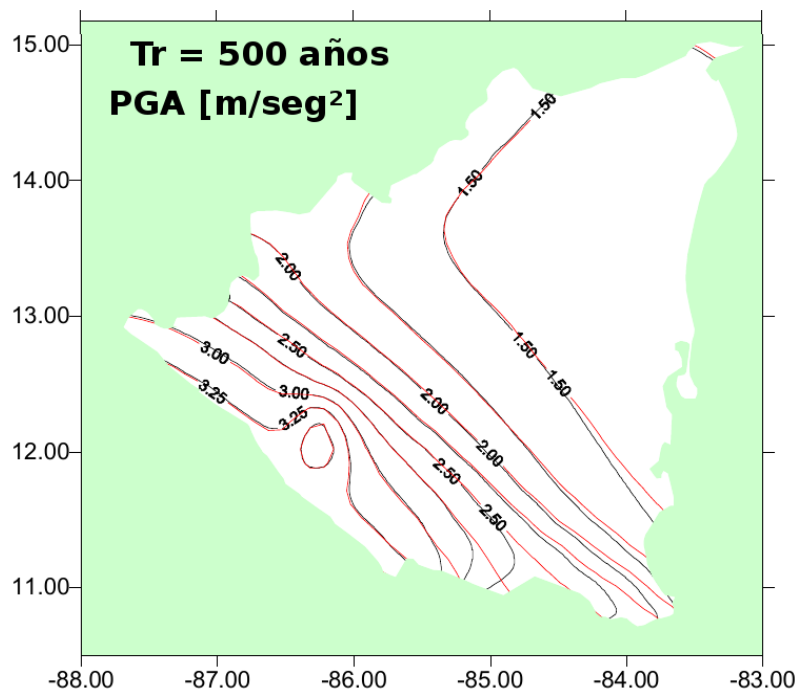


Fig. 1.6. Mapa de amenaza sísmica [m/seg²] para período de retorno de 500 años. Se indican en negro las isolíneas correspondientes al uso de la relación de atenuación de Climent et al. (1994) y en rojo las correspondientes al uso de la de Spudich et al. (1996). Modificado de Reinoso et al. (2005).

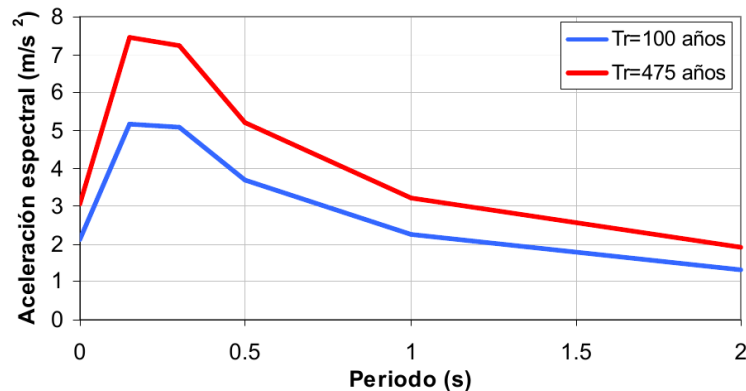


Fig. 1.7. Espectros de amenaza uniforme obtenidos para la ciudad de Managua por Reinoso et al. (2015).

En el año 2007 se publica la nueva versión del “Reglamento Nacional de Construcción” RNC-07” (MTI, 2007). En el se divide el territorio Nacional en 3 zonas diferentes respecto a la amenaza sísmica y se fija un valor de a_0 (aceleración máxima del terreno) en cada una. Esa división es basada en un mapa que aparece bajo el nombre de “isoaceleraciones” (Fig. 1.8) que debe corresponder a un mapa de amenaza sísmica para períodos de retorno de 475-500 años. Lamentablemente en ese documento no aparece ninguna referencia a como fue confeccionado dicho mapa. Sin embargo, si comparamos este mapa con el obtenido por Reinoso et al. (2005) vemos cierta similitud, por lo que consideramos que el procedimiento seguido en su confección debe haber sido bastante parecido.

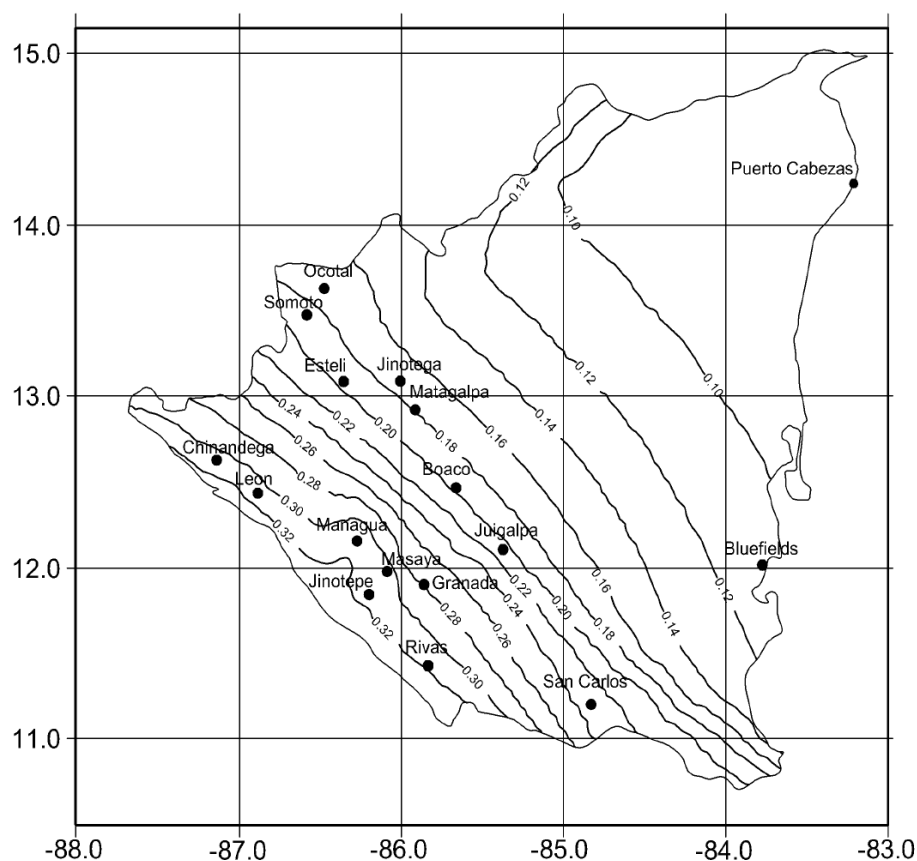


Fig. 1.8. Mapa de isoaceleraciones que aparece en el Reglamento Nacional de Construcción RNC-07 (MTI, 2007)

Todos los mapas obtenidos desde 1975 hasta 2007 tienen una misma tendencia, con isolíneas paralelas a la costa y una anomalía a la altura de Managua. Esto está motivado porque la zona del Grabben de Managua en el siglo XX se caracterizó por una actividad sísmica superior al resto de la depresión de Nicaragua. Por otra parte, la zona de Managua aparece en todos ellos con un valor de PGA entre 0.3 y 0.4 g.

1.2) El proyecto RESIS-II

Es un proyecto desarrollado entre los países de América Central, Noruega y España con el objetivo de estudiar la amenaza sísmica para América Central (Molina et al., 2008). Tiene como base la estimación de la amenaza sísmica en términos de espectro uniforme de amenaza (UHS por sus iniciales en inglés). Conllevó la preparación de un catálogo regional y un estudio, también regional, del ajuste de relaciones atenuación de la aceleración espectral. Las zonas fuente utilizadas para Nicaragua son, con muy pocas variaciones, las de Segura y Rojas (2006). Sus resultados son, en primer lugar, mapas para toda América Central con valores de aceleración pico (PGA), y componentes espectrales para períodos de 0.2 y 1.0 seg para diferentes períodos de retorno (500, 1000 y 2500 años). En segundo lugar, para cada una de las capitales de los países centroamericanos el espectro uniforme de amenaza y la curva de probabilidades anuales en función de la aceleración para diferentes períodos del espectro (las denominan “curvas de amenaza”). Finalmente, también para las capitales nacionales presentan gráficos de desagregación $\%AS = f(\Delta, M)$. El informe regional fue acompañado de informes nacionales donde se profundizaba más en cada país, presentando mapas con más detalle y algunos gráficos de amenaza sísmica para otras ciudades. En el caso de Nicaragua el informe fue (Talavera, 2008). En la Fig. 1.9 se presenta el mapa de PGA para un período de retorno de 500 años, en la 1.10 la curva p vs. ERA, en la 1.11 el UHS y en la 1.12 los gráficos de desagregación para la ciudad de Managua. Por otra parte, en la

Fig. 1.13 se presenta la comparación de los valores de PGA para $T_{ret} = 500$ años para las ciudades estudiadas (cabeceras departamentales).

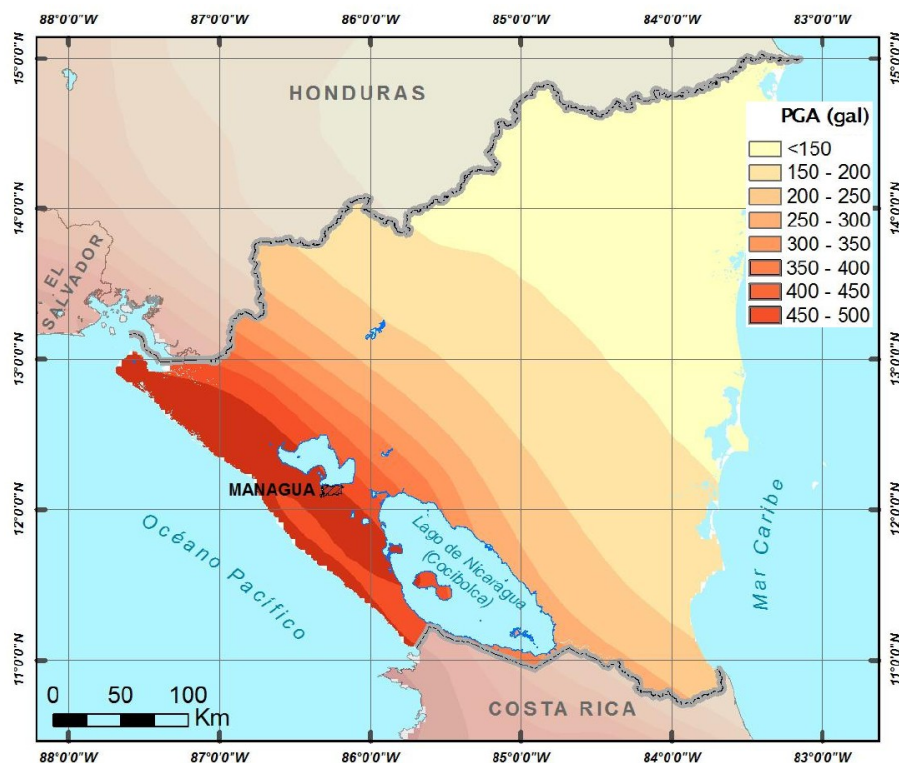


Fig. 1.9. Mapa de amenaza sísmica para Nicaragua, PGA, $T_{ret} = 500$ años. Modificado de Talavera (2008).

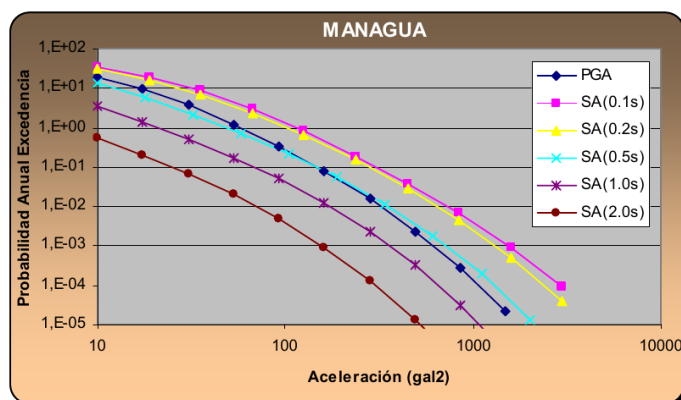


Fig. 1.10. Probabilidades anuales de los valores de aceleración espectral ERA (o SA por sus iniciales en inglés) para la ciudad de Managua. Tomado de Talavera (2008).

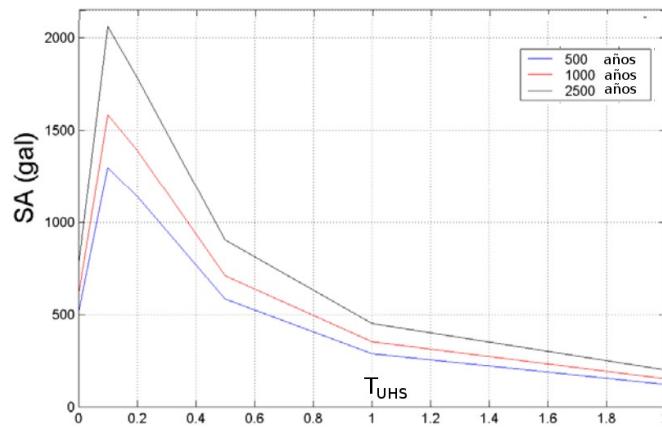


Fig. 1.11. Espectro de respuesta de aceleración (ERA-SA) para diferentes períodos de retorno en la ciudad de Managua. Modificado de Talavera (2008).

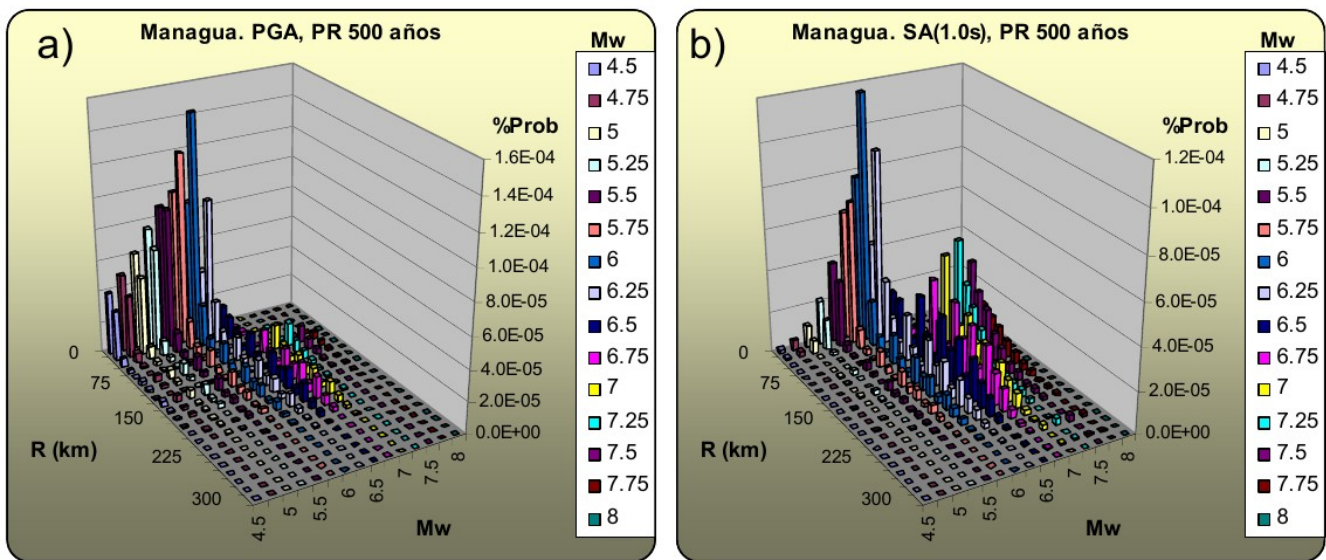


Fig. 1.12. Desagregación de la amenaza sísmica para la ciudad de Managua, $T_{ret} = 500$ años y UHS = (PGA, $T_{UHS} = 1.0$ seg). Modificado de Talavera (2008).

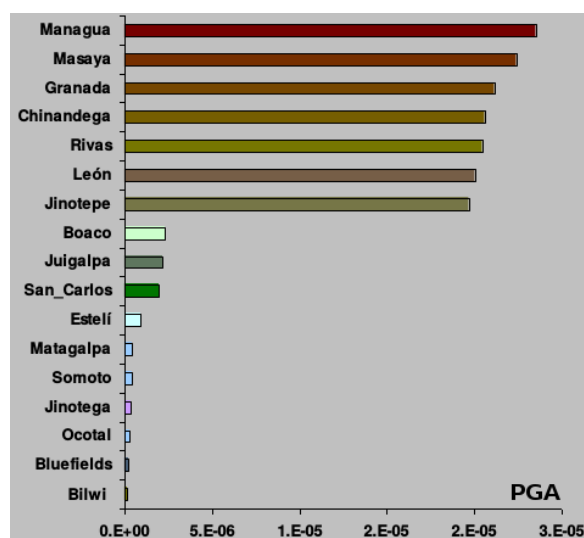


Fig. 1.13. Comparación de la amenaza sísmica en las diferentes cabeceras departamentales de Nicaragua. PGA para $T_{ret} = 500$ años. Modificado de Talavera (2008).

El proyecto RESIS-II es el trabajo de amenaza sísmica mejor documentado de los realizados hasta la fecha. Además, en el informe de Molina et al. (2008) se incluye un cederrón con los datos iniciales utilizados en los cálculos, que fueron realizados con el programa CRISIS'2007 (Ordaz et al. 2007). Esto permite repetir los cálculos y realizar diversas comprobaciones o extensiones del trabajo original. Por otra parte, es de señalar que para Managua y otras ciudades ubicadas en la Depresión de Nicaragua los valores de amenaza (PGA para $T_{ret} = 500$ años) oscilan en el rango de 0.4 a 0.5 g, superiores a los que se habían obtenido hasta ese momento y a los que aparecen en el código vigente (MTI, 2007). Esto motiva una interrogante: ¿está sobreestimada la amenaza en este trabajo?

1.3) La posible “sobreestimación” de la amenaza por el RESIS-II

El esclarecimiento de este problema motivó una investigación realizada en el INETER (Alvarez, 2018). Aquí se presentarán los resultados fundamentales. La primera pista sobre este problema la da el propio informe del RESIS-II, donde se señala que hay elementos en el proceso de selección de las relaciones de atenuación que apuntan a una sobreestimación de la amenaza, como se discute a continuación. Lo que sigue es una cita textual de ese informe:

“...Para las fuentes superficial de corteza e interplaca, se siguió un procedimiento similar al anterior; encontrándose que para la primera los modelos de ZH06, CLI94, SCH07 y SEA99, para PGA, presentan un sesgo negativo después de los límites de $-\sigma$, por lo que su uso supone una sobreestimación de la amenaza a distancias menores a los 200 km...” (pag. 122)

Teniendo en cuenta la importancia relativa que tiene la sismicidad asociada a la Depresión de Nicaragua, es de esperar que para las ciudades ubicadas en ella se observe esa sobreestimación.

Para analizar este problema en detalle se procesaron nuevamente los datos, intercalando 2 valores de período del UHS para “suavizar” los gráficos y se explotaron todas las opciones de escritura de ficheros de desagregación. Esto último se hizo para los estimados puntuales en 6 ciudades ubicadas dentro de la depresión o cercanas a ella (Managua, Masaya, Rivas, León, Granada y Chinandega).

El trabajo original considera solo 4 ramas que se diferencian solo en las relaciones de atenuación utilizadas. En dos de ellas se usa la relación de Zhao et al. (2016) para terremotos corticales y en otras 2 la de Climent et al. (1994). Una prueba realizada en la desagregación por ramas para la ciudad de Managua muestra la mayor contribución del uso de la relación de Zhao et al. (2006) a los valores elevados de la amenaza sísmica (Fig. 1.14). En lo que respecta al mapa de amenaza sísmica esa influencia se nota en los mapas de la Fig. 1.15.

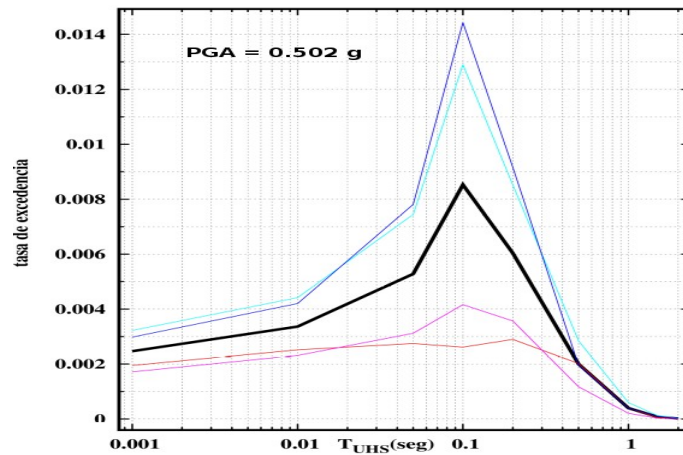


Fig. 1.14. Influencia de las ramas del árbol lógico sobre el estimado de amenaza sísmica. La línea negra corresponde a la media, las azul y verde al uso de la relación de Zhao et al. (2006) y las morada y roja al uso de la relación de Climent et al. (1994)

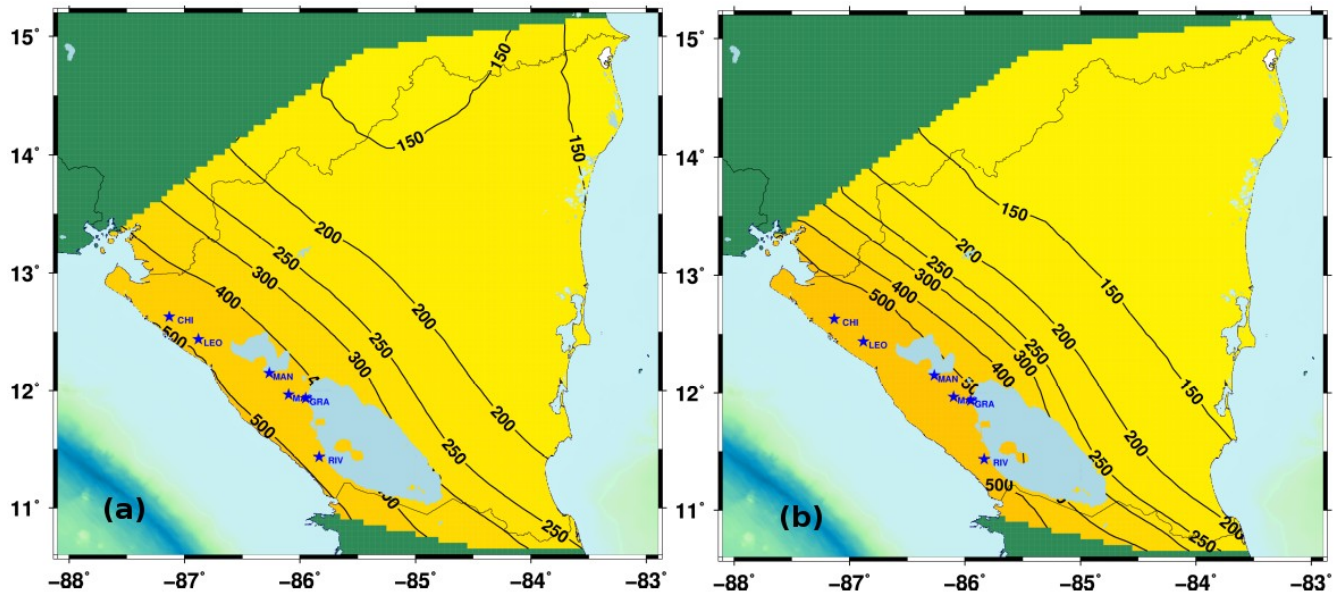


Fig. 1.15. Influencia de las relaciones de atenuación sobre la amenaza sísmica un el RESIS-II. Mapas de PGA para $T_{ret} = 500$ años: (a) solo considerando la atenuación de Climent et al. (1994); (b) solo considerando la de Zhao et al. (2006).

Otro aspecto discutido por Alvarez (2018) es la influencia de las diferentes zonas fuente sobre la amenaza en las ciudades seleccionada. En la Fig. 1.16 se presenta un esquema resumido de las zonas fuente que más influyen sobre las ciudades en cuestión, y en el análisis se hace referencia a las claves con que se identifica cada una. En la Fig. 1.17 se presenta la influencia de estas zonas sobre la amenaza sísmica en la ciudad de Managua usando ambas relaciones de atenuación. Este tipo de gráficos se hizo para todas las ciudades incluidas en el análisis. Igualmente fueron preparados los gráficos 3D de desagregación de la amenaza sísmica en (M, Δ) para todas las ciudades. En la Fig. 1.18 se muestra un ejemplo para la ciudad de Granada.

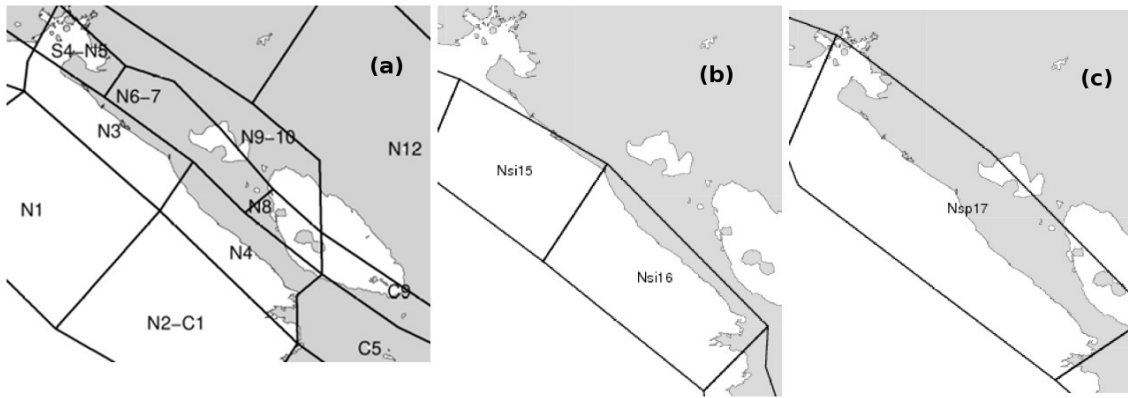


Fig. 1.16. Principales zonas que influyen sobre la amenaza sísmica en las ciudades seleccionadas: (a) terremotos corticales, (b) terremotos intermedios y (c) terremotos profundos.

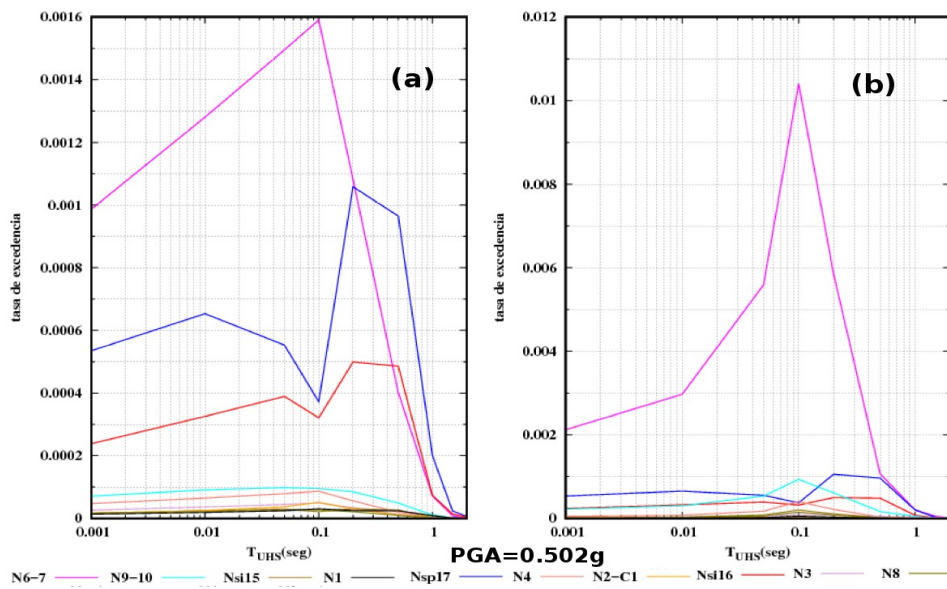


Fig. 1.17. Ejemplo, para la ciudad de Managua de como influyen las distintas zonas fuente sobre la amenaza sísmica (PGA para $T_{ret} = 500$ años). Las claves en la base del gráfico corresponden a la identificación de las zonas en el esquema de la Fig. 1.16.

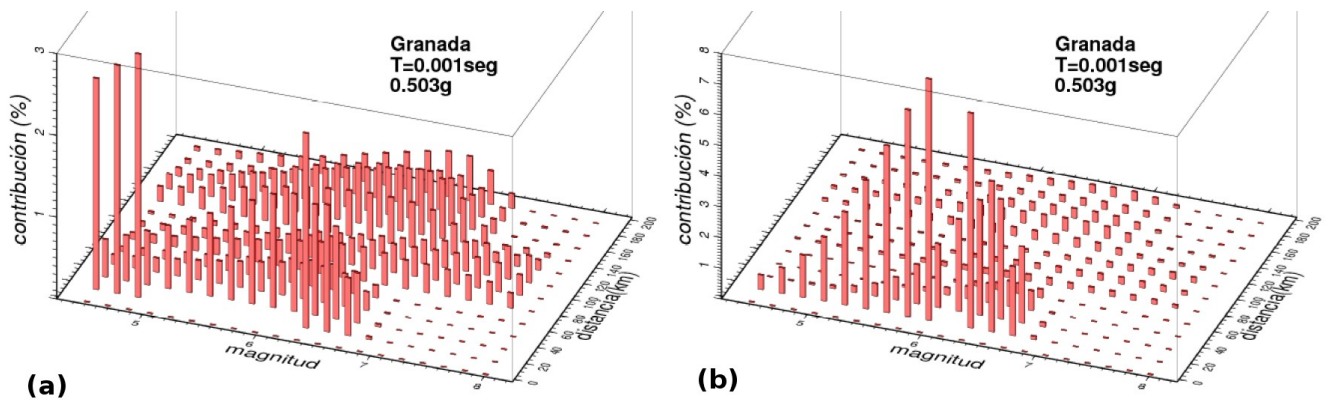


Fig. 1.18. Gráficos %AS(M,Δ) para la ciudad de Masaya ($T_{ret} = 500$ años). Se indica como T=0.001 el caso de PGA. (a) atenuación de Climent et al. (1994), (b) atenuación de Zhao et al. (2006).

El CRISIS'2007 da dos opciones de uso de relaciones de atenuación, las que están ya calculadas en el programa (que aparecen en el fichero de entrada como “BUILT-IN”) y las que se calculan por el usuario siguiendo las indicaciones del manual del programa. En el RESIS-II se usan 3 ficheros de tal tipo, en particular uno para la relación de Zhao et al. (2006) para terremotos corticales. En el R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019) aparecen ya calculadas las relaciones de Zhao y usando la facilidades de graficar estas funciones, las mismas pueden ser comparadas. Las relaciones de Zhao et al. (2016) son dependientes del tipo de fallamiento. Es conocido que el mecanismo focal de los terremotos fuertes en la cadena volcánica es de tipo transcurrente (Alvarez et al., 2018) por lo que la correspondiente a tipo de fallamiento “crustal-other” es más adecuada en nuestro caso. Sin embargo, en el RESIS-II se seleccionó la correspondiente a fallas inversas, y al comparar la usada con la correspondiente a “crustal-other” nos encontramos que corresponde (con cierto margen de error) a $V_{s30}=300$ m/seg, por lo que para este caso no se ha calculado para roca sino para suelo (Fig. 1.19). Esto puede haber tenido como consecuencia la sobreestimación de la amenaza para la zona de la cadena volcánica.

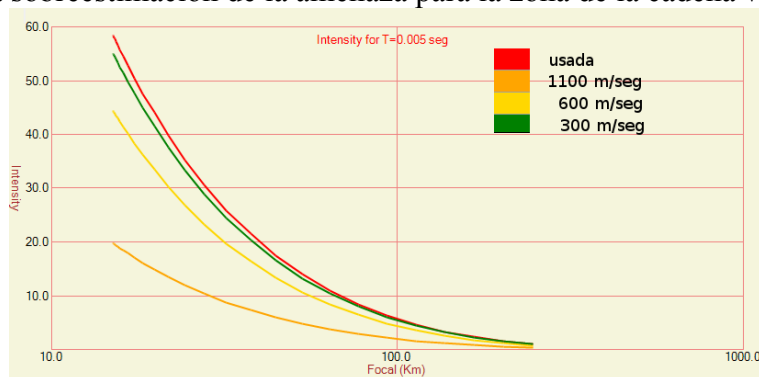


Fig. 1.19. Comparación de la atenuación usada con la relación de Zhao et al. (2016) para terremotos corticales y las que corresponden al caso de tipo de fallamiento “crustal-other” más adecuado para las zonas ubicadas en la cadena volcánica.

Finalmente se puede decir que se comprobó la veracidad de la advertencia dada por los propios autores del RESIS-II, acerca de la sobreestimación de la amenaza sísmica para distancias cortas, debido a las relaciones de atenuación seleccionadas para los sismos corticales. Dicha sobreestimación resulta tener una gran incidencia sobre las ciudades importantes de Nicaragua. A esto se suma la selección incorrecta de la variante de relación de atenuación de Zhao et al. (2006) para los terremotos corticales correspondientes a la Depresión de Nicaragua.

1.4) Los años 2009-2011

En este período hay dos trabajos importantes. El primero corresponde al mega-proyecto regional CAPRA donde se estudiaron los riesgos de origen natural para América Central. Los resultados de estos trabajos para el caso de Nicaragua se implementaron por el SINAPRED y el INETER en la plataforma “Mapas Interactivos de Vulnerabilidades y Amenazas Naturales”

<https://www.ineter.gob.ni/geoportales/vulnerabilidades-amenazas/index.html>

En el caso de riesgo sísmico se estudiaron como base la amenaza sísmica y la ocurrencia de tsunamis. Los resultados se presentan por país en una combinación de textos metodológicos-datos y mapas finales (CAPRA, 2009a,b). Según sus autores el trabajo constituye “...la reevaluación de la amenaza sísmica de Nicaragua, empleando los avances presentados en el proyecto regional RESIS II ..., el cual constituye el estudio más avanzado a la fecha con relación a evaluación de amenaza sísmica”. Su diferencia fundamental respecto al RESIS II es que usa un solo modelo de atenuación. “...Como

modelo de atenuación de ondas sísmicas se adoptó el propuesto por Climent et al. 1994, el cual fue generado con sismos de la región y otras regiones tectónicamente similares”. En este caso se obtuvieron mapas para períodos de retorno de 200, 500, 1000 y 25000 años en los casos de PGA y períodos del espectro de amenaza uniforme de 0.5 y 1 seg. En la Fig. 1.20 se muestra el mapa para PGA y 500 años de período de retorno. Se ve claramente que en este trabajo se obtienen valores de PGA bastante menores que en el del RESIS-II; para el caso de Managua la diferencia es de un 20% aproximadamente. Esto es motivado porque se utilizó solo la relación de atenuación que arrojaba un valor menor de la amenaza, como se ve en la Fig. 1.15(a).



Fig. 1.20. Mapa obtenido en el proyecto CAPRA para PGA y período de retorno de 500 años

El otro trabajo importante del período es debido a Castrillo (2011). Es el primer trabajo realizado con la técnica conocida como “sismicidad distribuida suavizada”. El autor usó la metodología debida a Frankel (1995) y Lapajne et al. (2003) (Fig.1.21). Para el procesamiento usó 3 relaciones de atenuación, la ya mencionada de Climent et al. (1994) y otras dos debidas a Boore y Atkinson (2008) y Akkar y Boomer (2010), procesadas mediante técnica de árbol lógico. Los valores del movimiento del terreno fueron calculados para períodos de retorno de 475 y 1000 años para los casos de PGA y 0.2, 0.5 y 1.0 seg del UHS y 3 modelos diferentes de sismicidad. En el caso de PGA los estimados son algo inferiores a los del CAPRA, pero resulta interesante observar que si solo se usa la relación de Boore y Atkinson (2008) son menores todavía. En la Fig. 1.21 se muestran los mapas para PGA en 475 años para ambos casos.

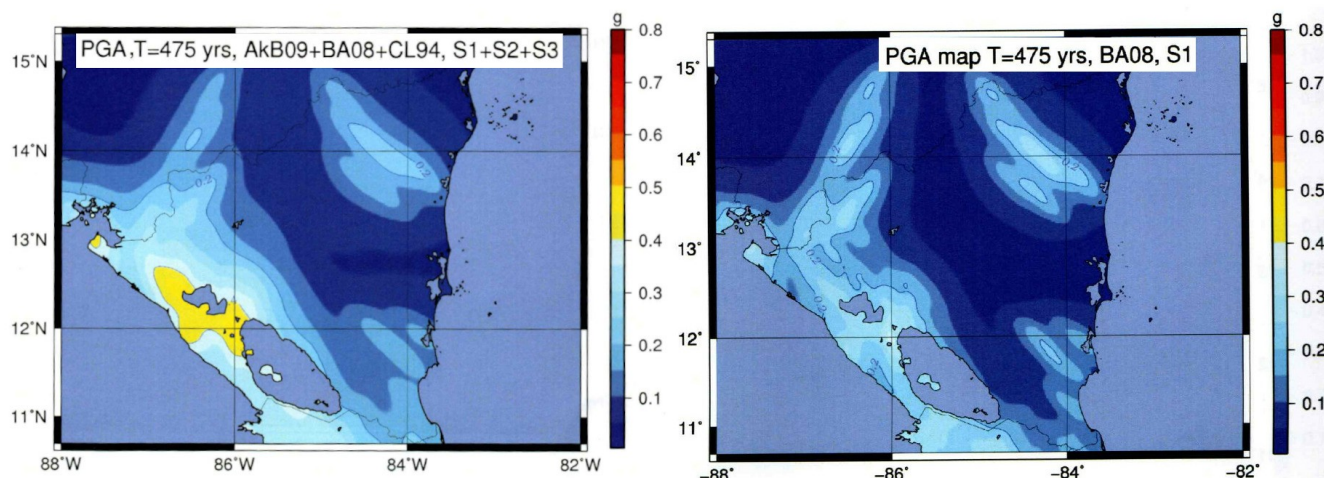


Fig. 1.21. Mapas de amenaza usando técnica de sismicidad distribuida suavizada (Castrillo, 2011). (a) Resultado final usando árbol lógico, (b) resultado parcial de una rama correspondiente a la relación de Boore y Atkinson (2008) y el modelo de sismicidad S1. Tomado de Castrillo (2011).

1.5) Los últimos años

En los años que siguen Nicaragua aparece en los estimados globales del GAR (<https://gar.undrr.org/>) sobre reducción del riesgo de desastres, ya sea para la ciudad de Managua (2013, 2015) o en mapas globales (2017) con muy baja definición, de poca utilidad práctica.

Ya en 2018 y 2019 aparecen estudios regionales donde se incluye a Nicaragua. En primer lugar el proyecto GEM realizó un estudio global, no muy detallado, de amenaza y riesgo sísmicos (Pagani et al., 2018). Para el caso de Nicaragua el trabajo está documentado por Garcia et al. (2019). Se obtienen valores muy altos de la amenaza sísmica, incluso superiores a los del proyecto RESIS-II (Fig. 1.22). Los cálculos fueron realizados con el programa openQuake (GEM, 2020).

El otro proyecto regional en el que se incluye a Nicaragua corresponde a un estudio de seguros preparado por el Caribbean Catastrophe Risk Insurance Facility Segregated Portfolio Company (CCRIF SPC) (Ordaz, 2019). En el mismo se usa el programa R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019), pero en una variante de generación de un catálogo estocástico, donde el cálculo se hace para suelo considerando un valor estimado de V_{S30} por el gradiente del relieve. En la Fig. 1.23 se presenta el mapa de amenaza obtenido (PGA, Tret = 475 años) para suelo.

1.6) Comentarios finales

El terremoto de Managua de 1972 vino influyendo en la forma de las isolíneas de la amenaza sísmica desde los estudios de 1975 hasta 2007, con excepción del proyecto del GSHAP que no consideró prácticamente datos locales. En ellos aparece en mayor o menor grado un incremento de la amenaza en la zona de Managua. En 2008 comenzaron los estudios de espectro de amenaza uniforme, que con excepción del CAPRA (2009) y Castrillo(2011) presentan valores muy elevados de la amenaza sísmica, que con gran probabilidad son debidos a una selección incorrecta de fórmulas de atenuación. En ellos ya desaparece la anomalía en la zona de Managua producto de considerar toda la cadena volcánica de forma cuasi uniforme, lo que distribuye mejor la amenaza y las isolíneas son mas suaves. En el caso de Castrillo (2011) se evidencia la gran influencia de la selección de la relación de atenuación en los resultados finales. En la mayoría de los estudios la mayor amenaza se localiza en la zona del Pacífico y va disminuyendo paulatinamente hacia la zona del Caribe.

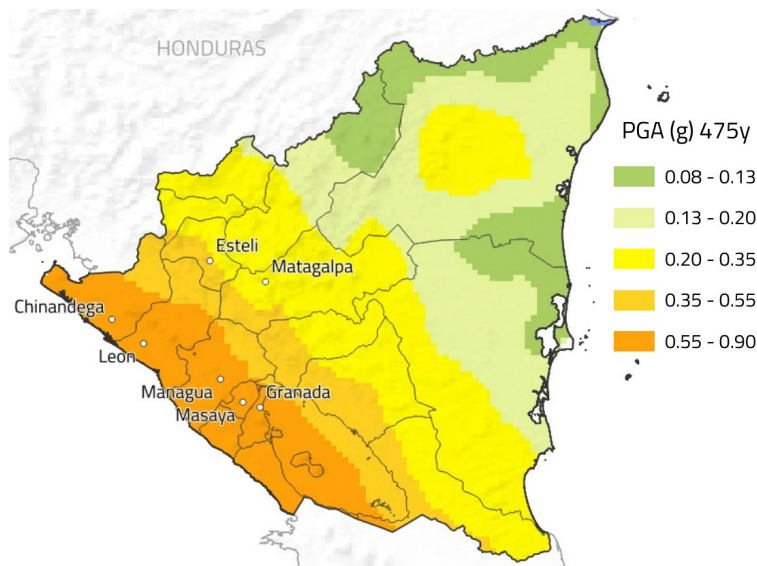


Fig. 1.22. Mapa de amenaza sísmica obtenido por el GEM para Nicaragua (referencias en el texto).

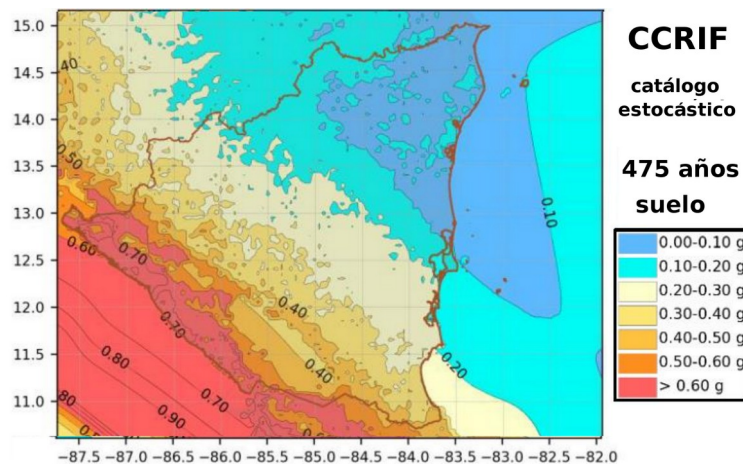


Fig. 1.23. Mapa para suelo obtenido por el CCRIF. Modificado de Ordaz (2019)

En resumen, se hacía necesario que los estudios posteriores se centraran en buscar un tratamiento mas riguroso de la atenuación de los espectros de respuesta, amén de considerar un catálogo de mayor extensión temporal que ayudase a perfeccionar el tratamiento de las zonas de menor actividad, salvando en gran medida la falta de registro de terremotos débiles en los años 1982-1992

2) Catálogo de Terremotos

2.1) Introducción

En el marco del proyecto RESIS-II (Molina et al., 2008) , se preparó un catálogo único para la región de Centroamérica, orientado a estudios de amenaza sísmica, con todas las magnitudes transformadas a M_w . La información básica se presentó en formato SEISAN, donde cada terremoto está representado en una sola línea, y con un máximo de dos magnitudes aparte de la M_w mencionada. Este catálogo tiene la deficiencia de que no fue acompañado de una memoria descriptiva y no está clara la autoría de algunas de las magnitudes presentes, además de que para muchos terremotos se da una magnitud estimada M_w , para una época en que aún no se determinaba ese tipo de magnitud, sin existir una determinación de magnitud en otra escala que pudiera haber sido transformada a M_w . Se debe señalar que el mismo cumplía plenamente los objetivos para los que fue creado (realizar una estimación de la amenaza sísmica), pero a nuestro juicio resulta bastante incompleto para un estudio de detallado de la sismicidad.

En el presente trabajo se decidió obtener un nuevo catálogo de terremotos para Nicaragua desde 1520 hasta 2018. Se determinó una región que abarca desde los 8° hasta los 16° de latitud norte y desde los 92° hasta los 80° de longitud oeste para la selección de datos, ya que las fuentes en línea trabajan con regiones rectangulares o circulares. Esta área abarca extensas zonas de Costa Rica y Guatemala, que no son necesarias para un estudio detallado de la sismicidad de Nicaragua por lo que las selecciones se filtran dentro de un contorno que abarca Nicaragua, parte de los países vecinos y extensas zonas marítimas frente a ambas costas (Fig. 2.1).

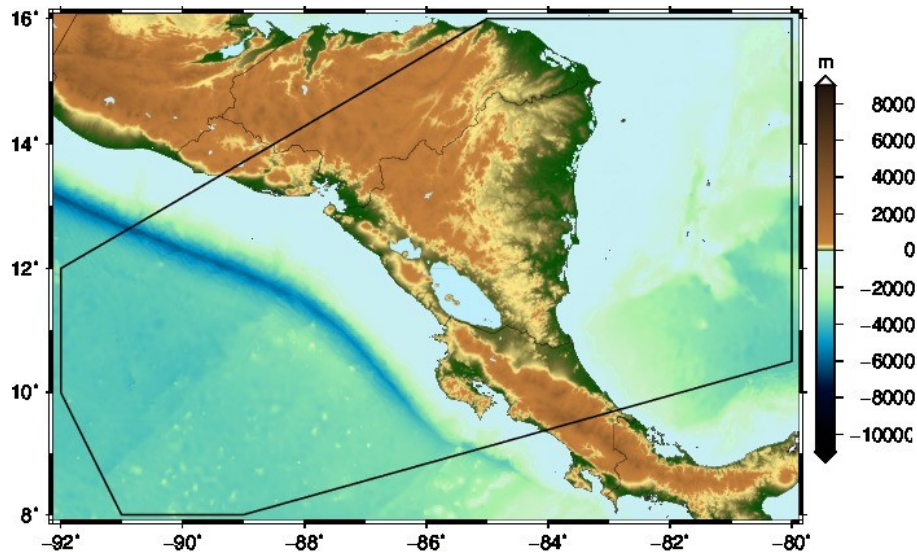


Fig. 2.1. Región rectangular inicial primaria y contorno de selección para el catálogo a confeccionar.

El criterio fundamental en la confección de este catálogo fue utilizar el máximo posible de fuentes para cada terremoto, seleccionar coordenadas y tiempo de origen de la “mas confiable” y recolectar la totalidad de estimaciones de magnitud realizadas en cada caso. En el caso de Nicaragua existen dos fuentes fundamentales de datos: los registros de la red sísmica desde 1975 y los datos de las redes mundiales. A estos se suman diversos trabajos de relocalización de epicentros, de estudios de sismos históricos, etc. El proceso de discriminación de los datos y confección de un registro único por terremoto conllevó a realizar un trabajo de recolección de fuentes primarias de datos, selección de un

formato en que se pudiera incluir el máximo posible de información por terremoto y la confección de numerosos programas de conversión de formato, de comparación de datos, de manejo de información en una base de datos, de representación gráfica, etc.

2.2) Fuentes de datos locales

a) Catálogo del proyecto RESIS-II (Molina et al., 2008)

Es un catálogo en formato SEISAN compacto (Otermöller et al. 2018)) para el período 1520-2007, donde la última columna de las magnitudes está dedicada a una magnitud, que denominan MW XXX, la cual corresponde a la convertida a M_w para su uso en amenaza sísmica,. Cada terremoto presenta sus coordenadas y tiempo de origen con indicación de la fuente de donde fueron tomadas.

b) Catálogo de la red nicaragüense 1975/04 – 2018 (INETER, 2019)

Datos en formato SEISAN no compacto. Para una buena parte de los datos están presentes las determinaciones de errores. Este catálogo se caracteriza por una variabilidad en el registro: estable en los primeros años, disminución paulatina a principios de los 80, y desaparición total desde 1983 hasta finales de 1992, en que se incrementa paulatinamente el nivel de detección. En julio de 2017 se cambió el sistema de registro de SEISAN a Seiscomp3 (SC3), lo que motivó un pérdida de calidad al suspenderse la determinación de magnitudes M_w . El SC3 no calcula las M_w directamente, ya que no calcula los espectros. Para solucionar esa insuficiencia, hay que convertir las bases de datos creadas por el Seiscomp3 a los archivos de datos que usa el SEISAN (Utheim y Havskov, 2017), y luego usar el SEISAN sobre los archivos convertidos para estimar M_w , dándole así una continuidad a la serie de magnitudes M_w que se ha venido calculando. Para ello se diseñó un procedimiento que incluyó la confección de dos programas. Este procedimiento se aplicó a los terremotos del período 2017/07/11-2018/12/31.

c) Relocalizaciones de eventos recientes

Estudio de las réplicas de los terremotos de abril de 2014 en el volcán Momotombito y en la península de Chiltepe (Moreno et al., 2014), relocalizaciones hechas con el programa hypoDD (Waldhauser, 2001) y determinaciones estándar usando el modelo de Matumoto et al. (1977) modificado. Estudio de la serie de terremotos de octubre de 2015 en El Sauce (González et al., 2015), relocalizaciones hechas con el programa hypoDD (Waldhauser, 2001) y determinaciones estándar usando el modelo de Matumoto et al. (1977) modificado. Estudio de las réplicas del terremoto de agosto de 2005 (French et al., 2010), relocalizaciones hechas también con el programa hypoDD (Waldhauser, 2001). Relocalizaciones de réplicas del terremoto de Puerto Morazán en 2016 y del terremoto de El Hoyo en 2016 (A. Cabrera, inédito) realizadas con el paquete de programas MJHD (Hurokawa e Imoto, 1990, 1992).

d) Catálogos de estudios realizados en ocasión del terremoto de Managua de 1972.

Catálogo de terremotos históricos (Leeds, 1974), réplicas del evento principal (Ward et al., 1974), relocalizaciones de eventos anteriores (Dewey y Algermissen, 1974; Algermissen et al., 1974).

e) Otras fuentes

Catálogo de datos macrosísmicos de Nicaragua (Chuy, 1984).

2.3) Fuentes de datos globales

Desde fines del siglo XIX diversos centros ubicados en países desarrollados comenzaron a publicar recopilaciones de datos de terremotos ocurridos en cualquier lugar de La Tierra. A partir de 1913 comenzaron a publicarse sistemáticamente catálogos y boletines globales en Gran Bretaña bajo la denominación de International Seismological Summary (ISS). Algo más tarde, las instituciones que precedieron al actual NEIS (National Earthquake Information Service de los EE.UU.) comenzaron a

publicar también compilaciones globales, al igual que otros centros también empezaron a distribuir boletines. Las primeras localizaciones se hacían de forma manual, y no fue hasta 1963 en los EE.UU. y 1964 en Gran Bretaña, en que se introdujo el uso de programas de cómputo en la localización sistemática de terremotos. En 1964 se creó en Gran Bretaña el International Seismological Centre (ISC) que continuó el trabajo del ISS. La introducción por Charles F. Richter del concepto de magnitud y su determinación sistemática para los terremotos fuertes permitieron la elaboración de los primeros catálogos modernos de terremotos, cuyos máximos exponentes son el del propio Richter (Gutenberg y Richter, 1954) que abarca el siglo XX hasta 1953, y el de Rothè (Rothè, 1969) que abarca desde el final del catálogo de Richter hasta 1965. Ambos son referencia obligada en cualquier trabajo de sismicidad. Para el Caribe y Centroamérica una fuente obligada es el trabajo de Sykes y Ewing (1965) que contiene un catálogo de terremotos con hipocentros determinados por computadora de 1949 a 1963.

Durante mucho tiempo los boletines y catálogos de los EE.UU. y Gran Bretaña fueron la fuente más confiable de datos de eventos fuertes y medianos. Sin embargo, nuevos métodos de procesamiento fueron introducidos en la práctica sismológica internacional en los últimos años. En primer lugar, el método conocido como EHB (Engdahl et al., 1998) con un tratamiento novedoso de las fases profundas, y en segundo lugar, un nuevo algoritmo de determinación automatizada de hipocentros (Bondár et al., 2015), que han permitido obtener hipocentros más precisos. Los resultados con esos métodos se publican en forma de relocalizaciones de hipocentros. Igualmente, en diferentes épocas se han utilizado modelos de estructura de La Tierra diferentes

a) Compilaciones globales de los EE.UU. Disponibles en línea

El actual USGS ha preparado en diferentes etapas las compilaciones:

- 1) EQH-PDE (1638-1995): Combina los datos de terremotos históricos que se publicaban en una serie bajo el nombre “Earthquake History of the United States” y determinaciones instrumentales posteriores (por computadora desde 1963).
- 2) EHDF(1990 hasta 2013): Desde 1990 comenzaron a aparecer estas compilaciones “finales”. Generalmente tenían dos años de retraso. Para el período en que se solapa con el EQH-PDE, se prefiere a este por contener más información.
- 3) PDE (hasta el último determinado): Aquí aparecían las determinaciones preliminares de epicentros antes de que se pasaran al EHDF.

Estas 3 compilaciones se encontraban en el sitio <ftp://hazards.cr.usgs.gov/>. El EHDF se mantiene, pero los otros 2 no.

- 4) Selección en línea. Permite fijar la región 5 - dimensional (tiempo, espacio, magnitud) para realizar una búsqueda, e incluye terremotos hasta la fecha. Se puede seleccionar el catálogo o usar uno que contiene un conjunto de catálogos recopilados (USGS, 2019). Sin embargo este conjunto de catálogos no contiene todos los eventos que históricamente han procesado las distintas agencias de los EE.UU.

También existe una compilación de catálogos realizados por diferentes agencias, hecha por el National Earthquake Information Center de los EE.UU., como parte de la “Global Hypocenter Database”, los que se reunieron en unos CD (NOAA, 1996) que están accesibles vía web.

b) Compilaciones globales del ISC disponibles en línea

- 1) ISS- boletines de 1904 a 1963 con determinaciones no automatizadas y sin magnitud
- 2) ISC- boletines desde 1964 hasta la fecha, automatizadas, con magnitudes, inicialmente solo m_b , pero paulatinamente desde 1971 con magnitudes M_s y locales también. En el presente ya se incluye cualquier tipo de magnitud.

Nota: Ambos catálogos se distribuyeron en discos, en un formato ASCII propio “ffb”, que mediante un programa (iscbul) que se incluía en el mismo disco podía ser convertido a un fichero ASCII secuencial. Además, después de 1960 se encuentra disponible en ficheros anuales denominados “hdf”.

3) En estos momentos el ISC ofrece la mejor opción para obtener estos catálogos en-línea (ISC, 2020), donde se permiten dos variantes: ISS-ISC “completo”, e ISS-ISC “revisado”. El último incluye sólo lo que ellos llaman “revisiones”. Las selecciones se pueden obtener en ficheros tipo “csv formateado”, muy cómodos para el trabajo. Los terremotos en estos catálogos tienen un número único de identificación por el cual se puede acceder a otros datos disponibles, como las fases reportadas en las estaciones y los mecanismos focales. Este catálogo es actualmente el más completo que se puede obtener, comienza en 1900 e incluye, para cada terremoto, una selección de datos de diversas fuentes. Esto hace que no sea inmediato sino que las localizaciones aparezcan con unos meses de retraso. Como referencia a estas compilaciones en línea se pueden dar 2: el sitio ftp <<ftp://www.isc.ac.uk/pub/>> con archivos y el sitio web <<http://www.isc.ac.uk/>> con diversas opciones de selección interactiva.

Entre las opciones se da la selección de datos del catálogo de terremotos, solo con fecha-hora, coordenadas y magnitudes, y la selección de datos del boletín, bastante compleja, que usa el formato IASPEI (ISF), el cual está referido al estándar IMS1.0. En una de las opciones de selección, este último permite referirse solo al hipocentro, con fecha-hora, coordenadas y errores. La combinación de ambas selecciones permite completar la mayoría de los campos del formato seleccionado para el catálogo (ver más adelante).

c) Relocalizaciones de epicentros globales

Con el algoritmo EHB como base se han emprendido 2 proyectos de relocalización de hipocentros; el primero para terremotos muy fuertes, en un catálogo de terremotos fuertes, denominado “Centennial” (Engdahl y Villaseñor, 2002), accesible en el sitio web del USGS, que abarca el período 1900-2007, y el segundo, con umbrales más bajos de magnitud, para el período 1960-2016, accesible en el sitio web-ftp del ISC, bajo el nombre de catálogo EHB (ISC, 2020a). En una revisión de los algoritmos realizada en 2014 se comenzó la relocalización de los eventos de ese último catálogo, que actualmente abarca todo el período de estudio. Paulatinamente se van poniendo sus resultados en la web del ISC.

Dentro del proyecto “ISC-GEM” (Storchack et al., 2015; Bondár et al., 2015) se ha emprendido una tarea de ir relocalizando y determinando las magnitudes de los terremotos en diferentes ventanas eno(M)-temporales. La versión usada del catálogo - No. 6 – (ISC, 2019) abarca desde 1900 hasta 2015. Lo importante de este catálogo es que cada vez baja más el umbral para el cual determina las magnitudes incorporando nuevos terremotos al análisis cuantitativo de la sismicidad.

La otra relocalización, de rutina, es la que realiza el ISC, que da una versión reducida del catálogo con un retraso de 2 años respecto al normal, donde cada evento ha sido reanalizado y los errores con que se determinan los parámetros son menores. Recientemente el ISC realizó un trabajo de relocalización de todos los eventos desde 1964, usando el modelo de estructura de La Tierra “ak135” (Kennet et al., 1995; Montagner y Kennet, 1995) y un algoritmo de cálculo mejorado (Bondar y Storchak, 2011).

d) Catálogo de centroides y tensores de momento

En estas compilaciones se da el valor del centroide, que no es igual al hipocentro, pero presenta además un epicentro, generalmente del USGS. Son muy confiables los valores de profundidad y magnitud. Existen desde 1961 hasta la fecha (GCMT, 2019).

2.4) Selección de un formato

Para comparar catálogos de terremotos entre sí es imprescindible que los mismos se encuentren expresados en el mismo formato, por lo que es necesario seleccionar un formato de trabajo. Los distintos catálogos utilizados como base se presentan en formatos diferentes, por lo que se llevó a cabo un análisis de la información contenida en ellos y la posibilidad de incluirla completamente en el formato seleccionado para este trabajo. Se consideró como fundamental disponer del máximo posible de determinaciones de magnitud, así como de la precisión de las determinaciones hipocentrales. Una

cantidad “razonable” de información adicional también se encontraba en los requerimientos. Comparando diversos catálogos resultó que muchos tenían datos de errores en la determinación de hipocentros, elementos de datos geofísicos, mecanismo focal, etc. Se buscó considerar el máximo de elementos en el formato, excluyendo los de mecanismos focales que se tratarían aparte, dejando una referencia en el catálogo de que estos existían.

Un elemento clave en este formato debería ser algún código único que permitiera su enlace con otra información en un un tratamiento de bases de datos relacionales. Para ello el mejor resultó el identificador de terremoto del ISC, un código de 9 números que no se repite, complementado por un número consecutivo negativo para aquellos terremotos no incluidos en el catálogo de terremotos del ISC. También para realizar comparaciones entre diversos catálogos o entre registros de un mismo catálogo era necesario un código que englobase la información de fecha y hora de origen. Para ello se incluyó uno formado por “día juliano y fracción” que se calcula como una variable de doble precisión, con 7 cifras decimales, el cual permite una precisión de entre décima y centésima de segundo, mucho menos que el tiempo en que se puede diferenciar la ocurrencia de dos terremotos en el mismo lugar en cualquier catálogo. El formato seleccionado, que denominaremos “**CAT**” se detalla en el Anexo 1a. Un catálogo de terremotos corresponde a un fichero secuencial, ordenado por tiempo ascendente, con un registro por terremoto. Es conveniente disponer del mismo catálogo en formato de bases de datos. El diseño de la base de datos fue realizado por el Ing. Andy Alvarez Fernández, del Banco BBVA Argentina SA. En el Anexo 1b se presenta el archivo SQL para la generación de la tabla fundamental de dicha base de datos.

2.5) Procesamiento de la información primaria

La construcción de un catálogo completo requiere la consulta de todos los catálogos disponibles, con el criterio de seleccionar las coordenadas y el tiempo de origen más confiables entre las disponibles y recolectar todas las determinaciones de magnitud posibles (Fig. 2.2)

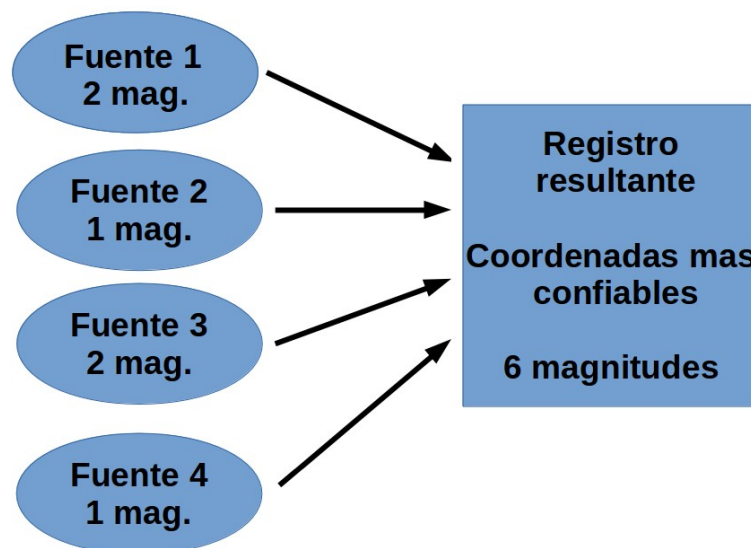


Fig. 2.2. Esquema de formación de un registro del catálogo, ejemplo con 4 fuentes para un terremoto.

Se determina que fuente tiene determinaciones de coordenadas más confiables, se toman las coordenadas y el tiempo de origen de esa fuente y se añaden todas las magnitudes con indicación de fuente.

Para realizar este trabajo fue necesario confeccionar diversos programas de cómputo, los que en la etapa de preprocesamiento incluyen:

- conversión de formatos iniciales a formato CAT
- unión de catálogos, selección de partes (tiempo, coordenadas, magnitud)
- intercalación de dos catálogos
- análisis de presencia de tipos de magnitud en un catálogo (eliminación de duplicados)

Estos programas trabajan de forma automática entrada → salida

La parte más compleja del trabajo es la comparación entre catálogos y selección de uno resultante. Ello conllevó a la confección de programas interactivos que permiten tomar decisiones caso a caso. Utilizando estos programas se confeccionó un catálogo que contenía varios registros por terremoto. Para confeccionar un catálogo unificado debe tenerse en cuenta la calidad de las determinaciones de cada una de las fuentes existentes por terremoto, porque entre ellas se debe seleccionar la que se considere de mayor calidad. Para estimar esa “calidad” en primer lugar se usan los indicadores de la misma que proporcionan los autores, pero es necesario establecer a priori un orden de selección entre fuentes en dependencia del conocimiento que se tenga del método de cálculo utilizado. En primer lugar deben estar siempre las relocalizaciones realizadas por diferentes métodos, y en segundo lugar las localizaciones efectuadas usando un gran número de estaciones. Esto es válido tanto para terremotos determinados por redes locales como por redes globales. En el caso de los terremotos más fuertes predominarán los resultados de las redes globales, aunque pueden ser mejores los estimados de profundidad de las locales. El orden de prioridad en las fuentes globales establecido se muestra en la tabla 2.1. Los criterios en que nos basamos para esta selección están en las publicaciones citadas para cada caso. Nótese que esto es para las coordenadas fundamentalmente. Para las magnitudes se trata de considerarlas todas, y el orden de prioridad entre ellas sólo se considera a la hora de preparar la versión del catálogo con fines de PS.

Tabla 2.1. Orden de prioridad de los datos hipocentrales de las fuentes globales (modificado)

Orden	Catálogos y boletines
0	fuelle que da los menores errores
1	catálogo EHB del ICTP 2000-2014
2	catálogo ISC-GEM principal
3	catálogo Centennial
4	catálogo EHB del ICTP 1960-1999
5	catálogo ISC-GEM suplementario
6	catálogo revisado del ISC
7	catálogo CMT de Harvard
8	catálogo EHDF del GS 1990-2011 y del NEIS posterior a esa fecha
9	catálogo no revisado del ISC
10	catálogo EQH-PDE 1638-1995
11	catálogos compilados por la NOAA
12	boletines mensuales PDE del GS
13	otros catálogos globales

Para el caso de las fuentes locales tenemos diferentes tipos de datos, para los cuales se estableció el orden de prioridad indicado en la tabla 2.2:

Tabla 2.2. Orden de prioridad para los datos de las fuentes locales.

Orden	Tipo de dato
0	fuelle que da los menores errores
1	relocalizaciones realizadas en ocasión de terremotos fuertes o series
2	determinados con gran número de estaciones (bajos “rms” y errores por coordenadas)
3	determinados por 4 o más estaciones (“rms” y errores por coordenadas medios)
4	determinaciones instrumentales con bastante incertidumbre
5	macrosísmicos - históricos, sujetos a una gran incertidumbre, que disminuye en la medida que exista una buena documentación del terremoto

Una vez definidas estos criterios solo falta definir los criterios de prioridad al combinar este tipo de datos. Los mismos se muestran en la tabla 2.3.

Tabla 2.3. Criterio de unión de datos de redes globales, red de Nicaragua y otras redes regionales.

0	fuelle que da los menores errores
1	para terremotos con determinaciones GEM o EHB preferir esta sobre las redes locales (las 4 primeras de la tabla 2.1)
2	para terremotos con MB,MS $\geq$ 4.5 preferir localizaciones del ISC o del GS-NEIS sobre las redes locales
3	para terremotos con MB,MS $<$ 4.5 preferir la red de Nicaragua
4	preferir la red de Nicaragua sobre otras redes regionales

Este proceso fue largo. A veces se procesaban grupos de catálogos antes de unirlos con otros, hasta que finalmente se llegó a uno final. Los programas confeccionados permitían ir eliminando duplicados paso a paso; se usaban repetidas veces, cambiando la distancia y el tiempo para la comparación de dos registros consecutivos. En otras ocasiones se buscaban grupos de eventos cercanos y se actualizaba a mano la selección. Luego de múltiples revisiones se confeccionó un catálogo con un solo registro por terremoto. Es de suponer, dada la profundidad con que se llevó a cabo este análisis, que futuras reducciones del número de registros por identificación de duplicados no sean apreciables. Este catálogo seguirá revisándose y se actualizará periódicamente de acuerdo a la nueva información que vaya apareciendo.

La inmensa mayoría de los eventos con registros duplicados pudo ser analizada de forma semiautomática, y se encontraba dentro de umbrales $\delta t_0=20$ seg y $\delta\Delta=40$ km. Sin embargo un número no despreciable se encontraba muy alejado espacialmente. Incluso en muchos casos de terremotos fuertes la diferencia entre el GS y el ISC podía alcanzar $\delta\Delta>100$ km. Se notó también que las localizaciones del ISC son más cercanas a las de la red nicaragüense que las del GS. La diferencia resulta muy grande también entre las diferentes redes de países centroamericanos. Se prefirió siempre en este último caso la de la red nicaragüense, a no ser que los errores reportados fueran excesivos. El ISC añade localizaciones de eventos por redes con localizaciones poco confiables como PMEL e IDC. Se procuró eliminarlas siempre y cuando existiese alguna localización relativamente cercana de alguna de las redes más confiables. En el proceso se unieron registros de eventos que en algunos casos podrían tener diferencias $\delta\Delta>200$ km; esto se hizo luego de valorar la cercanía en tiempo y la presencia de

magnitudes comparables entre las 2 fuentes. También había no pocos casos de 3 registros de un solo terremoto.

Se puede decir que la inmensa mayoría de los eventos tiene coordenadas y tiempo de origen determinados por la red nicaragüense (1975-2017), y que gran parte de ellos tienen estimaciones de los errores. Sin embargo, no se está completamente seguro de esas localizaciones hipocentrales; los errores pueden alcanzar valores muy altos y siempre está presente el error sistemático inherente al modelo de corteza utilizado.

Otro grupo de programas fue confeccionado para “retocar” el catálogo final, como colocación del código ISC (“foreign key” en la base de datos), numeración de los registros, etc. A esto se suma la determinación de la zona Flinn-Engdahl (Flinn et al., 1974) que se hace con el programa “feregion” (Simpson, 2003). Finalmente para el trabajo con base de datos fue necesario confeccionar dos programas que hicieran las conversiones $CAT \rightarrow bd$ y $bd \rightarrow CAT$. En Alvarez y Alvarez (2019) aparece una descripción de todos los programas confeccionados.

En su última versión el catálogo consta de 76939 eventos. Se adjunta como Anexo digital No. 1.

2.6) Sobre las magnitudes presentes en el catálogo y las fuentes que las reportan

Un problema clave en cualquier catálogo de terremotos son las fuentes de donde se extraen los datos que en el se incluyen. Si bien para fecha y coordenadas se hizo una selección de fuente de acuerdo a su confiabilidad, en el caso de las magnitudes se decidió poner todas las que se han determinado para cada terremoto, en caso de que fuese posible. Se fijó el límite de 12 magnitudes en el formato seleccionado, y en muy pocas ocasiones fue excedido y hubo que eliminar algunas (siempre las menos confiables).

Los tipos de magnitud presentes en el catálogo son: MB, MS, MW, MC (o MD) y ML (nos referiremos a ellas con ambas letras mayúsculas, sin subíndice, tal como aparecen en el listado del catálogo. La MB en su inmensa mayoría corresponde a determinaciones con ondas de corto período, las llamadas m_b y m_{pv} . Puede haber otros tipos de magnitud, pero en menor cuantía dentro del catálogo. Entre ellas debe destacarse la MB determinada con registros de período medio (M_b), que está apareciendo en el catálogo de la red nicaragüense desde que se introdujo el sistema Seiscomp3. Para evitar confusiones, esas magnitudes se renombraron a MX.

Las fuentes de las magnitudes son variadas. Las más confiables de las MB y MS son del ISC y de la red global operada por los EE.UU., que aparecen con la clave de agencia NEIC. Otras determinaciones muy confiables son la M_w del proyecto CMT de la Universidad de Harvard (clave de agencia HRV, o más reciente GCMT) y la del EHB del ISC. El GEM presenta solo magnitudes MW, pero en muchos casos son convertidas de otras magnitudes (la clave de estación en el catálogo lleva al final 2 caracteres Qs, $Q = A/B/C \rightarrow$ calidad, $s = p/d \rightarrow p =$ proxy, $d =$ directa). La MW aparece en los últimos tiempos también en las redes locales.

En el catálogo aparecen también muchas magnitudes de diferente tipo de la agencia 'IDC'. Estas son las magnitudes menos confiables; por lo general el ISC reporta para un mismo evento varios valores diferentes de un mismo tipo de magnitud determinado por esta agencia. Esto ocurrió también, pero en mucha menor magnitud con otras agencias (dos valores diferentes). Se tomó la decisión de considerar el valor máximo entre los presentes en esos casos.

Un caso especial es el de las magnitudes presentes en el catálogo del proyecto RESIS-II (Molina et al. 2008). Este es un catálogo preparado con el objetivo de realizar un estimado de la amenaza sísmica. Dichos catálogos requieren convertir todas las magnitudes a una misma escala, que en los últimos tiempos se selecciona la MW. El formato utilizado fue el SEISAN (Ottermöller et al., 2018), que da lugar para 3 magnitudes, pero en muchos casos solo aparece la MW, sin indicar la magnitud o los datos históricos a partir de donde fue convertida. En los casos en que existía algún otro valor de magnitud, no

se tomó el de MW XXX (forma de representarla en ese catálogo). Esto se hizo en el proceso de unificación de los distintos catálogos básicos, pero hay otros eventos que no fueron objeto de la comparación automática que aún tienen esa MW XXX adicional, la cual debe ser eliminada en futuras revisiones (si se encuentra la magnitud original). El origen de estas MW XXX aisladas es tratado por Benito y Torres (2009), dejando claro el origen de la mayoría de ellas. Otra cuestión que aún no ha podido ser aclarada es el origen de determinaciones MS y MW con agencia 'CAL'. Hay bastantes en el catálogo y no se sabe cuan confiables son.

2.7 Procesamiento del catálogo final para preparar uno con magnitud M_w

El catálogo con un máximo de 12 magnitudes diferentes, debe ser convertido a uno donde se encuentre una sola magnitud, en este caso M_w . Para ello, todas las magnitudes deben ser convertidas a M_w , por lo que hay que establecer las relaciones entre ellas. Esta magnitud se determina tanto por agencias globales como por redes locales, siendo más estable la determinada por las primeras. En el catálogo confeccionado, las agencias globales que determinan M_w son: NEIC, ISC, GEM y HRV-GCMT. Se usa un promedio de esas magnitudes en cada terremoto al que se le llama $M_w(\text{media})$ como base para el establecimiento de las regresiones. En el Anexo 2 se referencian esas y otras agencias o redes que aparecen mencionadas en este informe.

Para convertir las magnitudes presentes en el catálogo a la M_w se realizaron trabajos de regresión lineal entre 2 tipos de magnitud. Las regresiones serán del tipo.

$$M_2(\text{final}) = a + b \cdot M_1(\text{inicial}) \quad (2.1)$$

y se usará preferentemente el método de máxima verosimilitud (MMV), parámetros (a , σ_a , b , σ_b) así como el coeficiente de correlación “ r ”. Se calculan igualmente los parámetros con el método del eje principal reducido (EPR), y aunque se prefiere el MMV, en algunos casos se toma el EPR lo que se indica explícitamente. Como no siempre aparecen poblaciones de tipo $[M_i, M_w]$ a veces no queda más remedio que buscar una expresión formada por una conversión doble $M_i \rightarrow M_T \rightarrow M_w$, (M_T es una magnitud de tránsito), menos confiable que la conversión directa. Esta combinación de regresiones conduce a una expresión del tipo

$$M_w(\text{media}) = c + d \cdot M_i \quad (2.2)$$

donde $c = b_2 \cdot a_1 + a_2$, $d = b_2 \cdot b_1$, el subíndice “1” corresponde a la regresión (M_i, M_T) y el “2” a la (M_T, M_w). La selección de las muestras (M_1, M_2) a usar para el análisis de regresión se hace de forma automática usando programas en FORTRAN y “scripts” en postgresql que operan sobre versiones del catálogo que se sitúan en la base de datos. El proceso es, a partir del catálogo inicial, preparar un catálogo auxiliar que llene sus 12 posiciones de magnitud con las que se quiera analizar, importar ese catálogo a la base de datos, y finalmente realizar en esta la selección de las muestras (M_1, M_2) a analizar.

Para las magnitudes m_b y M_s , las más comunes en los catálogos sismológicos, Scordilis (2006) determinó unas relaciones de conversión a M_w de validez global y un alto nivel de confiabilidad:

$$\begin{aligned} M_w &= 0.67 (\pm 0.005) \cdot M_s + 2.07 (\pm 0.03) & 3.0 \leq M_s \leq 6.1 \\ M_w &= 0.99 (\pm 0.02) \cdot M_s + 0.08 (\pm 0.13) & 6.2 \leq M_s \leq 8.2 \\ M_w &= 0.85 (\pm 0.04) \cdot m_b + 1.03 (\pm 0.23) & 3.5 \leq m_b \leq 6.2 \end{aligned} \quad (2.3)$$

y fueron tomadas como válidas en este trabajo. Esas magnitudes se decidió procesarlas de forma conjunta para la búsqueda de regresiones, y las denominamos $M_B(\text{media})$ y $M_S(\text{media})$

Un caso importante es el de las magnitudes por longitud de registro determinadas en en los trabajos de campo que se hicieron después del terremoto de Managua de 1972 (Ward et al., 1973). De un total de

170 terremotos, hay 168 que solo tienen ese tipo de magnitud. Según se desprende de lo que se dice en el artículo de Ward, se usó la relación de Lee et al. (1972) para obtener la magnitud por duración de coda, y para magnitudes determinadas por esa fórmula, Bakun (1984) determinó una conversión a M_0 :

$$\lg(M_0) = 1.2 \cdot M_D + 17 \quad (2.4)$$

Esto permite hacer una transformación doble $M_C \rightarrow M_0 \rightarrow M_W$, usando la relación de conversión $M_0 \rightarrow M_W$ de Hanks y Kanamori (1979):

$$\lg(M_0) = 1.5 \cdot M_W + 16.1 \quad (2.5)$$

En la tabla 2.4 se presentan los resultados de las regresiones directas $M_1 \rightarrow M_2$ obtenidas. Aunque se probaron 3 métodos de ajuste (mínimos cuadrados, máxima verosimilitud, regresión ortogonal y eje principal reducido), se decidió dar preferencia a los ajustes por máxima verosimilitud (Fig. 2.3). Por la cercanía de las relaciones que se obtienen con $M_1 = [M_D(\text{CASC}), M_D(\text{CADC})]$ con $M_B(\text{media})$ y $M_S(\text{media})$ parece que el centro que reportó muchos años como CADC, cuando comenzó a reportar como CASC continuó usando el mismo procedimiento para determinar la M_D , y por lo tanto tiene sentido procesar juntas las 2 muestras que llamaremos $M_D(\text{CAC2})$ y cuyos resultados, válidos para CASC y CADC, se incorporan también a la tabla. A más del 90% de los terremotos pudo aplicársele una transformación de magnitud directa. Cuando no existían relaciones directas a M_W se usó la relación (2.2), preferentemente si el tránsito se podía hacer a través de las relaciones (2.3). Debe recordarse que este tipo de conversión es menos precisa.

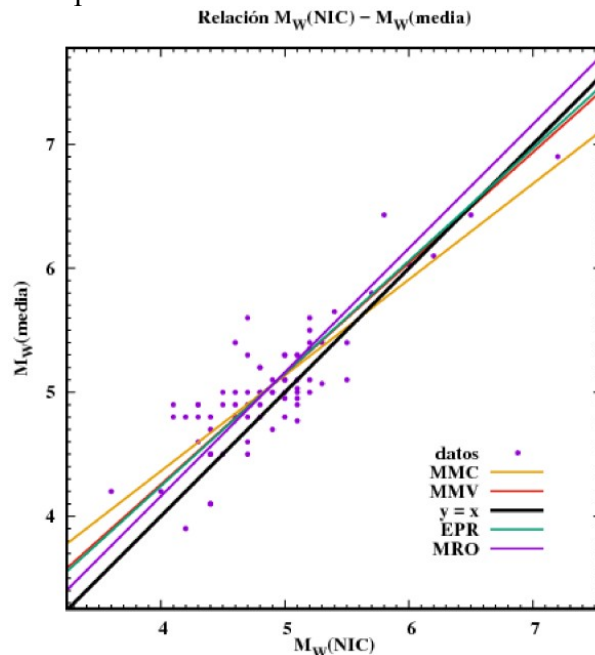


Fig. 2.3. Ejemplo de análisis de regresión. Conversión de las magnitudes $M_W(\text{NIC})$ a M_W .

Tabla 2.4. Relaciones directas $M_1 \rightarrow M_2$ entre las magnitudes. Para el caso de $M_2 = (M_B, M_S)$, “media” corresponde al promedio entre USGS e ISC, para M_W , al promedio entre las fuentes fundamentales. Se sigue el convenio usado en el cuerpo del catálogo, donde M_B corresponde a (m_b, m_{pv}) y M_X a M_B .

M_2	M_1	r	puntos	a	σ_a	b	σ_b	$\sigma_b/b\%$
$M_C(NIC)$	$M_L(NIC)$	0.827	5000	0.886	0.032	0.757	0.010	1.3
$M_W(NIC)$	$M_L(NIC)$	0.766	384	0.811	0.126	0.791	0.044	5.6
$M_L(NIC)$	$M_C(NIC)$	0.827	5000	-1.171	0.032	1.322	0.009	0.7
$M_L(NIC)$	$M_W(NIC)$	0.766	384	-1.026	0.132	1.265	0.042	3.3
$M_S(media)$	$M_W(NIC)$	0.883	59	-1.079	0.333	1.159	0.070	6
$M_B(media)$	$M_W(NIC)$	0.692	453	2.479	0.209	0.489	0.051	10.4
$M_W(media)$	$M_W(NIC)$	0.850	72	0.685	0.370	0.893	0.074	8.3
$M_B(media)$	$M_C(NIC)$	0.594	2580	1.465	0.116	0.653	0.028	4.3
$M_S(media)$	$M_C(NIC)$	0.421	466	-5.383	0.306	2.197	0.072	3.3
$M_W(HRV)$	$M_C(NIC)$	0.678	56	2.898	0.699	0.542	0.155	28.6
$M_B(media)$	$M_L(NIC)$	0.594	2580	1.465	0.116	0.653	0.028	4.3
$M_S(media)$	$M_L(NIC)$	0.644	691	-0.071	0.200	0.914	0.046	5
$M_W(media)$	$M_L(NIC)$	0.689	296	1.412	0.321	0.756	0.063	8.3
$M_B(media)$	$M_W(UCR)$	0.496	294	-0.809	0.429	1.165	0.098	8.4
$M_S(media)$	$M_W(UCR)$	0.699	42	-2.804	0.708	1.431	0.151	10.6
$M_W(NIC)$	$M_W(UCR)$	0.748	244	-1.771	0.226	1.329	0.055	4.1
$M_W(media)$	$M_W(UCR)$	0.736	41	0.835	0.737	0.875	0.150	17.1
$M_B(media)$	$M_L(UCR)$	0.527	577	0.925	0.281	0.819	0.070	8.5
$M_S(media)$	$M_L(UCR)$	0.567	107	-0.706	0.573	1.074	0.139	12.9
$M_W(NIC)$	$M_L(UCR)$	0.615	217	-2.228	0.309	1.523	0.079	5.2
$M_W(media)$	$M_L(UCR)$	0.707	57	2.353	0.659	0.577	0.141	24.4
$M_B(media)$	$M_L(SNET)$	0.631	294	1.237	0.305	0.756	0.075	9.9
$M_S(media)$	$M_L(SNET)$	0.813	41	-1.847	0.507	1.304	0.111	8.5
$M_W(NIC)$	$M_L(SNET)$	0.577	271	0.590	0.296	0.822	0.089	10.8
$M_W(media)$	$M_L(SNET)$	0.801	41	0.395	0.575	0.960	0.120	8.5
$M_B(media)$	$M_C(CAM)$	0.638	843	1.392	0.184	0.696	0.044	6.3
$M_S(media)$	$M_C(CAM)$	0.665	278	-0.963	0.294	1.117	0.066	5.9
$M_W(media)$	$M_C(CAM)$	0.576	109	1.773	0.733	0.694	0.145	20.8
$M_B(media)$	$M_D(CADCG)$	0.323	559	-4.675	0.388	2.033	0.089	4.3
$M_S(media)$	$M_D(CADCG)$	0.491	109	-7.913	0.549	2.673	0.119	4.4
$M_W(media)$	$M_D(CADCG)$	0.521	19	3.190	2.130	0.502	0.430	85.6
$M_B(media)$	$M_D(CASC)$	0.622	2675	-4.027	0.086	1.924	0.020	1.0
$M_S(media)$	$M_D(CASC)$	0.592	561	-7.072	0.192	2.505	0.044	1.7
$M_W(media)$	$M_D(CASC)$	0.603	167	-3.991	0.398	1.958	0.086	4.3

M _B (media)	M _D (CAC2)	0.553	3234	-3.834	0.092	1.871	0.022	1.1
M _S (media)	M _D (CAC2)	0.604	670	-7.015	0.174	2.490	0.039	1.5
M _W (media)	M _D (CAC2)	0.625	186	-3.218	0.372	1.792	0.079	4.4
M _S (media)	M _D (UCR)	0.414	190	-1.893	0.639	1.289	0.147	11.4
M _W (NIC)	M _D (UCR)	0.566	53	-7.401	0.673	2.713	0.166	6.1
M _B (media)	M _L (CASC)	0.583	1287	1.156	0.711	0.711	0.041	5.7
M _S (media)	M _L (CASC)	0.467	271	-0.044	0.502	0.918	0.118	12.8
M _W (media)	M _L (CASC)	0.557	100	1.112	0.746	0.823	0.156	18.9
M _B (media)	M _L (SC3)	0.676	267	2.176	0.317	0.518	0.070	13.5
M _W (media)	M _L (SC3)	0.755	59	0.683	0.611	0.838	0.118	14.1
M _W (NIC)	M _L (SC3)	0.547	1625	0.654	0.121	0.822	0.039	4.7
M _B (media)	M _D (SSS)	0.567	301	1.495	0.362	0.616	0.090	14.6
M _S (media)	M _D (SSS)	0.624	54	-1.246	0.750	1.164	0.168	14.4
M _B (media)	M _D (SNET)	0.729	442	0.401	0.200	0.893	0.045	5.0
M _S (media)	M _D (SNET)	0.843	69	-2.228	0.360	1.327	0.076	5.7
M _W (media)	M _D (SNET)	0.832	54	1.223	0.474	0.780	0.094	12.0
M _B (media)	M _D (GCG)	0.626	189	-3.864	0.336	1.866	0.078	4.1
M _S (media)	M _D (GCG)	0.783	35	-3.129	0.581	1.553	0.130	8.3
M _W (media)	M _D (GCG)	0.602	15	-3.134	1.545	1.713	0.319	18.6
M _B (media)	M _D (SJS)	0.568	99	-1.106	0.610	1.265	0.139	10.9
M _S (media)	M _D (SJS)	0.581	32	-5.976	0.916	2.296	0.200	8.7
M _W (media)	M _D (SJS)	0.669	12	-1.120	1.660	1.355	0.330	24.3
M _B (media)	M _D (HDC)	0.618	135	-1.220	0.486	1.216	0.106	8.7
M _S (media)	M _D (HDC)	0.622	42	-5.226	0.807	1.988	0.166	8.3
M _W (media)	M _D (HDC)	0.734	26	0.280	0.969	1.009	0.189	18.7
M _C (CAM)	M _D (WHI)	0.619	373	-0.222	0.225	1.091	0.065	5.9
M _W (NIC)	M _L (SSS)	0.766	19	0.110	0.670	0.984	0.204	20.7
M _B (media)	M ₇ (SJS)	0.607	93	1.070	0.669	0.742	0.143	19.2
M _B (media)	M _L (SJS)	0.739	16	-1.576	1.020	1.372	0.231	16.8
M _B (media)	M _B (SC3)	0.523	63	0.310	1.187	0.806	0.218	27.0
M _W (media)	M _B (SC3)	0.705	31	-1.543	1.023	1.178	0.182	15.4
M _B (media)	M _X (SC3)	0.589	71	1.220	0.891	0.674	0.175	25.9
M _W (media)	M _X (SC3)	0.519	31	-1.472	1.569	1.209	0.390	32.2
M _W (media)	M _X (SC3)	0.604	49	-0.345	0.916	0.866	0.198	22.9

De los 76935 terremotos del catálogo, 74500 tienen al menos una determinación de magnitud. De ellos, a tan solo 24 no se les pudo transformar la magnitud a M_W. El nuevo catálogo con magnitudes transformadas usa las 4 primeras posiciones para magnitud (Anexo 1a) para M_W, M_L(no convertida),

M_C, M_D (no convertida) M_O (otro tipo, no convertida). Las magnitudes M_W presentes tienen una clave de agencia que indica el proceso de su conversión (Anexo 3). De tal forma se obtiene un catálogo unificado en M_W , primer paso para obtener un catálogo con fines de amenaza sísmica.

2.7) Eliminación de eventos relacionados

Los algoritmos de estimación de la peligrosidad sísmica requieren que el catálogo de terremotos no contenga eventos relacionados, ya que se asume que la ocurrencia de eventos en cualquier región tiene un carácter poissoniano. Por tanto los procesos premonitores - terremoto principal - réplicas, así como las series de terremotos deben considerarse como eventos simples, con una magnitud determinada a partir de la energía liberada en el proceso, que acostumbra a denominarse “magnitud equivalente”. Existen diversos algoritmos que realizan este proceso, y entre ellos fue seleccionado el desarrollado por Reasenberg (1985), para el cual está accesible el programa cluster2000x (Reasenberg, 2000). Dicho programa fue modificado para que procesara eventos en formatos SEISAN y CAT y se cambió la relación para calcular el momento sísmico equivalente, de la original (una M_{CODA} del USGS) a la de Hanks y Kanamori para M_W (Hanks y Kanamori, 1979). Una vez realizado este proceso, el catálogo se considera “limpio” de eventos relacionados y por tanto está listo para ser usado en trabajos de amenaza sísmica.

El método busca la construcción de una ventana espacio temporal $[\tau(M), \Delta(M)]$ en la que se encuentran los eventos relacionados, donde τ se calcula como:

$$\tau = [-\lg(1-P)]^t / 10^{[2/3 \cdot (\Delta M - 1)]} \quad (2.6)$$

donde $\Delta M = M_{pri} - M_{min}$ (M_{pri} es la magnitud del terremoto principal, M_{min} depende de las observaciones), P es la probabilidad de que en un tiempo t (días) ocurra una réplica (se fija en el programa en 0.99); t viene a ser el tiempo entre dos eventos sucesivos.

Δ , denominada distancia de interacción, viene dada por

$$\Delta = r_{fact} \cdot a(M, \Delta\sigma), \quad \lg(a) = 0.4 \cdot M_{pri} - (\lg(\Delta\sigma))/3 - 1.45 \quad (2.7)$$

donde $a(M, \Delta\sigma)$ es el radio de una falla circular (Kanamori y Anderson, 1975) correspondiente a un terremoto de magnitud M y “stress drop” $\Delta\sigma$. Para $\Delta\sigma = 30$ bars (fijado en el programa), los dos últimos términos de la expresión para $\lg(a)$ equivalen a 0.11. Entre las modificaciones realizadas al programa está la posibilidad de fijar en tiempo de ejecución los valores “rfact” y un máximo para τ (τ_{max}).

El resultado de este programa es un nuevo catálogo, sin los eventos relacionados, con el mismo formato que el original, solo que en la posición de las magnitudes 12 (caso de formato CAT) y 3 (caso de formato SEISAN) se pone el valor de magnitud equivalente para el terremoto principal del grupo de eventos, y para los eventos no relacionados se copia la M_W de la primera posición. En el informe (Alvarez, 2018a) se discute en detalle el trabajo con este programa.

Para un catálogo de entrada con 76935 terremotos, tras una corrida del programa “cluster2000x” (usando los valores de r_{fact} y τ_{max} implícitos, una M_{min} de 0 e ignorando los errores) se obtuvo un catálogo “limpio”, para uso en estimados de amenaza sísmica, con 65116 terremotos. Este catálogo para amenaza sísmica se adjunta como Anexo digital No.2.

3) Sismicidad

Una vez confeccionado el catálogo corresponde realizar su análisis para establecer las características fundamentales de la ocurrencia espacio-temporal-energética de terremotos, denominada sismicidad. Partiendo del hecho de que cada terremoto tiene 5 parámetros fundamentales (t_0 , lat, long, h, M) la mejor forma de analizar la sismicidad es realizar representaciones de los epicentros por intervalos (Δt_0 , Δlat , Δlong , Δh , ΔM), o un procesamiento espacial de los mismos.

3.1) Mapas de epicentros

El caso más común corresponde a los mapas de epicentros; en ellos se selecciona una región espacial, se representan los intervalos de profundidad por símbolos diferentes y los de magnitud por diferente tamaño de los símbolos. En el análisis que sigue se usará la versión del catálogo para amenaza sísmica (ver capítulo 2). Los mapas de epicentros se hacen dentro de una aplicación web (Alvarez, 2014).

Veamos primero la influencia del intervalo de tiempo que se use. Si se varía el umbral temporal se observa un cambio en la delimitación de las características espaciales de la ocurrencia de terremotos. Esto no es extraño, ya que según se incremente el valor de $t_{\min}$, mejor será la precisión de las determinaciones hipocentrales y se logra perfilar algunas características espaciales.

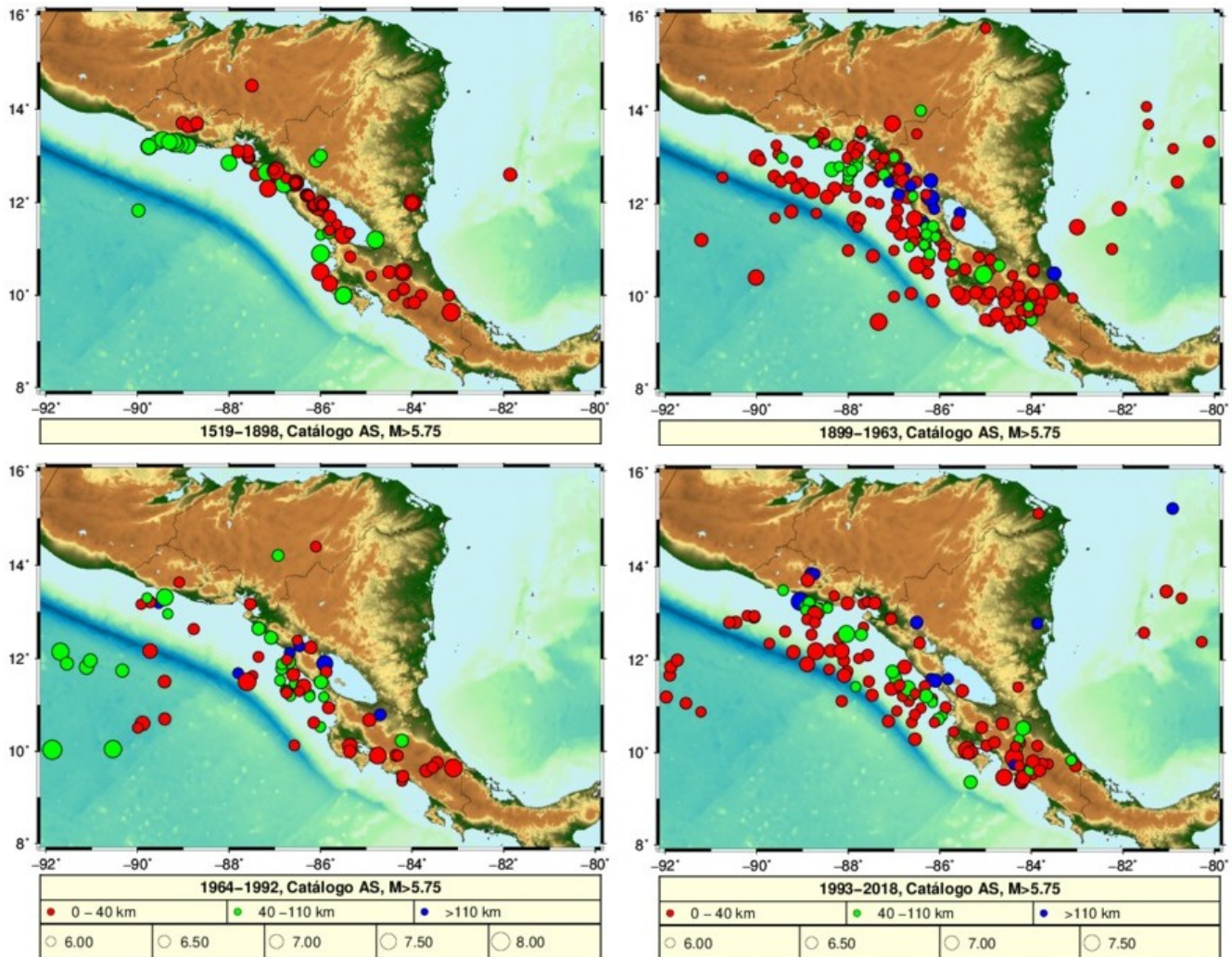


Fig. 3.1. Influencia del período de registro sobre la distribución espacial de los hipocentros (referencias en el texto)

En la Fig. 3.1 se muestra la influencia del período de registro sobre la representación en un mapa. Se usó una magnitud umbral relativamente baja para garantizar la presencia de un número significativo de eventos en cualquier intervalo temporal. En esta figura se ve claramente que en el período de registro histórico (1519-1898) la mayoría de los epicentros se ubican en tierra, lo que se puede explicar por dos factores. En primer lugar, existe una tendencia (inevitable cuando existen pocos datos) de situar el epicentro lo más cerca posible de las ciudades donde se sintió más fuerte el terremoto. En segundo lugar, un terremoto en el mar, a más de 100 km de los puntos habitados, provoca intensidades bajas en esos puntos y no se puede estimar correctamente su magnitud. Ya cuando comienza la determinación de epicentros a partir de datos medidos en los sismogramas el patrón cambia, y la mayoría de los epicentros se desplaza hacia el mar. Con el inicio del procesamiento regular por computadoras (1964) se van delimitando mucho mejor las zonas donde ocurren los terremotos, lo que se intensifica a partir de 1993 donde paulatinamente va creciendo la red de estaciones sismológicas de Nicaragua. Por otra parte, el incremento del umbral inferior de magnitud solo influye en la cantidad de eventos, no en su distribución espacial. En el caso $M_{\min}=5$, se delimitan bien 3 intervalos de profundidad, pero ante la disminución del número de eventos esa delimitación se va perdiendo (Fig. 3.2).

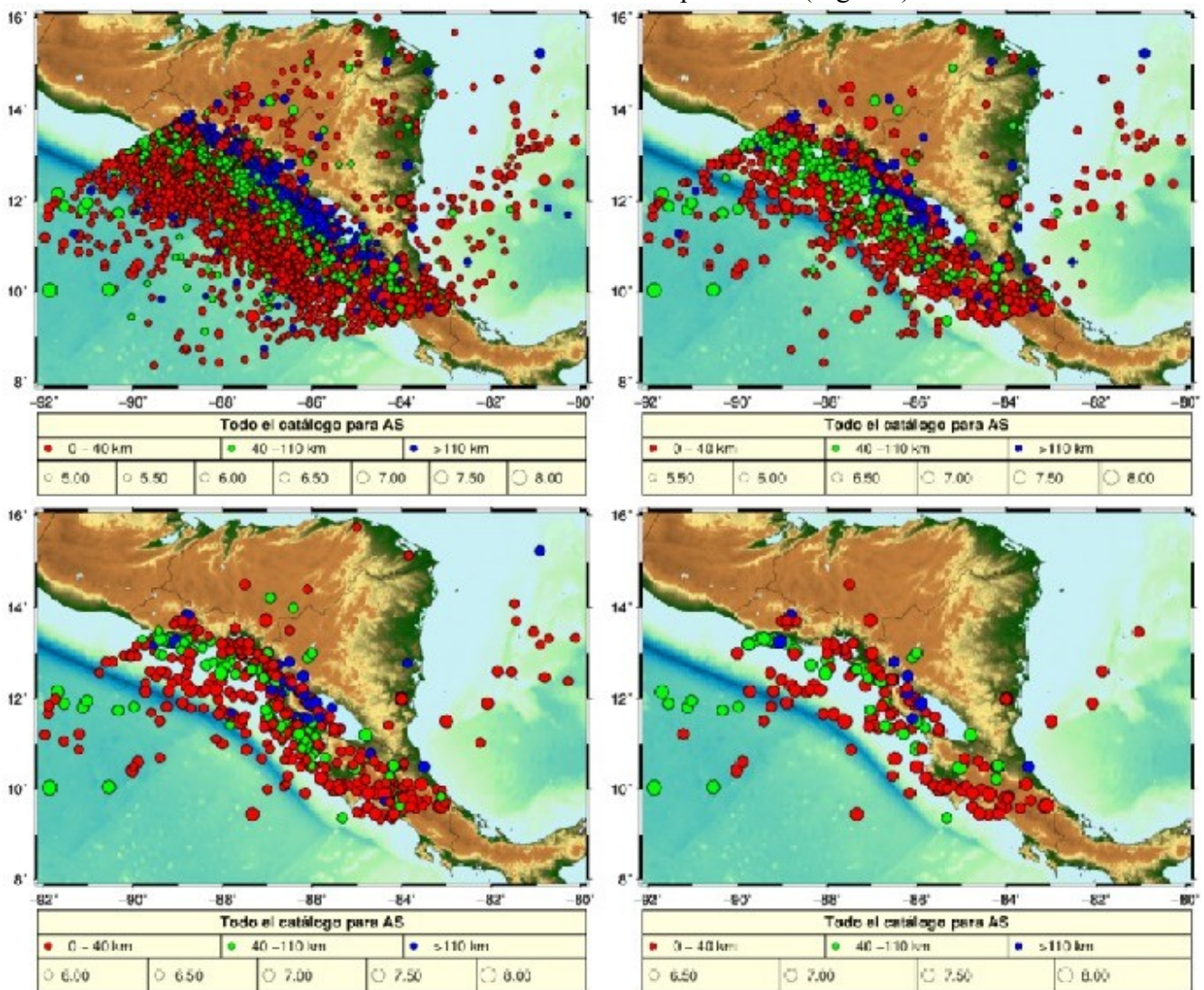


Fig. 3.2. Mapas de epicentros preparados con diferentes umbrales inferiores de magnitud. Según aumenta el umbral inferior disminuye la cantidad de eventos representados en el mapa, pero se mantiene la tendencia de su distribución espacial.

En el mapa superior izquierdo de esta figura se pueden observar con buena aproximación los límites del área para la cual fue confeccionado el catálogo utilizado. En el Anexo 4 (Fig. A4.1 - A4.3) se muestran otros mapas de epicentros confeccionados para diferentes variantes de (Δt_0 , ΔM). En esas figuras se puede ver mejor la distribución espacio temporal de los terremotos en función de las variaciones del período de registro y del rango de magnitudes que se use.

3.2) Perfiles de terremotos en profundidad

En este tipo de gráfico se traza un perfil entre dos puntos del mapa y se proyectan sobre un plano vertical los epicentros de los terremotos ocurridos a cierta distancia de el. Se usó un solo perfil de 460 km de longitud, perpendicular a la costa y se proyectaron sobre el la inmensa mayoría de los eventos ocurridos en Nicaragua a partir de ciertos umbrales de magnitud, hasta 230 km de distancia del trazo del perfil (Fig. 3.3). El intervalo de profundidad usado es de [0, 300) km. Este trabajo se realizó dentro de una aplicación web (Alvarez, 2014).

Se muestran 2 perfiles, uno construido con todo el catálogo y $M \geq 5$ (Fig. 3.4) y otro usando solo los terremotos posteriores a 1964 (determinaciones por computadora, más precisas) y $M \geq 4$ (Fig. 3.5). En ambas figuras se muestra a la izquierda un perfil clásico (epicentros clasificados por profundidad y magnitud) y en la derecha un perfil con epicentros sin diferenciar al que se le superpone una línea resultado de un ajuste de media deslizante. El proceso para determinar dicha línea es ordenar, de mayor a menor, los valores de profundidad en el perfil; a partir de la serie ordenada se hace un cálculo de media móvil en 21 puntos en profundidad, espaciados a una distancia fija Δ ; el criterio es buscar todos los terremotos que se encuentran en un rango ($y+2\Delta$, $y-2\Delta$) y promediar su valor de “x”; $\Delta = (y_{\max} - y_{\min})/20$.

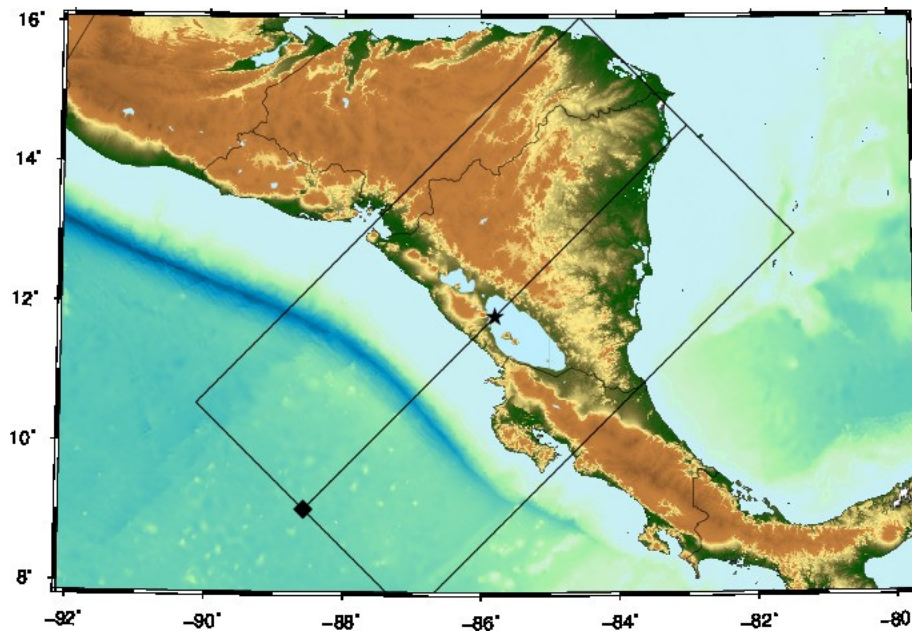


Fig. 3.3. Región de selección para los perfiles en profundidad. La estrella corresponde al punto $x=0$ en el gráfico y el cuadrado indica el inicio del perfil ($x_{\min}$ en el gráfico)

En la Fig. 3.4 se observa que la mayoría de los terremotos que no pertenecen a la zona de subducción son superficiales. Es muy poco probable que en esas zonas ocurran terremotos profundos, por lo que en versiones posteriores del catálogo se deben revisar esos terremotos. Puede ser que algunos pertenezcan

a la zona de subducción pero el error en las coordenadas es muy grande, o que otros en realidad se hayan determinado con profundidades erróneas.

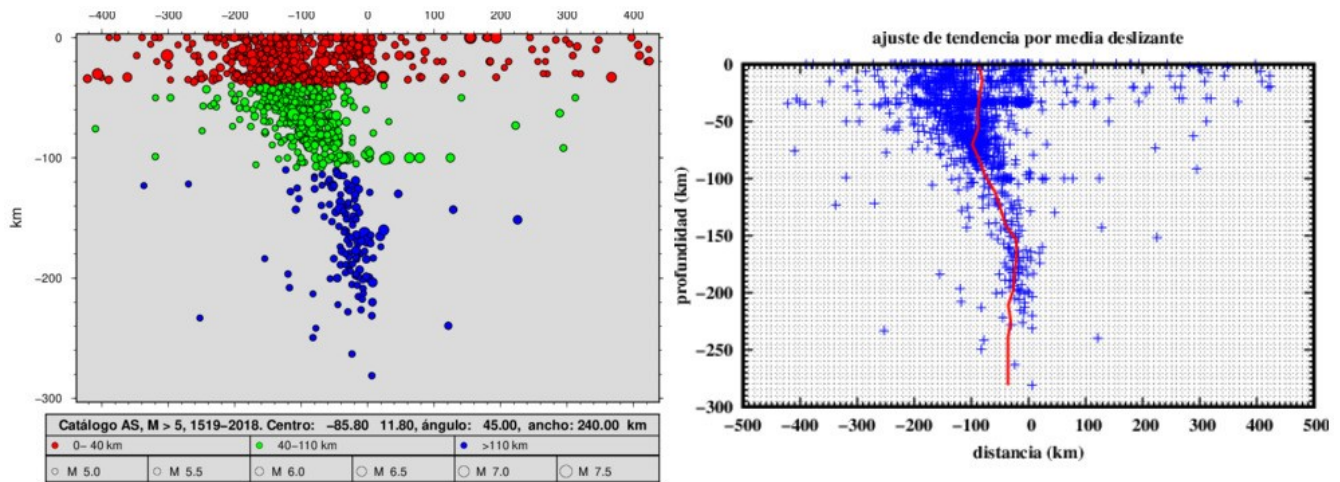


Fig. 3.4. Catálogo completo y $M \geq 5$. Aquí se ve el por que de la división en intervalos. En el primero se incluyen los eventos con h prefijada en 33 km, y en el segundo los casos de h prefijada en 50 y 100 km (valores característicos de la época anterior a la localización por computadoras). A esas profundidades se pueden observar líneas horizontales de eventos.

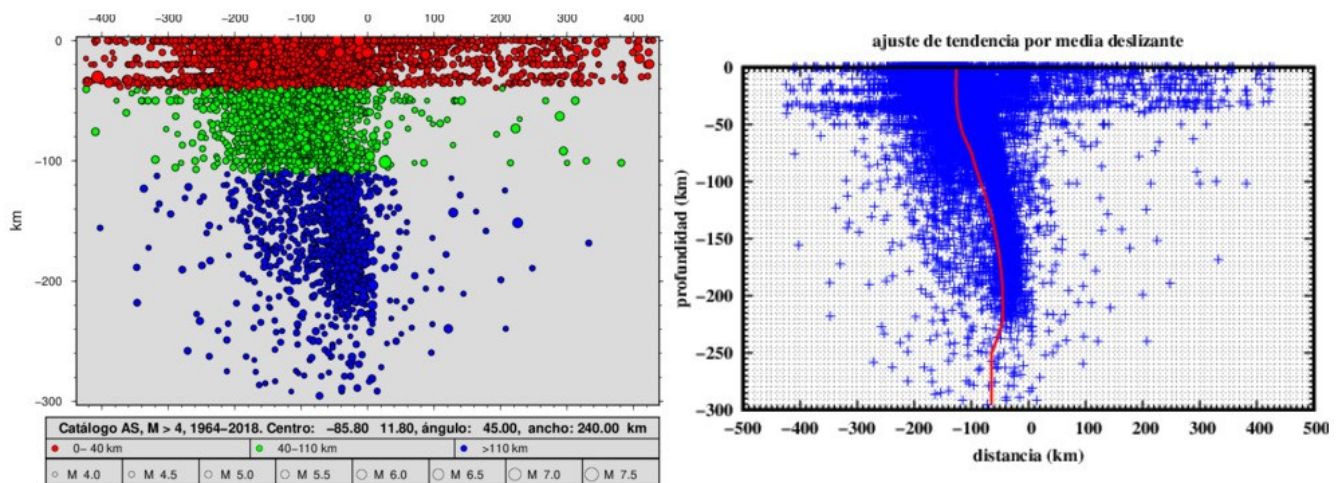


Fig. 3.5. Catálogo desde 1964 y $M \geq 4$. Aquí es interesante notar como el ajuste por media deslizando para $h > 50$ km es una línea cercana a la vertical, lo que indica la existencia de una zona de Benioff abrupta.

3.3) Mapas de densidad de epicentros.

Los mapas de densidad de epicentros se comenzaron a confeccionar en la antigua Unión Soviética desde fines de la década del 50 (Riznichenko, edit., 1960). Estos son mapas de isolíneas que representan la cantidad de epicentros por unidad de área sin diferenciación por magnitud. Son de utilidad para delinear zonas de origen de terremotos. Se calculan asignando a cada punto el valor del número de terremotos que se encuentran en cierta vecindad de él, normalizados con respecto a una unidad de área definida especialmente. Cuando se confeccionaban a mano era habitual usar áreas de tipo circular, pero cuando se confeccionaban en computadoras las áreas eran por lo general cuadradas o

rectangulares. Una versión del algoritmo, útil para evidenciar fallas, divide el área en celdas de un ancho fijo y calcula la densidad (zonas rectangulares) como:

$$D_{ij} = \left(\delta N_{ij} + \sum_{k=j-m}^{j+m} \sum_{l=i-m}^{i+m} N_{kl} \right) / [(2m+1)^2 + \delta] \quad (3.1)$$

donde D_{ij} es la densidad de epicentros en la celda (i,j) , m es el numero de celdas a cada lado que se usan para promediar y δ toma valores 0 (la celda (i,j) se considera una sola vez) y 1 (la celda (i,j) se considera 2 veces). Para delimitar fallas sobre un fondo difuso de epicentros de terremotos se aplica de forma recurrente (varias veces, la más eficiente por lo general es la 3ra iteración con $\delta = 1$).

Si se desea realizar la promediación en áreas circulares es necesario hacer una aproximación: se determina si cada una de las celdas se encuentra dentro del círculo deseado, y se van contando las celdas que se encuentran dentro del círculo:

$$n_{dc} = \sum_{i,j} \delta_{dc}(i,j) \quad (3.2)$$

donde $\delta_{dc}(i,j) = 1$ si la celda (i,j) está dentro del círculo y $\delta_{dc}(i,j) = 0$ si está fuera. Entonces se sustituye $(2m+1)^2$ por n_{dc} .

Aunque el enfoque original de la escuela soviética lleva una normalización por área, aquí se obvia la misma y la densidad de epicentros tendría las “unidades” del número de epicentros en una celda de $\delta lat \times \delta lon$. Téngase presente que estas áreas no son propiamente circulares, sino poligonales. En la medida en que aumente “ m ”, los polígonos se acercarán más a círculos. En este trabajo se usan áreas rectangulares. El resultado de la aplicación de ese algoritmos es una malla, con distribución regular de puntos, sobre la cual se trazan las isolíneas de igual densidad. El método usado es la triangulación de Delaunay (Shewchuk, 1996), tal como viene incluida en el GMT (Wessel y Smith, 1998).

Con el objetivo de precisar la geometría de la zona de Benioff en toda Nicaragua se confeccionaron los mapas de densidad de epicentros para todo el rango de magnitudes presentes en el catálogo en intervalos de profundidad de 10 km. En la Fig. 3.6 se muestran los mapas correspondientes a los intervalos (0-10, 10-20, 20-30, 30-40, 40-50, 50-60) km de profundidad [los intervalos son cerrados por la izquierda y abiertos por la derecha, esto es $[h_1, h_2)$]. Estos mapas fueron preparados dentro de una aplicación web (Alvarez, 2014). El procedimiento es trazar sobre estos mapas una línea que siga los máximos de densidad. Esto se hace dentro del qGIS (2020) y se van almacenando los datos de dichas líneas. Al final se plotean estas líneas en un mapa, y este mapa va a indicar la geometría aproximada de la zona de Benioff (Fig. 3.7). En el mapa de la Fig. 3.7 se ve nuevamente, lo que ya se había reflejado en los gráficos de distribución de eventos en profundidad, el carácter abrupto del descenso de la zona de Benioff, solo que esta vez de forma longitudinal, sin grandes variaciones de un punto a otro a lo largo de la costa. También se observa, a la altura de Costa Rica, la presencia de una zona superficial de orientación ESO-NNE.

En el Anexo 4 se presentan mapas similares a los de la Fig. 3.6 para intervalos de profundidad de 10 km entre 60 y 200 km y otro para un intervalo de 50 km entre 200 y 250 km (Fig. A4.4-A4.5).

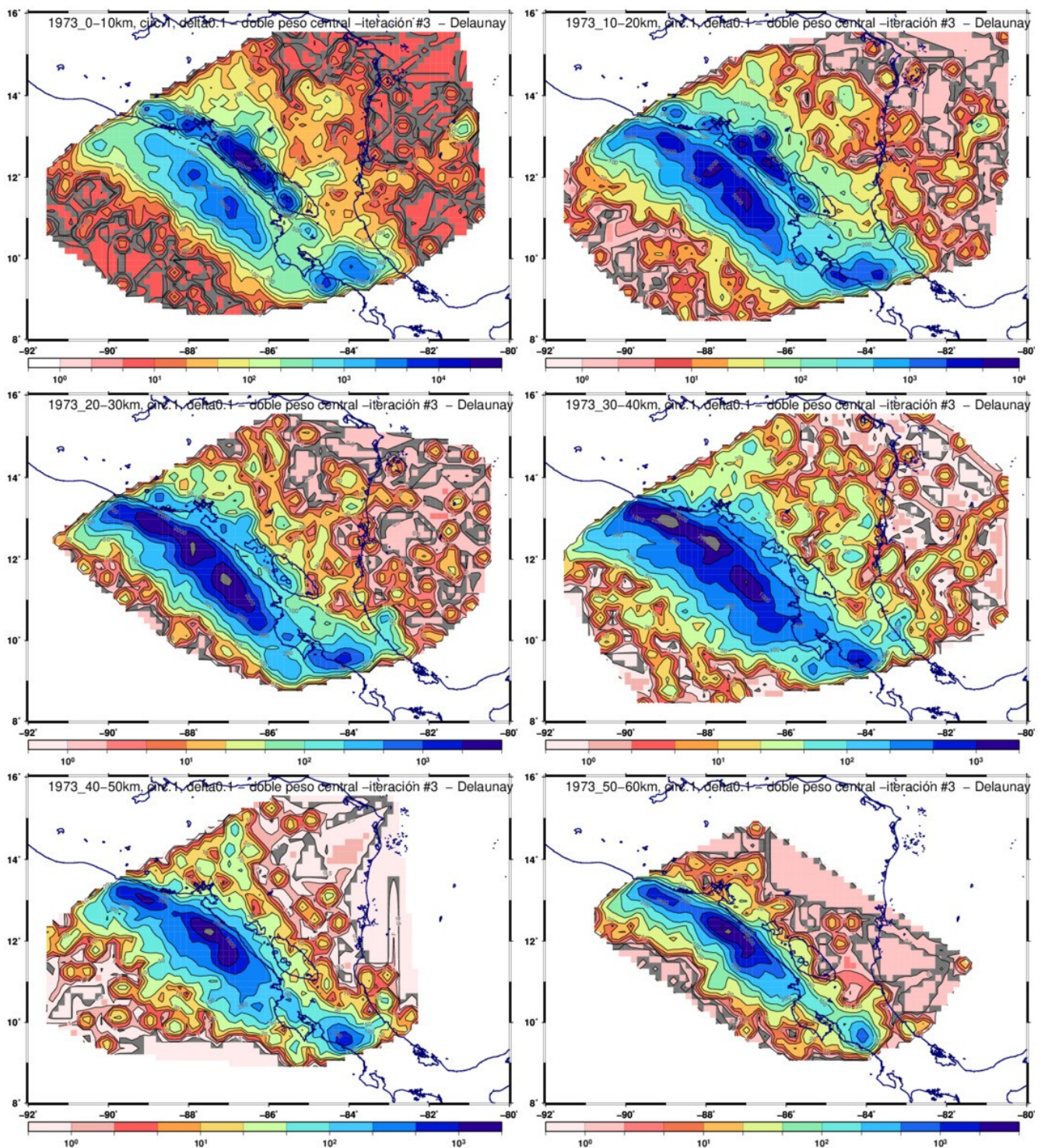


Fig. 3.6. Mapas de densidad de epicentros para intervalos de profundidad de 10 km en el rango de 0 - 60 km. Se toma el catálogo en el período 1973-2018. No se requiere homogeneidad en los datos, solo el máximo posible de terremotos. En este período predominan los terremotos débiles detectados en los dos períodos de trabajo de la red de estaciones sismológicas (1973-1982, 1992-2018)

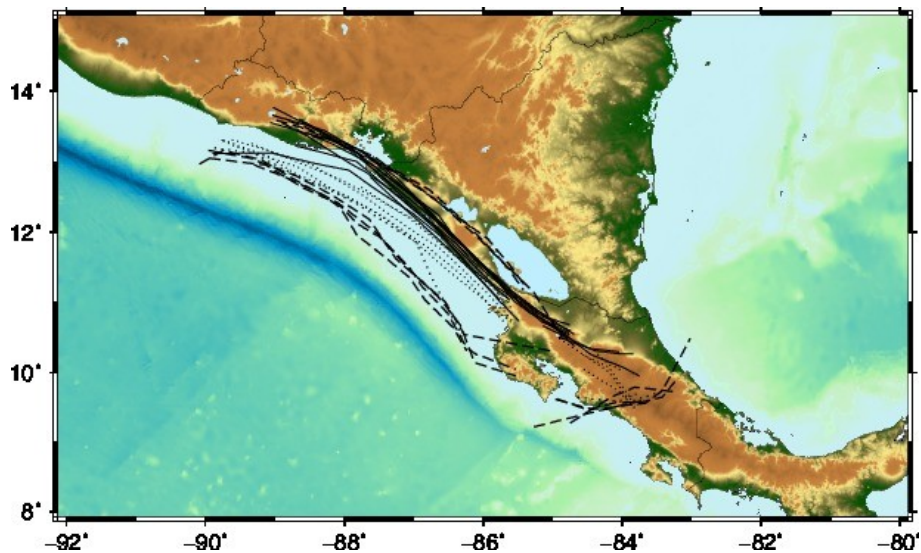


Fig. 3.7. Ejes de los máximos de la densidad de epicentro en el rango 0-200 km con incremento de 10 km. Con líneas discontinuas se representan los correspondientes al intervalo 0-50 km, con líneas de puntos los del intervalo 50-110 km y con líneas continuas los del intervalo 110-200 km.

3.4) Liberación de energía, deformaciones y momento sísmico

La construcción de mapas de liberación de energía, deformaciones y momento sísmico es otra forma de generalización de la información de un catálogo de terremotos, poniendo énfasis en la serie temporal de las magnitudes. El momento sísmico escalar representa la energía liberada por un terremoto $M_0 = \mu SD$, donde: μ es el módulo de cizalla, S es el área de ruptura a lo largo de la falla geológica donde ocurrió el terremoto y D es el desplazamiento promedio de S . Es un trabajo y se representa en unidades de energía (Newton-metro o dina-centímetro). La energía liberada se calcula por la fórmula:

$$\lg E [\text{ergio}] = 11.8 + 1.5 \cdot M_s \quad (3.3)$$

y la deformación como $D = E^{1/2}$

(como actualmente se usa la M_w se introduce un ligero error con el uso de estas 2 relaciones). La relación del momento sísmico con la M_w es:

$$\lg M_0 = \mu \cdot M_w + \eta \quad (3.4)$$

donde $\mu = 1.5$ y $\eta = 9.1$ para M_0 [Newton.m] y $\eta = 16.1$ para M_0 [dina.cm]. Trabajando con estas relaciones se encuentra que

$$M_0 = E \cdot 10^{(\eta - 11.8)} \quad (3.5)$$

por lo que se tiene que M_0 [Newton.m] = E [ergio] $\cdot 10^{-2.7}$ y M_0 [dina.cm] = E [ergio] $\cdot 10^{4.3}$. Representar en mapas estos parámetros requiere un cálculo en una malla regular y luego un proceso de interpolación para el trazado de isolíneas. Los mapas se construyen seleccionando los terremotos en celdas de dimensiones fijadas a voluntad, calculando la energía, la deformación y el momento sísmico acumulados en cada una, y promediándolas después en bloques de 9 celdas. Se eligen las unidades [dina.cm] para M_0 , [ergio] para E y [ergio] $^{1/2}$ para deformación. El trazado de las isolíneas se hace mediante una triangulación de Delaunay (Shewchuk, 1996), tal como viene incluida en el GMT (Wessel y Smith, 1998). Los mapas se hacen en un servidor web (Alvarez, 2014).

Se prepararon los mapas con dos selecciones de datos (1899-2018, $M \geq 5$; 1964-2018, $M \geq 4$). Se decidió no utilizar para estos gráficos el período 1519-1898 por el efecto analizado de falta de

información para eventos de la subducción. En la Fig. 3.8 se presentan los resultados para el intervalo de profundidad $[0, 40)$ km.

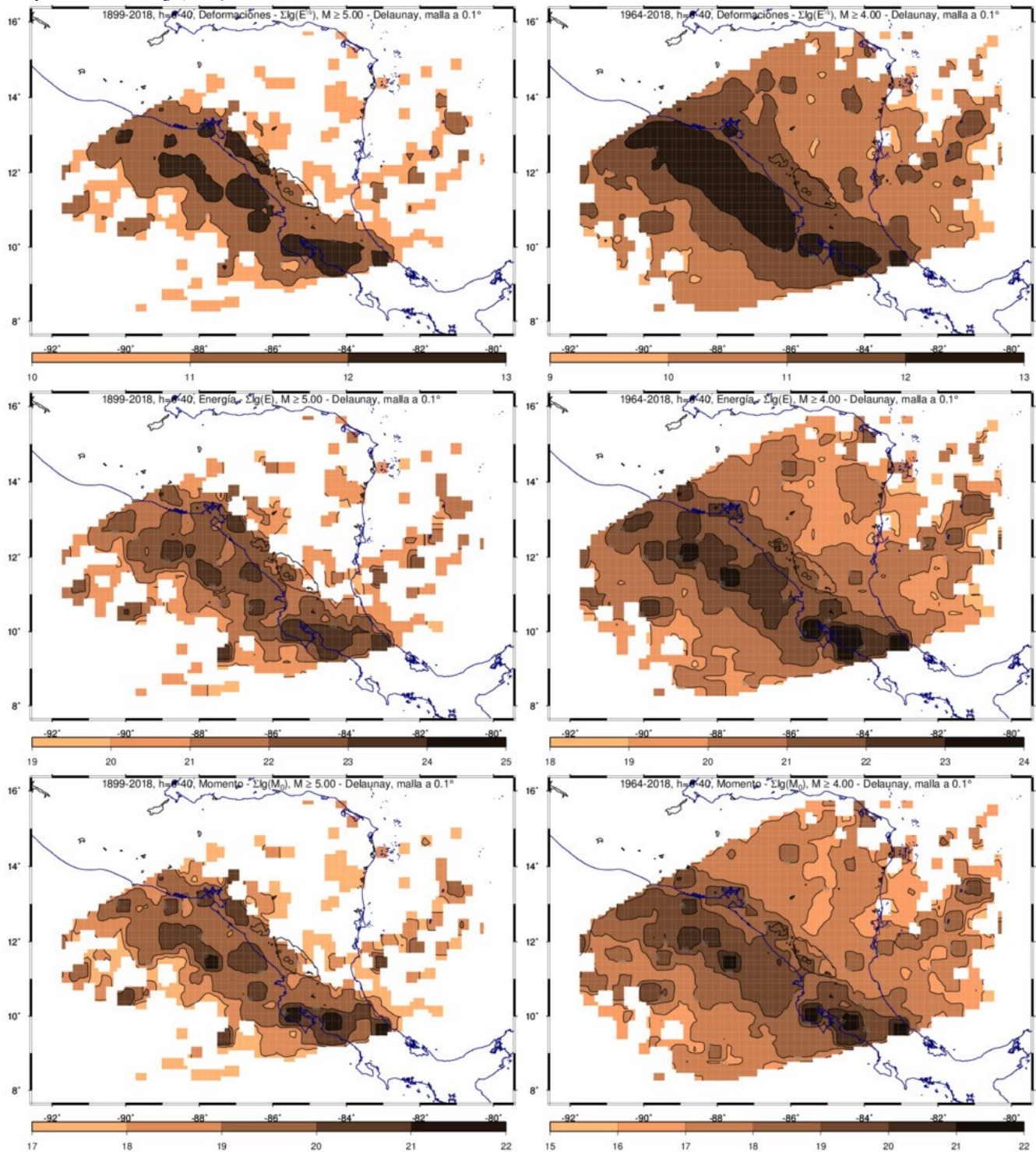


Fig. 3.8. Gráficos de liberación de deformaciones (arriba), energía (centro) y momento sísmico (abajo) en el intervalo de profundidad $[0, 40)$ km. Los de la izquierda corresponden a una selección desde 1899 con $M \geq 5$, mientras que los de la derecha corresponden a una selección desde 1964 con $M \geq 4$.

Hay dos factores a señalar. El primero es que de las 3 variantes de representación (energía, deformaciones y momento sísmico) la de deformaciones presenta las isolíneas más suavizadas, y el segundo es que la inclusión de eventos de más baja energía (M entre 4 y 5), aunque se disminuya el intervalo de tiempo usado (comienzo en 1964 en lugar de 1899), permite delinear mejor las zonas fuente. Para el intervalo de profundidad [40, 110) km se observan las mismas características (ver gráficos en el Anexo 4, Fig. A4.6).

4) Introducción a la sismotectónica de Nicaragua

4.1) Tectónica de placas en Nicaragua

Nicaragua está en la placa del Caribe, bajo la que subduce la placa de Cocos. La interacción geodinámica entre estas placas determina sus principales características sismotectónicas. En menor medida, también influyen las placa Norteamericana y la Microplaca de Panamá (Fig. 4.1). La velocidad de convergencia de la placa de Cocos con respecto a la del Caribe en la zona de Nicaragua se encuentra, según diferentes autores entre 65-85 mm/año en una dirección aproximada NE-SW; pero a su vez, la placa del Caribe se mueve hacia el este con una velocidad de aproximadamente 20 mm/año. Las interacciones y la transmisión de esfuerzos son los responsables de las deformaciones y la actividad sísmica y volcánica. Esto ha contribuido a la configuración del relieve, como en el caso de la depresión detrás del denominado “*back-arc*”, que es característica del tipo de subducción “Marianas” (Uyeda y Kanamori, 1979, Uyeda 1983). El proceso de subducción se caracteriza por la combinación de diferentes estructuras y otros fenómenos como una fosa profunda, una abrupta zona de Benioff y terremotos de magnitudes bajas. Las características y condiciones de Nicaragua no son exactamente las que corresponden al tipo de subducción antes mencionado. Aquí la velocidad de la placa que se separa es mucho menor y los volcanes activos no se generan en el “*back-arc*”, sino en la depresión. Esto explica que las magnitudes máximas de los terremotos registrados en Nicaragua, sean menores que las determinadas en el otro tipo de subducción (tipo “Chilena”). Por otra parte, Uyeda (1983), aunque no menciona a Nicaragua, usa este esquema para explicar las diferencias entre la subducción en México y Guatemala. Se confirma que la diferencia se acentúa hacia Nicaragua ISC (2020b).

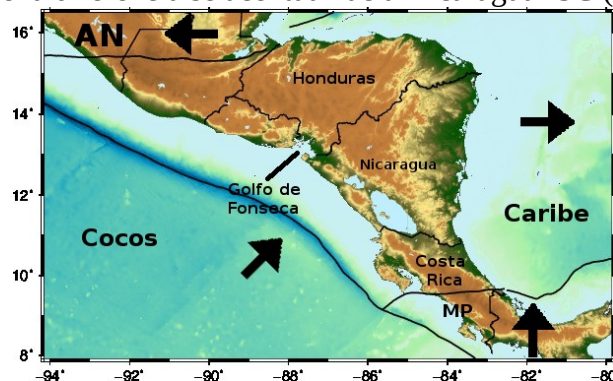


Fig. 4.1. Posición de Nicaragua en el marco geodinámico contemporáneo. Se indican las placas de Cocos y Norteamericana (AN), y las microplacas Caribe y Panamá (MP); también están sus sentidos de movimiento relativo (con flechas negras). Los límites de placas (líneas negras gruesas) son tomados del “Plate Project” de la Universidad de Texas (Bird, 2003)

La forma de la Depresión de Nicaragua es de cuña asimétrica, con menor ancho hacia el Golfo de Fonseca y mayor hacia la frontera con Costa Rica. Esta diferencia morfométrica y morfológica se explica por la acción de los movimientos neotectónicos y recientes. Los movimientos de la placa de Cocos tienen una marcada dirección SW-NE frente a Nicaragua (correspondiente a una corteza oceánica generada en ella, Cresta del Pacífico Este) y se modifican al SSW-NNE en la parte al sur de Costa Rica-Panamá (corteza oceánica generada en el Centro de Generación de Cocos-Nazca) (Fig. 4.2). Este último proceso favorece la compresión desde el sur, producto del desplazamiento hacia el norte de la Microplaca de Panamá y que resulta en una mayor apertura de la Depresión de Nicaragua. En la parte de Costa Rica, donde finaliza esta microplaca, se observan fallas con desplazamiento vertical, y predominantemente de tipo inverso (Montero, 2001).

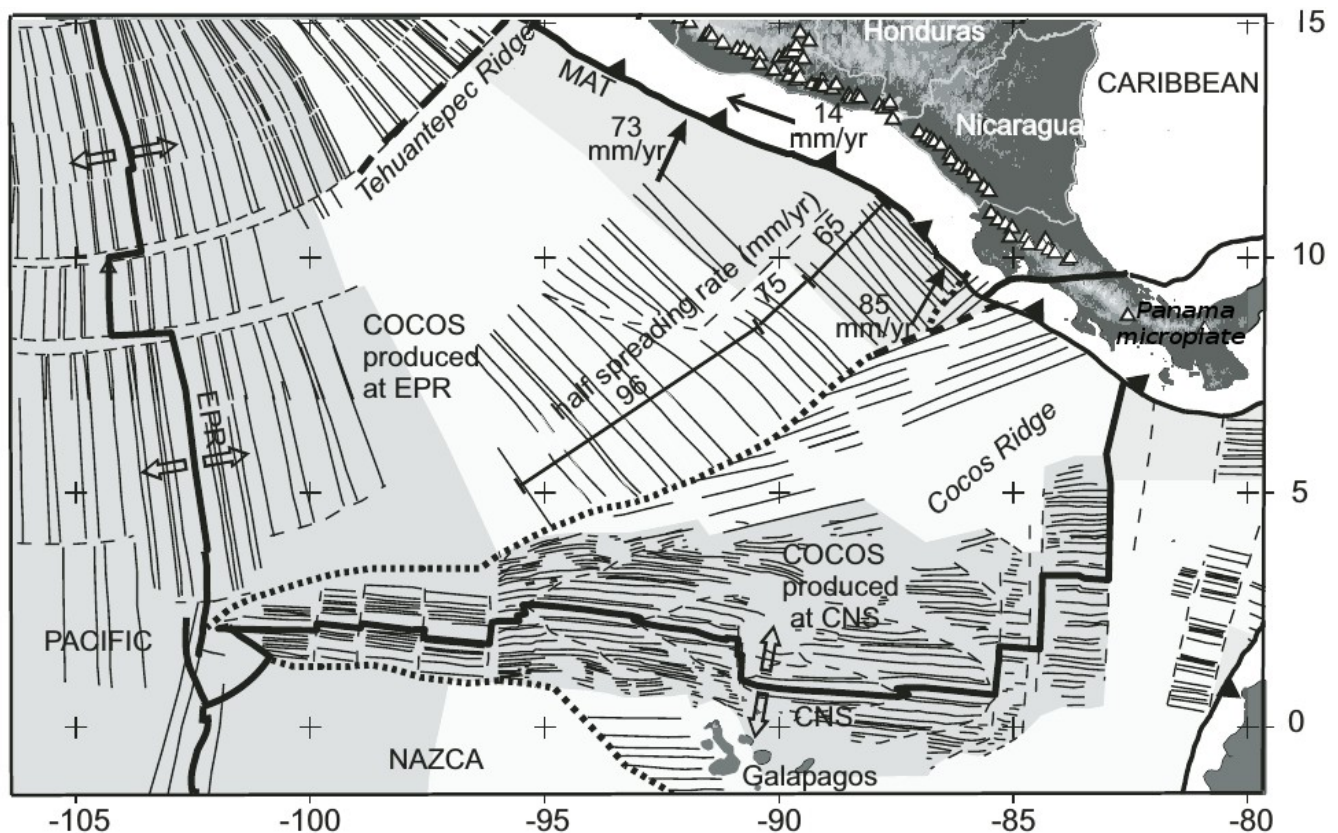


Fig. 4.2. Se muestran las fuentes de generación de corteza en la placa de Cocos, cuya subducción oblicua bajo la del Caribe, junto con el movimiento al este de esta última, son los que conforman el neoplano Nicaragua. También se ilustra el proceso geodinámico, al sur de Costa Rica-Panamá, y que a juicio del autor crea un estado de fuerzas compresivas que facilita una apertura mayor de la Depresión de Nicaragua en su extremo sureste con relación a su extremo noroeste (modificado de Mann *et al.*, 2009)

Otro aspecto se ha revelado a partir de las mediciones geodésicas (con GPS) realizadas desde hace más de 30 años. Se ha determinado que en América Central la cuña de ante-arco (*"fore-arc sliver"*) se desplaza al NW con velocidad 11-17 mm/año entre Costa Rica y Guatemala (Kobayashi *et al.*, 2014) (Fig. 4.3). Desde el Golfo de Fonseca hasta Guatemala el movimiento se distribuye entre varias fallas paralelas a la costa con un mecanismo de tipo transcurrente diestro. En Nicaragua el movimiento se realiza dentro de la Depresión de Nicaragua con fallas NE-SW y desplazamiento transcurrente siniestro. LaFemina *et al.* (2002) explican ese movimiento con un modelo que denominan de "librero" (*"bookshelf faulting"*), con bloques que se desplazan y a la vez giran con movimiento rotatorio a favor de reloj (Fig. 4.4).

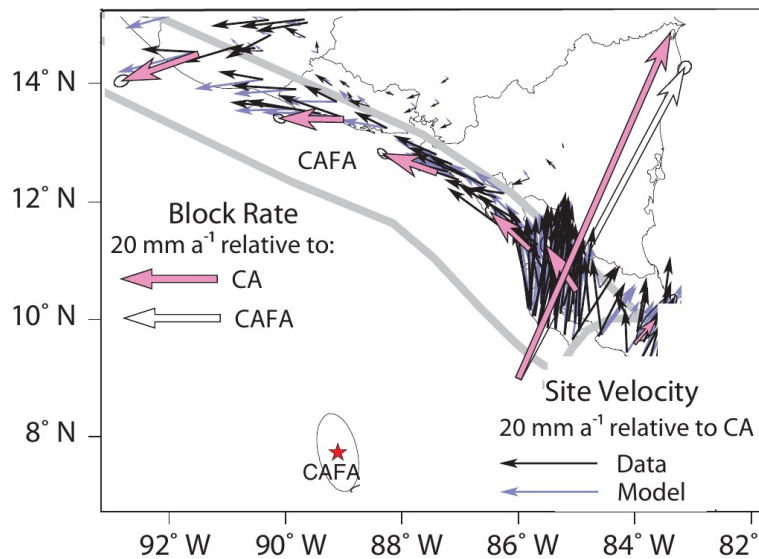


Fig. 4.3. Movimientos de la corteza determinados por GPS. Aparecen los resultados de las mediciones así como de la modelación. Se consideran dos centros de rotación: CAFA [vector de Euler (-89.10° , 7.74°)], que se representa en el mapa, y CA, donde según DeMetz *et al.*, (2010) el desplazamiento Cocos-Caribe se calcula con centro en (-121.4° , 21°). Modificado de Kobayashi *et al.* (2014).

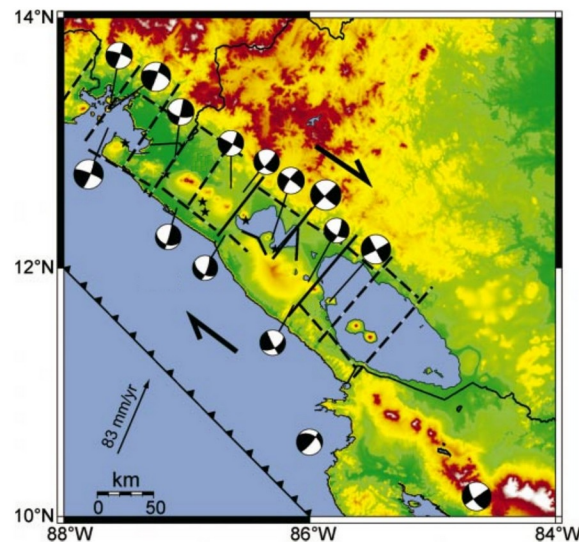


Fig. 4.4. Propuesta de LaFemina *et al.* (2002) del modelo tipo “bookshelf” para la geodinámica de la Depresión de Nicaragua. Los lugares de ocurrencia de terremotos fuertes, con corrimiento por el rumbo a la izquierda delimitan una serie de bloques que rotan a favor de las manecillas del reloj, acomodando así el desplazamiento del “forearc” hacia el NW.

Posterior a la publicación de ese trabajo, se mantuvo la ocurrencia de terremotos fuertes en la Depresión de Nicaragua (2005, 2014, 2015, 2016). Estos eventos además de llenar los vacíos del mapa de epicentros (Fig. 4.5) demostraron las limitaciones del modelo de bloques rotatorios. Ese mismo proceso, Alvarez *et al.* (2018) lo interpretaron con un mecanismo diferente. En este caso se usa el tipo “juego de naipes”, donde hay un amplio conjunto de fallas paralelas, con dirección NE-SW, que se deslizan sucesivamente, para acomodar el desplazamiento relativo del ante-arco (“fore-arc”) respecto al tras-arco (“back-arc”), y sin la ocurrencia de eventos fuertes del tipo transcurrente derecho entre las

fronteras de ambos con la Depresión de Nicaragua (Fig. 4.6). Así se sostiene que ocurre una rotación de los esfuerzos compresivos que se modifican de verticales, en los extremos de las fallas, a horizontales en el centro; mientras que los esfuerzos extensionales se mantienen orientados en la dirección E-W.

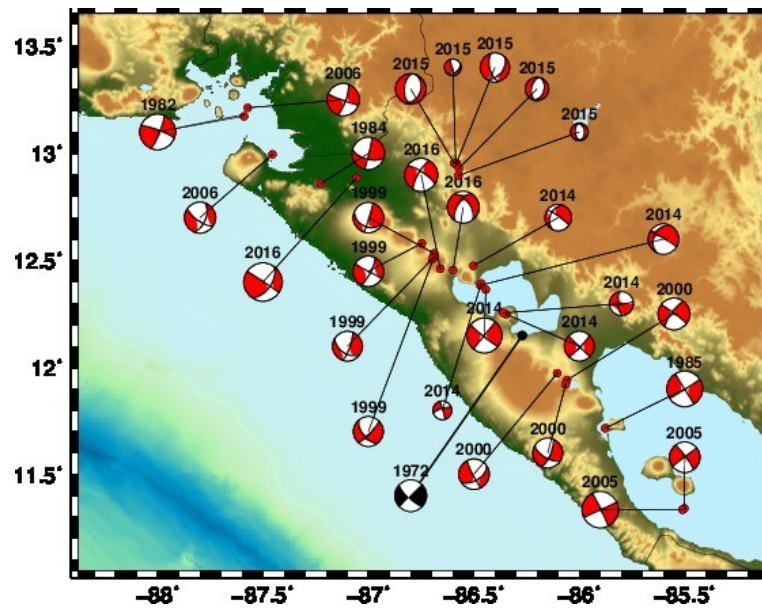


Fig. 4.5. Tensores de momento y mejor solución por doble par de fuerzas para los terremotos ocurridos en la Depresión de Nicaragua 1984-2016. Los datos son del CGMT (2020) y de Alvarez *et al.* (2019). Se añade el mecanismo focal (en negro) del terremoto de Managua de 1972 (Algermissen *et al.*, 1974).

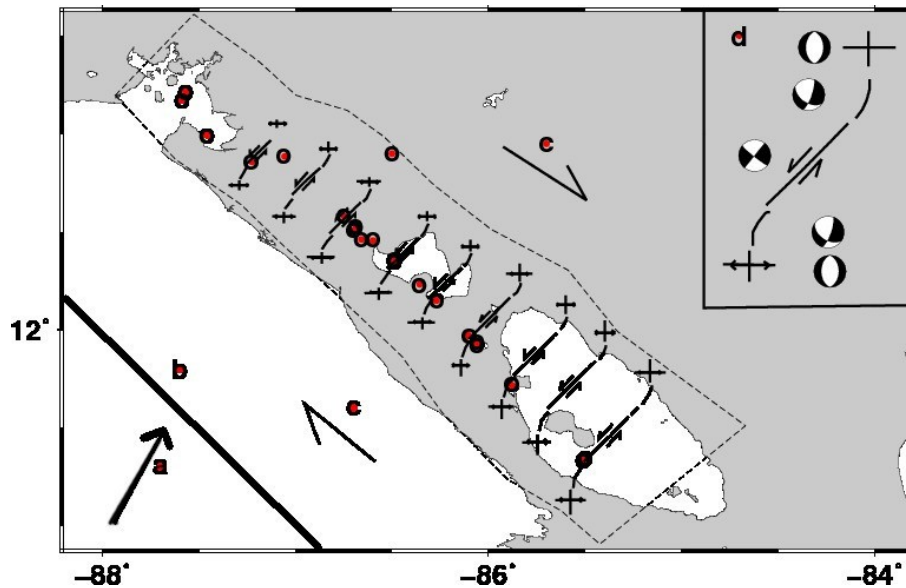


Fig. 4.6. Modelo sismotectónico para la Depresión de Nicaragua de Alvarez *et al.* (2018). (a) Dirección de la subducción inclinada; (b) frontera entre las placas; (c) movimiento relativo del “forearc sliver”; (d) movimiento en las fallas tipo corrimiento por el rumbo siniestro en su centro, orientado NE-SW, a continuación un movimiento intermedio entre transcurrente y normal en segmentos que rotan al N-S, y finalmente, fallamiento normal en los extremos (se muestran solo las fallas asociadas a los terremotos de la Fig. 4.5).

4.2) El bloque Chortis

En la parte continental de América Central coinciden dos grandes bloques, Chortis y Chorotega, ambos con distinta estratigrafía, edad y naturaleza del basamento, y que se encuentran a la altura de Nicaragua. Después del trabajo de Venable (1994), que definió el Bloque Siuna como parte del Bloque Chortis, pero con características que lo distinguen del resto del bloque, se considera que toda Nicaragua pertenece a dicho bloque. El límite entre los Bloques de Chortis y Chorotega no está bien definido y consecuentemente hay varias interpretaciones (Linkimer *et al.*, 2014). Entre ellas prevalece que el límite se extiende al Caribe con el denominado Escarpe de Hess (Fig. 4.7). Por otra parte, según Mann (2007), en Nicaragua hay tres unidades diferentes del Bloque Chortis (Bloque Este, Bloque Siuna y Bloque Sur). Éste engloba al acuífero del antearco (*forearc sliver*) y a la Depresión de Nicaragua. El Bloque Este abarca parte de los territorios de Nicaragua Norte y Honduras Sur. Los Bloques Este y Siuna se continúan en el Caribe con la Cresta de Nicaragua (Fig. 4.8).

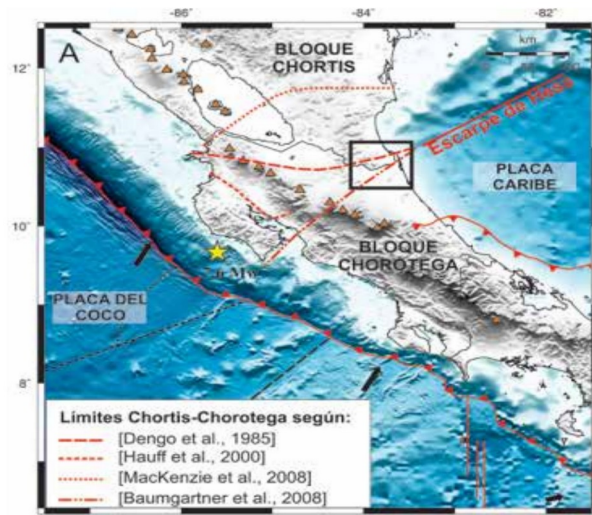


Fig. 4.7. Posición del límite de los Bloques Chortis y Chorotega y del Escarpe de Hess (tomado de Linkimer *et al.*, 2019).

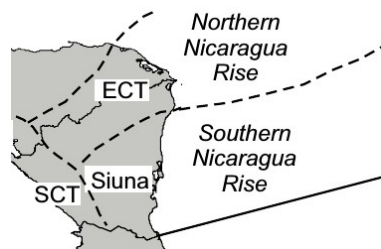


Fig. 4.8. El Bloque Chortis en Nicaragua (modificado de Mann (2007)), donde: ECT= Bloque Este, SCT= Bloque Sur, Siuna= Bloque Siuna.

4.3) Estructura de la corteza de Nicaragua

En un trabajo de prospección sísmica, realizado por Whalter *et al.* (2000) se trazó un perfil perpendicular a la costa, desde la placa de Cocos hasta algo después de la Depresión de Nicaragua, a la altura del volcán Momotombo. La prospección se realizó en dos partes, una marina y otra en tierra, que luego se unieron para la composición de un solo perfil (Fig. 4.9 y 4.10). En el perfil se identifican, muy bien, la diferenciación de la cuña del ante-arco, la depresión de Nicaragua y el trans-arco (Bloque Chortis). La profundidad de penetración del estudio fue diferente. En la parte marina se limitó hasta la

base de la corteza oceánica de la placa de Cocos (10-15 km), para la cuña de ante-arco la profundidad aumenta significativamente hasta un máximo de 42 km en la línea de costa; luego disminuye gradualmente hasta 17 km al final de la Depresión de Nicaragua. Al final del perfil, en la parte tras-arco la profundidad de penetración disminuye a 5 km.

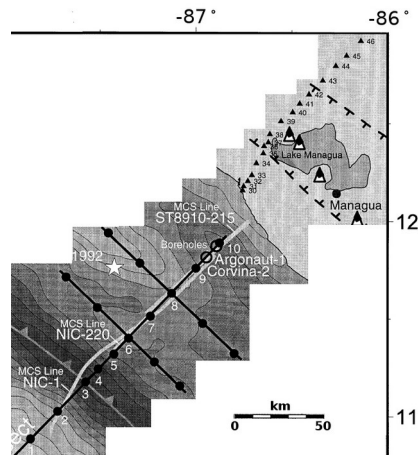


Fig. 4.9. Localización de los trabajos de prospección sísmica que permitieron confeccionar el perfil de la estructura (modificado de Whalter *et al.* (2000)). Se eliminó toda la información auxiliar posible para dejar solo la que indica los trabajos realizados. Las líneas discontinuas en forma de “T” marcan los límites que esos autores consideran para la Depresión de Nicaragua.

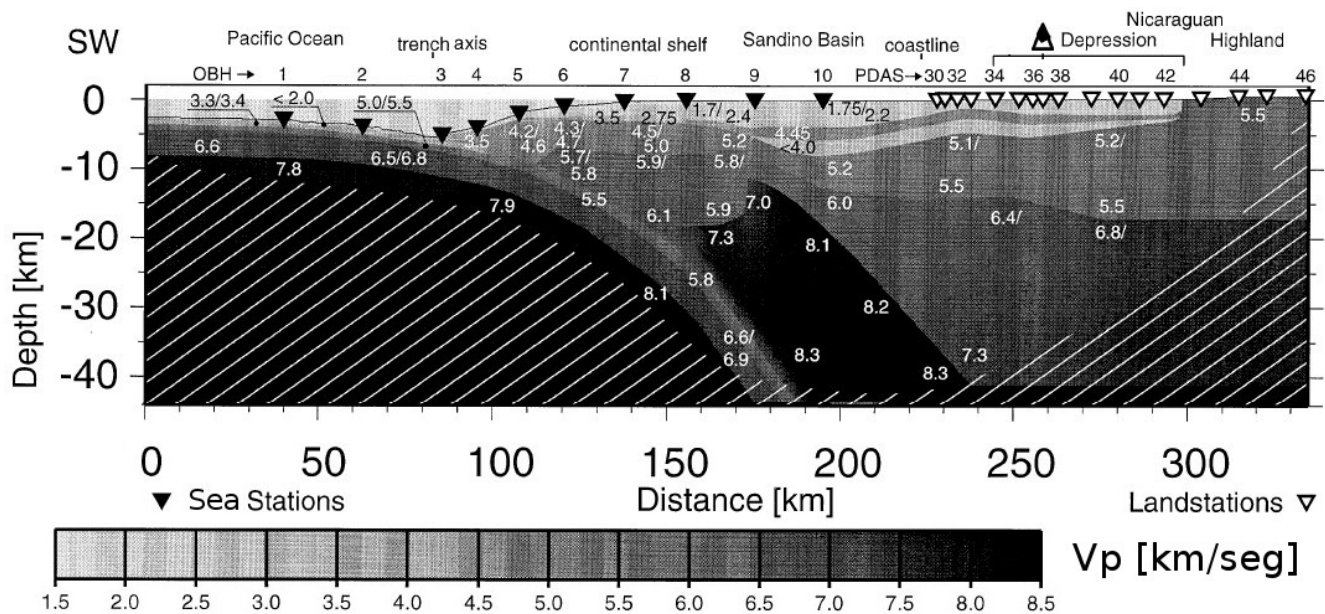


Fig. 4.10. Perfil de velocidades (modificado de Whalter *et al.* (2000)). Se amplió hasta el punto 34 la extensión de la Depresión de Nicaragua (en el original comenzaba en el 36). Observar que la profundidad de penetración es variable (la zona rayada en blanco no fue cubierta por las observaciones).

Usando los materiales del análisis de la dispersión de ondas superficiales para la región de Centroamérica del trabajo de González *et al.* (2012), Moreno *et al.* (2014) realizaron la inversión no-lineal de la curva de dispersión correspondiente a la celda con centro en los 86° longitud Oeste y los 12°

latitud Norte. Del proceso de inversión se obtuvieron 11 modelos para la zona. Ellos fueron utilizados como modelos iniciales en una inversión lineal con funciones receptoras (máximo 3), calculadas para terremotos registrados en las estaciones de CRIN, MGAN, MATN y SIUN de la red nicaragüense. Esto permitió tener una primera aproximación a lo que podrían ser modelos unidimensionales de la corteza y el manto superior debajo de estas estaciones. Los resultados para cada una de ellas de los primeros 50 km de profundidad están en la Fig. 4.11.

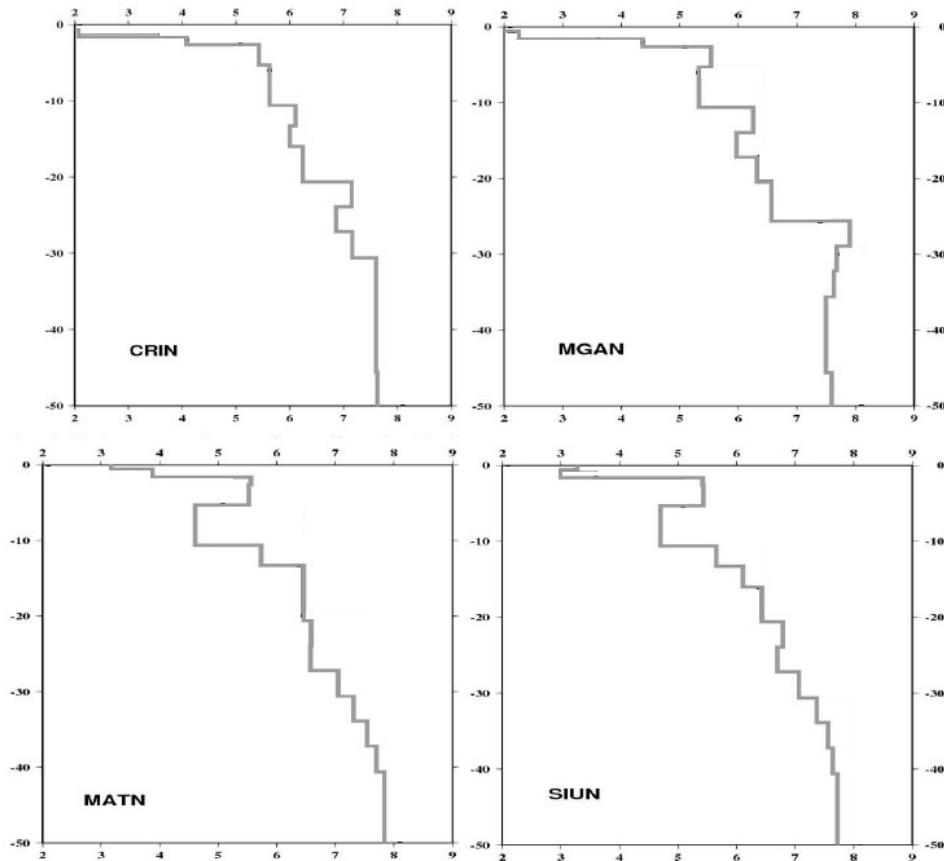


Fig. 4.11. Estructura de la corteza y del manto superior, bajo cuatro estaciones de la red nicaragüense, determinadas mediante inversión de formas de onda usando el método de las funciones receptoras (modificado de Moreno *et al.* (2014)).

Las estaciones CRIN (volcán San Cristóbal) y MGAN (Managua) se encuentran en la Depresión de Nicaragua, mientras que las MATN (Matagalpa) y SIUN (Siuna) se encuentran en el Bloque de Chortis. Como se ve de la figura, las velocidades de onda P máximas determinadas para lo que se puede considerar el manto superior oscilan de 7.6-7.8. Para el caso del Bloque Chortis se alcanzan a unos 40 km de profundidad, mientras que para la Depresión de Nicaragua son de unos 30 km de profundidad. En este último caso se nota la presencia de canales de baja velocidad situados a profundidades diversas, pero como con el método utilizado se obtiene un perfil 1D puntual de velocidades, esos canales pueden estar asociados a las condiciones locales del vulcanismo presentes en él. De González *et al.* (2012) se obtiene, para la zona del Caribe nicaragüense, que la profundidad de la corteza es de unos 25 km, mientras que para la frontera terrestre Costa Rica-Nicaragua esa profundidad es de unos 30 km.

4.4) El fallamiento superficial

En Nicaragua no existen estudios de fallamiento profundo. Todo lo que se conoce, con mayor o menor detalle es de carácter superficial. La zona con mayor grado de estudio es el Graben de Managua (Cowan *et al.* (2000), INETER (2015)). A nivel nacional hay dos estudios, ambos realizados con fines mineros (Lilljequist y Hodgson (1983); INETER (1998)). El primero se refiere a la actividad volcánica Terciaria y su influencia en la formación de menas mineras. Éste es un estudio extenso que presenta interpretación de imágenes satelitales y de radar. Finalmente, para la zona de la Depresión de Nicaragua, van Wyk de Vries (1993) señala la existencia de estudios detallados del fallamiento superficial en zonas limitadas (La Pelona, La Paz Centro y Ochomogo). En la Fig. 4.12 está un mapa con la información de fallamiento superficial. Esta información de fallamiento superficial ha sido ampliamente usada por Segura (2019) para analizar la ocurrencia de eventos de baja energía.

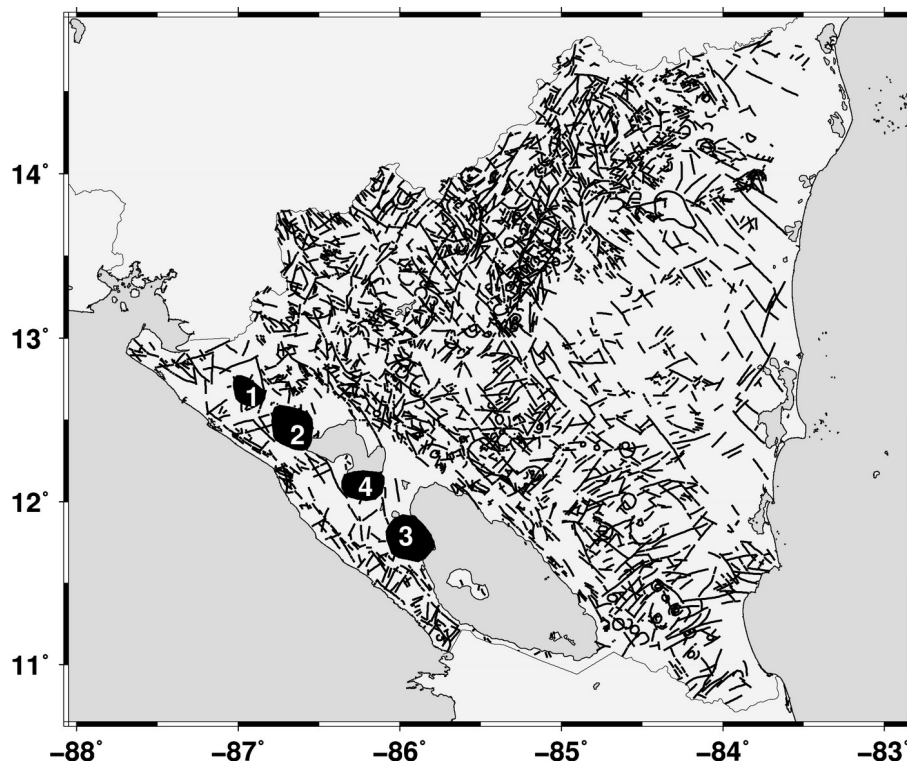


Fig. 4.12. Mapa geológico-minero (INETER, 1995) y zonas donde se han hecho estudios detallados de fallamiento superficial (área en negro con número en blanco): 1= La Pelona, 2= La Paz Centro, 3= Ochomogo, 4= Managua (tomado de Alvarez *et al.* (2019)).

4.5) Tensores de momento y mecanismo focal

La introducción de la determinación del centroide - tensor de momento (CMT) en la práctica sismológica (Dziewonski *et al.*, 1981) permitió contar con una herramienta poderosa para el análisis geodinámico. El proyecto Global CMT (Ekström *et al.*, 2012) mantiene en línea una base de datos de determinaciones del CMT, que abarca desde 1962, y con más regularidad desde 1976 hasta la fecha (máximo de seis meses de demora). Estos CMT se determinan regularmente para terremotos con $M_w > 5.5$, aunque para algunas regiones el umbral baja hasta $M_w = 5$ y menores. En este trabajo se hizo una selección de las soluciones existentes (componentes del tensor de momento y orientación de los planos correspondientes al mejor doble par de fuerzas) para los tres intervalos de profundidad que se han estudiado en los capítulos anteriores [0, 40), [40, 110) y [110, 250) km. Se confeccionaron cuatro

tipos de mapas, el clásico con las “pelotas de playa”, los de orientación de los ejes P y T del mejor doble par, y un último con % de solución correspondiente al dipolo vectorial lineal compensado (CLVD) [este cálculo se realizó el programa “mopad” (Krieger y Heimann, 2012)]. En la Fig. 4.13 se presentan los resultados obtenidos para el intervalo de profundidad [0, 40) km.

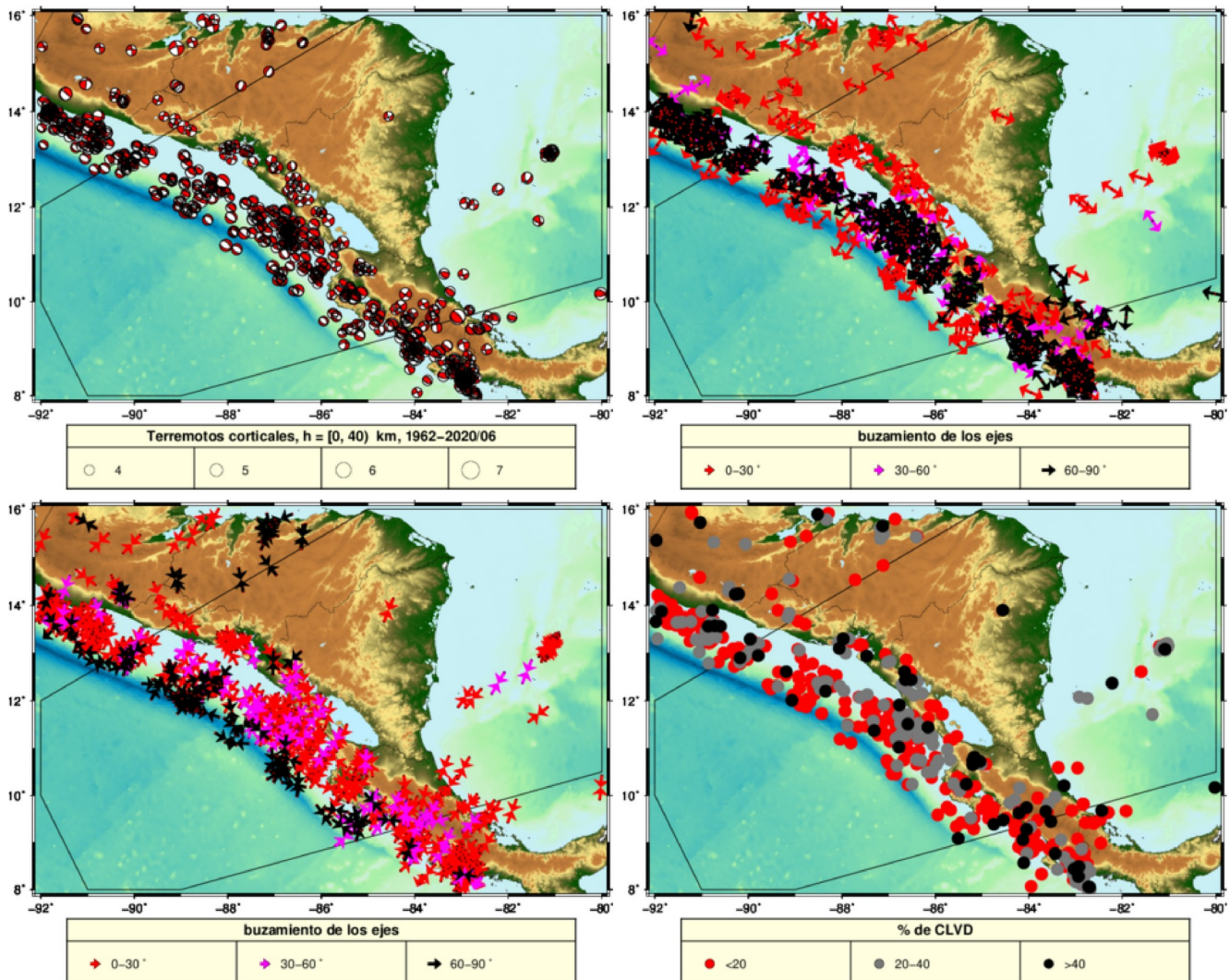


Fig. 4.13. Tensores de momento de terremotos superficiales en Nicaragua [0, 40) km. La línea continua indica el área de estudio de este proyecto. Mapas: superior izquierdo = tensores de momento, superior derecho = orientación de los ejes de tensión, inferior izquierdo = orientación de los ejes de compresión; inferior derecho = % de CLVD en las soluciones.

En la Fig. 4.13 resultan evidentes varios aspectos:

- ✓ en la placa Cocos, antes del contacto con la del Caribe, no hay terremotos fuertes
- ✓ la zona de la cuña de acreción del ante-arco se caracteriza por mecanismos inversos de los terremotos, con ejes de distensión que varían de horizontales a verticales según avanza hacia el continente, mientras que los ejes de compresión manifiestan un comportamiento contrario, lo que indica muy bien la curvatura pronunciada de la placa que subduce
- ✓ la Depresión de Nicaragua se caracteriza por eventos transcurrentes (anteriormente discutido)
- ✓ en el Bloque Chortis, parte continental, es insignificante la generación de eventos fuertes

- ✓ en la parte del Caribe, frente a las costas de Nicaragua, hay poca actividad, que se concentra en Escarpe de Hess y se asocia con movimientos transcurrentes
- ✓ en la zona de Costa Rica, donde el contacto en los Bloques Chorotega y Chortis, hay una actividad predominante con movimientos transcurrentes, aunque con presencia de casos normal e inverso.
- ✓ se observa una importante cantidad de valores elevados del % CLVD, indicador de la complejidad de las fuentes

En la Fig. 4.14 se presenta el caso correspondiente al intervalo de profundidad [40, 110) km. En la misma se observan algunas características distintivas:

- ✓ no hay terremotos fuertes fuera de una franja estrecha que corresponde a la subducción, los pocos terremotos intermedios que están en el catálogo en las zonas del Bloque Chortis y el Caribe, deben tener valores erróneos de la profundidad
- ✓ los ejes P y T tienen un buzamiento preferente de 30°-60°, indicativo de la orientación casi vertical de la placa que subduce, tal como se señaló antes
- ✓ aumenta la proporción de casos con valores altos del % de CLVD

En el último intervalo de profundidad [110, 250) km se observa lo mismo que en el anterior. La figura correspondiente está en el Anexo 4 (Fig. A4.7).

4.6) Principales unidades sismotectónicas de Nicaragua

La primera división que se puede hacer es en dos grandes zonas. La primera corresponde a la placa de Cocos y su interacción en la profundidad con la Microplaca Caribe. Ésta es la correspondiente a los terremotos de subducción, los más frecuentes. Según se vio en los capítulos 2 y 3, los terremotos ocurren en ella hasta una profundidad de unos 250 km y la zona de subducción es sumamente abrupta. La segunda es la correspondiente a la parte continental cortical de Nicaragua y su prolongación hacia el Caribe nicaragüense.

La parte continental cortical de Nicaragua presenta tres zonas bien definidas: la cuña de acreción (*fore-arc sliver*) que se desplaza hacia el NW, caracterizada por una alta sismicidad somera, la depresión de Nicaragua, también de eventos someros con una geodinámica compleja, y el tras-arco (Bloques Chortis Este y Siuna) que se extiende hacia la costa del Caribe y continúa en el Caribe nicaragüense. Se pueden enumerar las siguientes unidades:

Placa Cocos hasta la fosa Mesoamericana = sismicidad relativamente baja, donde no ocurren terremotos fuertes. La corteza es de 8-10 km

Cuña de acreción del ante-arco = (desde la Fosa Mesoamericana hasta 2-5 km después de la costa)= zona muy compleja y lugar donde ocurren los terremotos más fuertes, relacionados con el inicio de la subducción de la placa Cocos bajo la Microplaca Caribe. Terremotos con mecanismo inverso, profundidad de corteza desde 15 km (antes del inicio de la subducción) hasta unos 30 km (pasando la losa que subduce).

Losa que subduce = tiene una orientación cercana a la vertical, no hay una definición confiable de su profundidad. Los terremotos ocurren con cierta regularidad hasta los 250 km de profundidad; hay escasas determinaciones con profundidades mayores que pudieran ser erróneas. Mecanismos inversos con ejes P y T buzando alrededor de 45°. Magnitudes máximas menores que en la cuña de acreción del ante-arco.

Depresión de Nicaragua = región de unos 50-70 km de ancho caracterizada por volcanes y eventos transcurrentes siniestros sobre fallas de dirección NE-SW. Existen interpretaciones diferentes sobre un modelo que explique ese fenómeno. Las magnitudes máximas no deben exceder el valor $M_w = 6.5$; profundidad de la corteza de alrededor de 30 km. Comprende la cadena volcánica de Nicaragua y los lagos Cocibolca y Xolotlán.

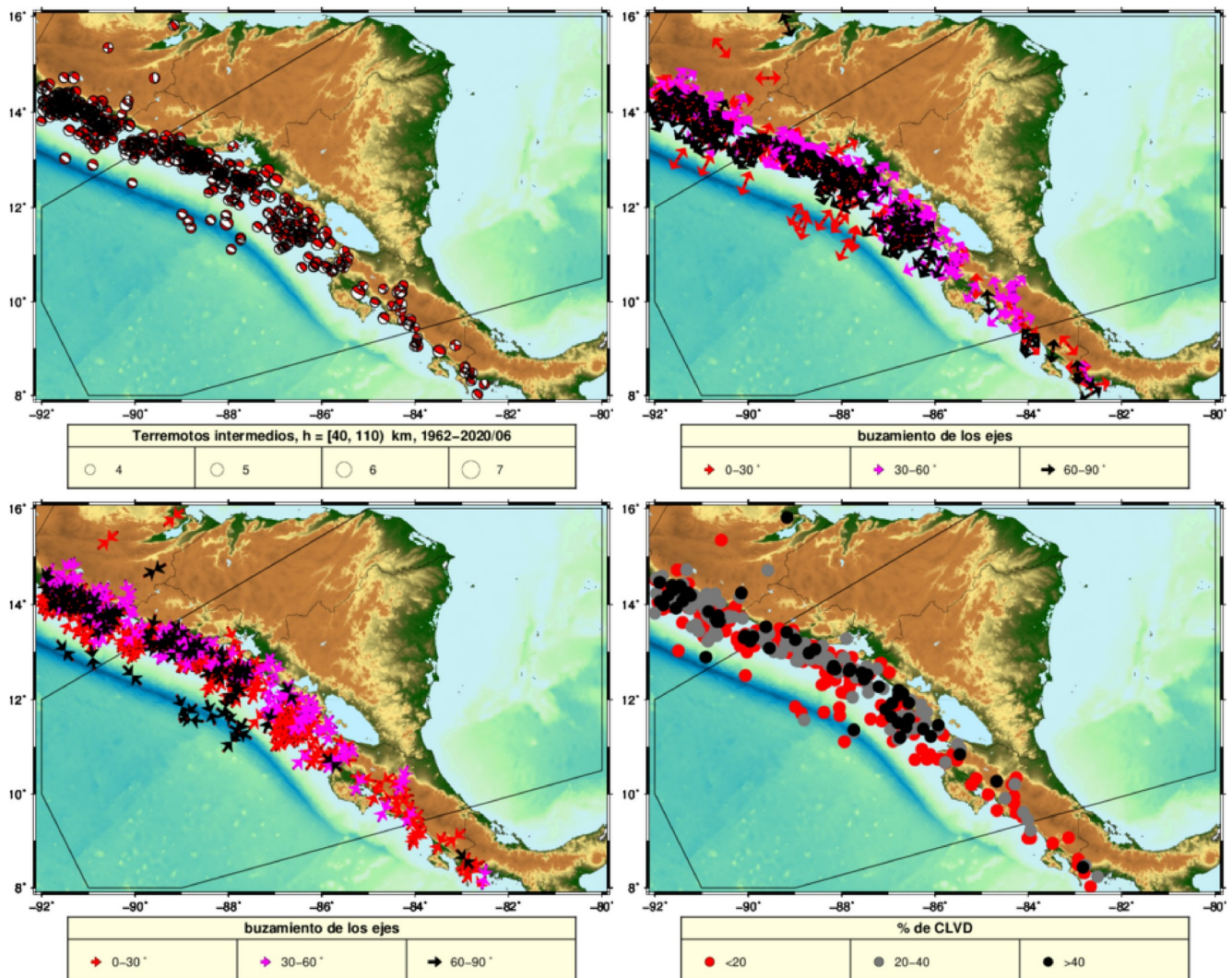


Fig. 4.14. Tensores de momento de terremotos intermedios en Nicaragua. Las líneas negras continuas indican el área de estudio del proyecto. Mapas: superior izquierdo = tensores de momento, superior derecho = orientación de los ejes de tensión, inferior izquierdo = orientación de los ejes de compresión; inferior derecho = % de CLVD en las soluciones.

Bloque Chortis = zona continental estable de Nicaragua, con muy baja sismicidad. Profundidad de la corteza de unos 40 km. Se divide en dos sub-bloques, el Bloque Chortis del Este al norte (que incluye parte de Honduras) y el Bloque Siuna al sur. El fallamiento superficial es mucho mayor en el primero.

Prolongación del Bloque Chortis hacia el Caribe = zona de baja actividad sísmica. Profundidad de la corteza de unos 25 km. Tiene como zona más importante el Escarpe de Hess donde ocurren eventos de magnitud del orden de $M_w = 5.5$, caracterizados por un desplazamiento predominantemente transcurrente.

Zona fronteriza Costa Rica-Nicaragua = corresponde a la frontera entre los Bloques de Chortis y de Chorotega. Eventos bastante frecuentes, de magnitudes no muy altas y movimiento predominantemente transcurrente. Profundidad de la corteza del orden de 30 km.

5) Delimitación de zonas fuente

5.1) Consideraciones generales

La delimitación de zonas fuente se realizó sobre la base de los análisis de sismicidad y sismotectónica desarrollados en los capítulos 3 y 4. Al igual que en esos capítulos, el análisis se desarrolló para 3 intervalos de profundidad: [0, 40), [40, 110) y [110, 250) km. El método utilizado fue:

- Se preparan mapas de epicentros con distintos umbrales de magnitud, haciendo hincapié en los terremotos débiles, pues los fuertes fueron estudiados en la delimitación de las unidades sismotectónicas (Capítulo 4)
- Se buscan en los mapas de epicentros zonas de agrupamiento de terremotos
- Se utilizan los mapas de densidad de epicentros presentados en el Capítulo 3
- Se colectan los ejes trazados en todos los mapas de densidad de epicentros para sub-intervalos de los intervalos de profundidad analizados y se trazan zonas que rodeen a estos conjuntos de ejes alrededor de 10 km de cada borde.
- Se van configurando estas y otras zonas usando los mapas de epicentros y el conocimiento sismotectónico. Algunas son subdivididas en base al comportamiento de la sismicidad
- Se subdividen las unidades sismotectónicas grandes para hacer más eficiente la desagregación posterior por zonas
- se compagina el trazado de las zonas considerando el error de los epicentros y la indeterminación de las características sismotectónicas en buena parte de la región de estudio, para evitar que queden espacios en blanco, evitando así el uso de una sismicidad de fondo (“background”) en el proceso de cálculo

5.2) Intervalo de [0, 40) km

En el capítulo 3 se presentaron diversos mapas de epicentros, densidad de epicentros y liberación de energía, deformaciones y momento sísmico realizados con el catálogo “limpio” de eventos relacionados, con un umbral $M_{\min}$ de 4.25. Estos se complementan con los mapas de epicentros que se presentan en la Fig. 5.1, realizados con el catálogo completo, y donde el umbral $M_{\min}$ baja hasta 3.25, con el objetivo de poder caracterizar las zonas de baja actividad también. Por características del proceso de cálculo con el programa R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019), sobre todo en la posibilidad que ofrece de realizar una desagregación por zonas fuente, no es conveniente delimitar zonas muy grandes, sino que las unidades sismotectónicas discutidas en el capítulo 4 se subdividen en otras más pequeñas que presenten un comportamiento cuasi-homogéneo de la sismicidad.

La unidad que denominamos placa Cocos en el Capítulo 4, debido a la distancia a que se encuentra de la costa no es objeto de una subdivisión muy detallada. Se fijan solo 2 zonas, una correspondiente a la parte más alejada y otra correspondiente al tramo que limita con la fosa mesoamericana. La unidad de subducción superficial, que es la más activa de todas las zonas se divide en 5 sub-zonas seguida de una franja a lo largo de la costa que es como la transición de esta zona a la cadena volcánica. La cadena volcánica a su vez se divide en 6 zonas pequeñas seguida de una franja larga que corresponde a una transición hacia el bloque de Chortis. Este bloque se divide en dos zonas, una al norte y otra al sur, que corresponden aproximadamente a los sub-bloques Este y Siuna. discutidos en el Capítulo 4. La zona de Costa Rica se divide en 3 bloques. En el Caribe, en lugar de hacer una zona independiente para el escarpe de Hess se decidió, dada su baja sismicidad, dividirla en dos en función de su cercanía a la costa. En la Fig. 5.2 se presenta el mapa de zonas para este intervalo de profundidad. Debe señalarse que si se desea hacer un estimado más confiable de la amenaza sísmica para las Islas del Maíz, es necesario volver sobre la forma de zonificar esta región.

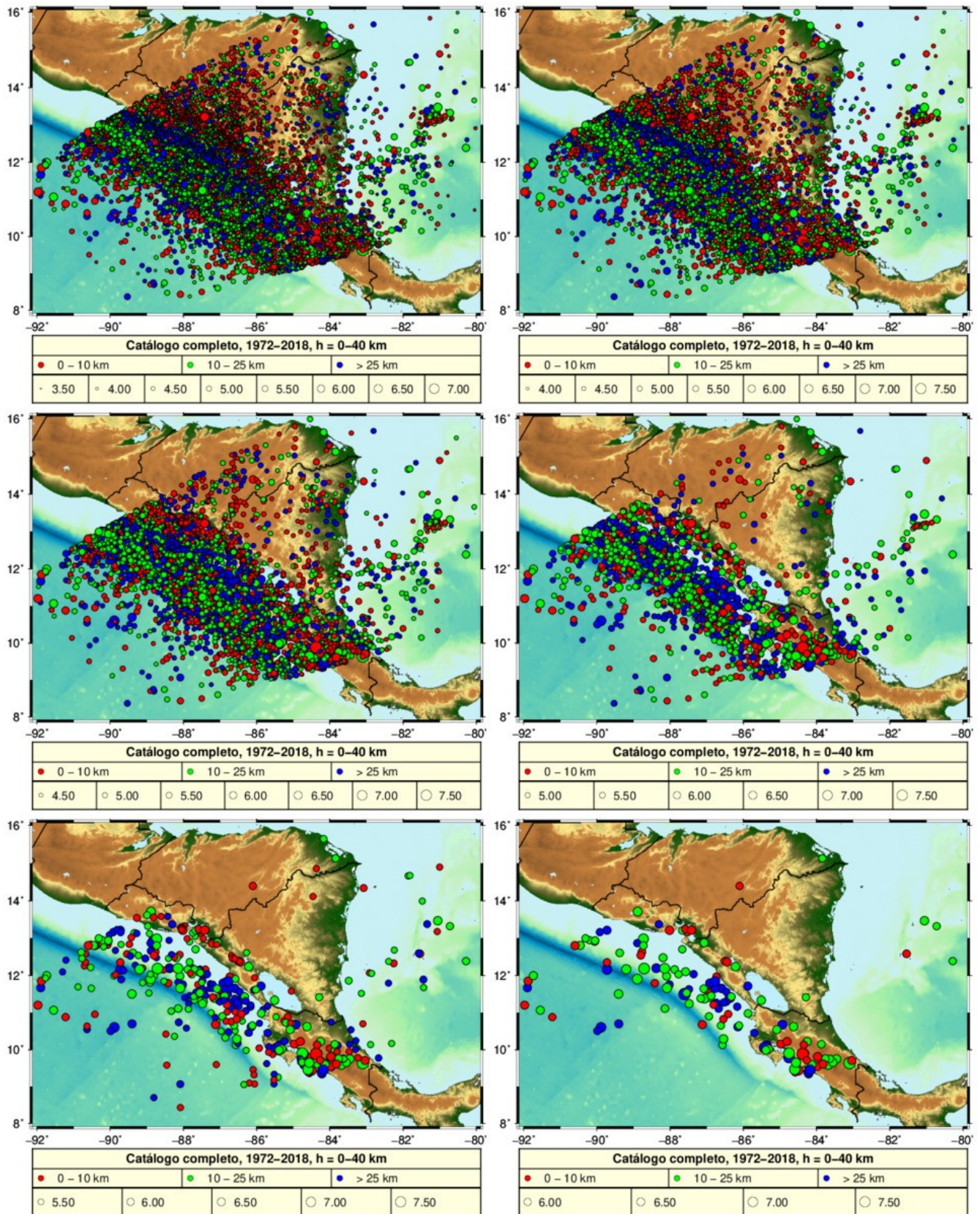


Fig. 5.1. Epicentros de terremotos corticales para el período 1972-2018, cuando incrementó sensiblemente la capacidad de detección de las redes locales.

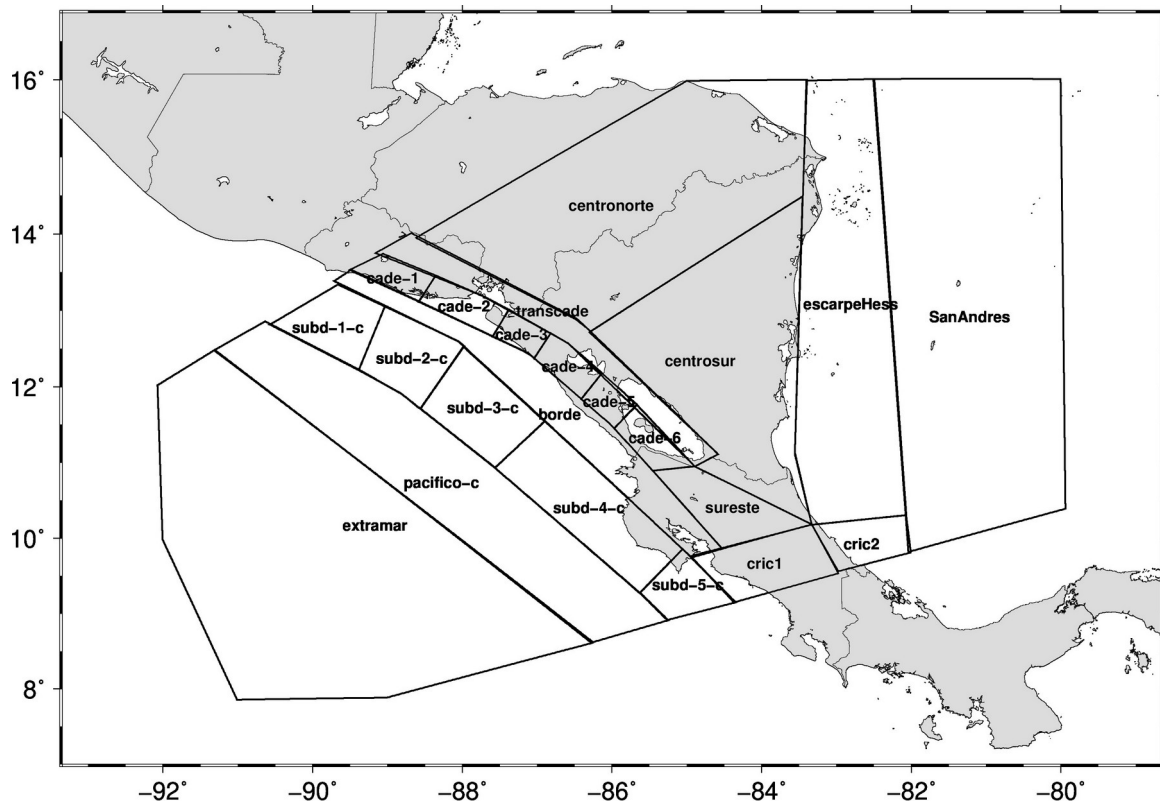


Fig. 5.2. Zonas fuente para el intervalo de profundidad [0, 40) km

5.3) Intervalo de [40, 110) km

Aquí se procedió de la misma forma que en el intervalo de profundidades anterior. En el análisis sismotectónico del capítulo 4 se identificó una sola unidad sismotectónica, correspondiente a la subducción intermedia. De acuerdo a los perfiles de terremotos en profundidad presentados en el capítulo 3 (Fig. 3.4 y 3.5) esta zona se caracteriza por ser más ancha en los 40 km y luego, según se va haciendo más cercana a la vertical la subducción, va disminuyendo su ancho. En la Fig. 5.3 se muestran los mapas de epicentros confeccionados para diferentes umbrales de M_{min} . Esta unidad se va a dividir en una parte central que concentra el máximo de actividad y dos franjas adyacentes, que se pueden llamar de transición, hasta que disminuye a 0 la actividad. La parte central se divide en 5 subzonas para facilitar la desagregación posterior de la amenaza sísmica por zonas. Las franjas adyacentes se dividen en dos subzonas cada una, para tratar de forma diferente la sismicidad en la zona fronteriza con Costa Rica. También se delimitan dos zonas muy grandes, una hacia el Pacífico y otra hasta el Caribe, que responden por la sismicidad “de fondo” que queda en el catálogo, que como se discutió en el capítulo 4, hay una gran probabilidad de que corresponda a determinaciones erróneas de profundidad. En la Fig. 5.4 se presenta el mapa correspondiente a este intervalo de profundidad.

5.4) Intervalo de [110, 250) km

En este intervalo es más acusada la concentración de la actividad hacia la posición de la placa que subduce. Se sigue el mismo proceso que en el intervalo anterior, y la subdivisión es igual en número de zonas que en ese caso, excepto en la región fronteriza de Costa Rica donde se delimita una zona menos. En la Fig. 5.5 se muestra el mapa de las zonas fuente

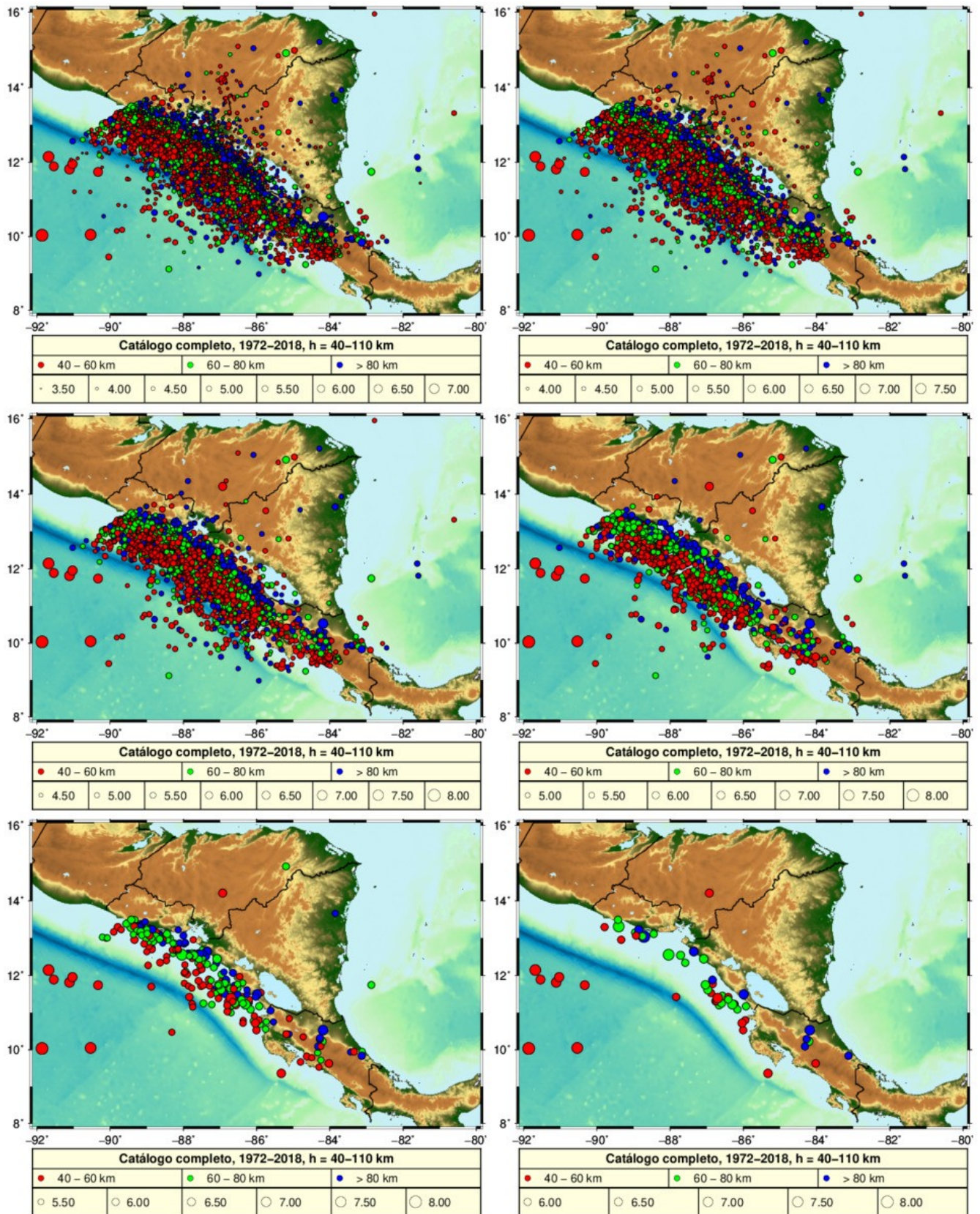


Fig. 5.3. Epicentros de terremotos intermedios para el período 1972-2018, cuando incrementó sensiblemente la capacidad de detección de las redes locales.

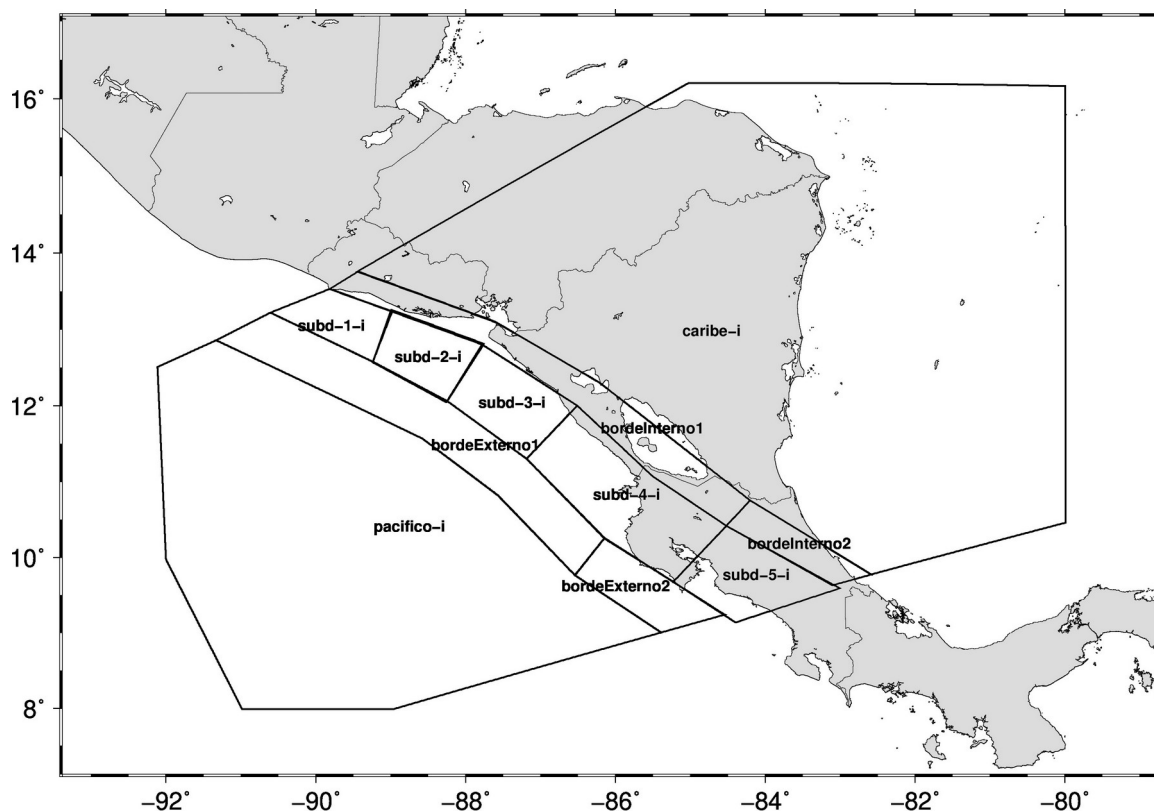


Fig. 5.4. Zonas fuente para el intervalo de profundidad [40, 110) km

5.5) Comentarios finales sobre la delimitación de zonas

El tratamiento de las zonas que caen en Costa Rica fue formal. La geología y tectónica de esa zona es bastante compleja y se decidió no profundizar en ella, por lo que se delimitaron las zonas solo en base a la distribución de epicentros. No se espera que los mapas finales fuera de los límites geográficos de Nicaragua sean precisos. Esta zona debe ser estudiada en detalle por los otros participantes del proyecto "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe", y debe realizarse un trabajo de compatibilización de resultados en la frontera. En ese momento debe volverse sobre la delimitación de zonas en esta región. Lo hecho hasta ahora es suficiente para estimar con buena precisión la amenaza sísmica de Managua, donde esas zonas tan alejadas tienen una influencia despreciable.

Igualmente, dada la baja cantidad de eventos en el bloque de Chortis y el Caribe nicaragüense, nos vimos obligados a generalizar las zonas. En la medida en que aumente la información que sobre ellas se disponga, será factible profundizar en sus características sismotectónicas.

5.6) Representación 3D de las zonas fuente

El programa R-CRISIS (ordaz y Salgado Gálvez, 2019) permite el uso de zonas en un espacio 3D, por lo que a cada una de las zonas se le puede asociar esa característica. Esto se hace fijando una profundidad a cada uno de los puntos que describen las zonas de las Fig. (5.2, 5.4, 5.5). Se decidió que algunas zonas se describirían usando esta posibilidad, dejando las otras con profundidad constante. En las tablas 5.1-5.3 se presentan los valores seleccionados. En ellas se indican dos direcciones (suroeste y noroeste) que se entienden trazando un perfil imaginario en esa dirección (aproximadamente perpendicular a la línea de costa) que atravesase cada zona y se le asignan esos valores a todos los

puntos que estén en esa dirección. El programa permite geometrías más complejas, pero no se consideró necesario usarlas en nuestro caso.

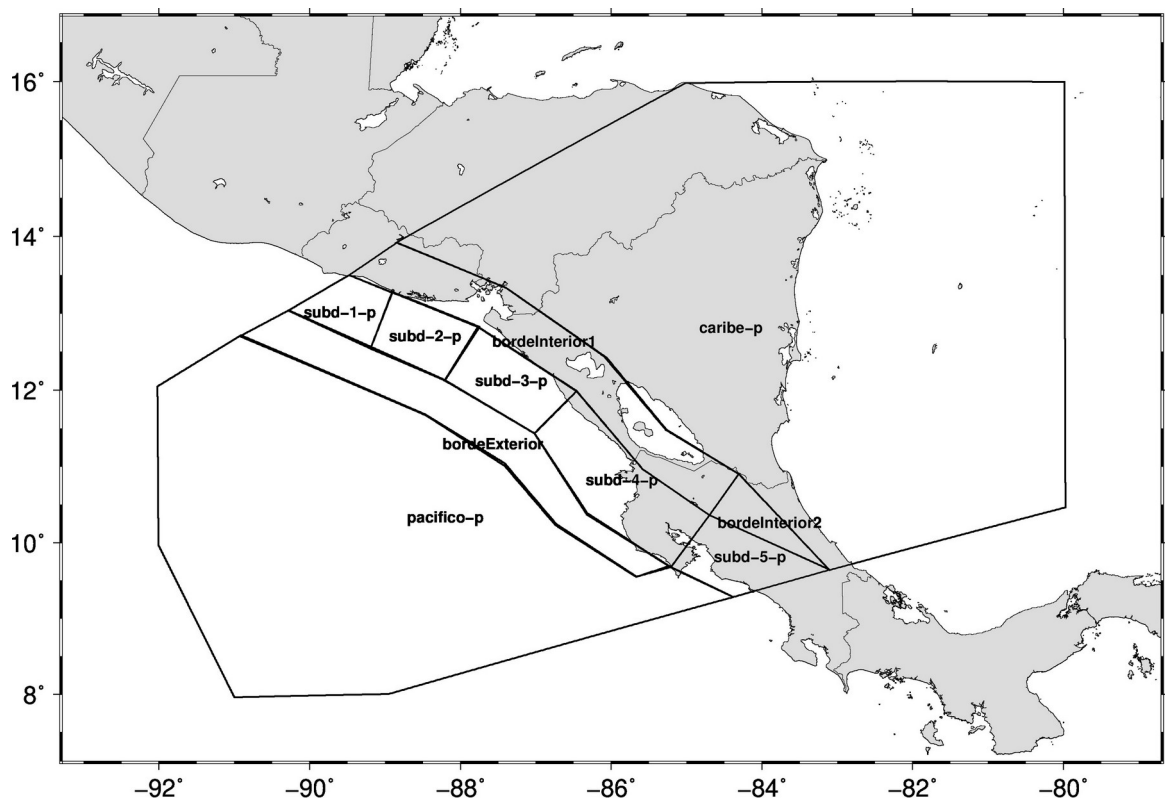


Fig. 5.5. Zonas fuente para el intervalo de profundidad [110, 250) km

Tabla 5.1. Profundidades en km asignadas a los contornos de las zonas fuente en el intervalo [0, 40) km.

Zona	suroeste	noreste
cade-1	20	20
cade-2	20	20
cade-3	20	20
cade-4	20	20
cade-5	20	20
cade-6	20	20
sanAndres	15	15
escarpeHess	15	15
centroNorte	15	15
centro	15	15
cric1	15	15
cric2	15	15
extramar	15	15
Pacifico-c	15	15
Subd-1-c	15	35
Subd-2-c	15	35
Subd-3-c	15	35
Subd-4-c	15	35

Subd-5-c	15	35
transcade	35	15
borde	35	35
sureste	20	20

Tabla 5.2. Profundidades en km asignadas a los contornos de las zonas fuente en el intervalo [40, 110) km.

Zona	suroeste	noreste
bordeExterno1	60	70
bordeExterno2	60	70
bordeInterno1	70	60
bordeInterno2	70	60
Caribe-i	60	60
Pacifico-i	50	50
Subd-1-i	70	110
Subd-2-i	70	110
Subd-3-i	70	110
Subd-4-i	70	110
Subd-5-i	70	110

Tabla 5.3. Profundidades en km asignadas a los contornos de las zonas fuente en el intervalo [110, 250) km.

Zona	suroeste	noreste
bordeExterior	110	120
bordeInterior1	120	110
bordeInterior2	120	110
Caribe-p	110	110
Pacifico-p	110	110
Subd-1-p	120	250
Subd-2-p	120	250
Subd-3-p	120	250
Subd-4-p	120	250
Subd-5-p	120	250

En el Anexo 5 (Tabla A5.6.1) se presentan las coordenadas de los contornos que delimitan estas zonas (x,y,z).

6) Parámetros del régimen sísmico

6.1) Teoría general de los gráficos magnitud-frecuencia

Entre las diferentes formas que existen para representar los gráfico magnitud frecuencia (Utsu, 1999) se escogió uno (Alvarez, 1985), que fue desarrollado tomando algunas ideas de Utsu (desarrolladas en los años 1969-1972) y de Riznichenko (desarrolladas en los años 1960-1970). La forma general de la ley magnitud-frecuencia es:

$$\begin{aligned} n(M) &= 10^{a-b \cdot (M-M_0)} \\ \lg[n(M)] &= a - b \cdot (M - M_0) \end{aligned} \quad (6.1)$$

donde $n(m) \cdot dm$ - cantidad de terremotos en el intervalo e/ M y $M + dM$, normalizada en el área S_0 (o volumen V_0) y en el intervalo de tiempo t . Aquí la magnitud $n(M)$ es continua y representa la densidad de la frecuencia de ocurrencia de los terremotos. Esta generalización matemática es muy cómoda para el desarrollo posterior de la teoría. De ella se deduce que la cantidad de terremotos en un intervalo de magnitud ΔM es:

$$N(\Delta M) = \int_{\Delta M} n(M) \cdot dM \quad (6.2)$$

y el parámetro b se determina por la ecuación

$$b = \frac{-d[\lg[n(M)]]}{dM} \quad (6.3)$$

En la práctica no se trabaja con tales funciones continuas, sino que se determina la cantidad de terremotos dentro de intervalos de magnitud. Por tanto, de forma general debemos resolver una integral del tipo (2) pero con límites concretos (M_1, M_2), es decir

$$N(M_1, M_2) = \int_{M_1}^{M_2} 10^{a-b \cdot (M-M_0)} \cdot dM = \frac{10^{a+b \cdot M_0}}{b \cdot \ln 10} [10^{-b \cdot M_1} - 10^{-b \cdot M_2}] \quad (6.4)$$

La evaluación de esta expresión por diferentes valores de M_1 y M_2 nos dará los diferentes tipos de gráficos que se construyen. Por comodidad, a partir de este momento simplificaremos las fórmulas considerando $M_0 = 0$.

Los gráficos magnitud frecuencia “distributivos” se confeccionan a partir del número de terremotos en intervalos de ancho ΔM . En otras palabras, se determinan los valores (N_i, M_i) , donde N_i -numero de terremotos que caen dentro del intervalo de longitud ΔM , con valor central M_i , normalizado en el espacio y el tiempo. Se simbolizan por $N(M_i)$, y corresponden a $N(M_i - \Delta M/2, M_i + \Delta M/2)$. Su expresión analítica es:

$$N(M_i) = 10^{a-b \cdot M_i} \cdot [10^{b \cdot \Delta M/2} - 10^{-b \cdot \Delta M/2}] / (b \cdot \ln 10) \quad (6.5)$$

Sea:
$$F(b, \Delta M) = [10^{b \cdot \Delta M/2} - 10^{-b \cdot \Delta M/2}] / (b \cdot \ln 10) \quad (6.6)$$

En principio ΔM puede ser diferente para cada valor de magnitud; entonces se tendría $F(b, \Delta M_i)$. En caso de ser todos los M_i iguales es más cómodo sustituir $\Delta M/2$ por δ , con lo que la fórmula se simplifica

$$F(b, \delta) = [10^{b \cdot \delta} - 10^{-b \cdot \delta}] / (b \cdot \ln 10) \quad (6.6')$$

Se puede demostrar que para pequeños valores de ΔM (por desarrollo en series de Taylor en ΔM)

$$F(b, \Delta M) \approx \Delta M = 2\delta \quad (6.6'')$$

La ley magnitud-frecuencia para el caso práctico será:

$$\begin{aligned} N(M_i) &= 10^{a-b \cdot M_i} \cdot F(b, \Delta M) \\ \lg[N(M_i)] &= a - b \cdot M_i + \lg[F(b, \Delta M)] \end{aligned} \quad (6.7)$$

y usando la aproximación de $F(b, \Delta M)$:

$$\begin{aligned} N(M_i) / \Delta M_i &= 10^{a-b \cdot M_i} \\ \lg[N(M_i) / \Delta M_i] &= a - b \cdot M_i \end{aligned} \quad (6.7')$$

Se divide el rango de magnitudes presente en el catálogo en intervalos de de ancho ΔM , se cuentan los eventos en cada intervalo y se ajusta el gráfico a los valores $N(M_i)/\Delta M_i$. Si se quiere más precisión, se usa el valor de “b” que se obtiene de ese ajuste, se calcula entonces $F(b, \Delta M_i)$ y se vuelven a calcular “a” y “b”, con una precisión mayor.

La fórmula (6.4) permite calcular los gráficos denominados acumulativos. Veamos un caso de gráfico que corresponde al número de terremotos en el intervalo $(M, M_{\max} + \delta M_{\max})$. Simbolicémoslo por

$$N_{\Sigma}^*(M) :$$

$$\begin{aligned} N_{\Sigma}^*(M) &= 10^a \cdot [10^{-b \cdot M} - 10^{-b \cdot M'_{\max}}] / (b \ln 10) = 10^{a-b \cdot M} / (b \cdot \ln 10) \cdot [1 - 10^{-b(M'_{\max} - M)}] \\ \Rightarrow N_{\Sigma}^*(M) &= \frac{n(M)}{b \cdot \ln 10} \cdot [1 - 10^{-b(M'_{\max} - M)}] \end{aligned} \quad (6.8)$$

donde $M'_{\max} = M_{\max} + \delta M_{\max}$.

Otro tipo de gráfico acumulativo, mucho más usado, corresponde al caso en que se calcula el número de terremotos en el intervalo $(M - \delta, M'_{\max})$, donde $\delta = \Delta M/2$ y $M'_{\max} = M_{\max} + \delta M_{\max}$. De (6.4) se obtiene:

$$N_{\Sigma}(M_i) = \frac{10^{a-b \cdot M_i}}{(b \cdot \ln 10)} \cdot 10^{b \cdot \delta} \cdot \left\{ 1 - 10^{-b(M'_{\max} - M_i + \delta)} \right\} \quad (6.9)$$

En el caso práctico, en la división en intervalos, el último puede tener una longitud diferente que los anteriores para ocupar todo el rango de existencia de la magnitud.

Si se evalúa la fórmula (6.8) de N_{Σ}^* en $M+\delta$, la δ dentro de la llave se cancela y aparece un término $10^{-b \cdot \delta}$ a la izquierda que se cancela con el $10^{b \cdot \delta}$ que precede a la llave, por lo que se iguala a $N_{\Sigma}^*(M)$ (fórmula 6.9). Tendremos:.

$$N_{\Sigma}^*(M) = N_{\Sigma}(M + \delta) \quad (6.10)$$

En la formulación común de la amenaza sísmica probabilística al término $N_{\Sigma}^*(M_{\text{ref}})$ se le denomina “ λ ”. M_{ref} es una magnitud a partir de la cual se considera que los terremotos influyen en la amenaza sísmica a calcular; que por lo general se selecciona como $M_w = 4.5$.

$$\lambda = N_{\Sigma}^*(M_{\text{ref}}) = N_{\Sigma}(M_{\text{ref}} + \delta) \quad (6.11)$$

De aquí que, para determinar “ λ ” a partir de un gráfico acumulativo con parámetros determinados usando el número acumulativo de terremotos en intervalos $(M_i - \delta, M_i + \delta)$, hay que evaluar dicho gráfico, no en M_{ref} , sino en $M_{\text{ref}} + \delta$.

El tratamiento de amenaza sísmica probabilística se realiza considerando la expresión de los gráficos magnitud-frecuencia, no en términos de potencias de base 10, sino mediante exponenciales, por lo que usa la conversión:

$$\beta = b \cdot \ln 10 \rightarrow [10^{-b} = e^{-\beta}] \quad (6.12)$$

Es común, cuando se tiene un conjunto de zonas, cada una de las cuales no tiene el número suficiente de terremotos para realizar estimados confiables de (a,b), el unir varias de ellas en un grupo y estimar dichos valores de (a,b) para el grupo como un todo. A esto sigue el considerar que el valor de “b” (β) es constante en todas ellas y luego normalizar el valor de “a” (λ) en función del número de eventos que hay en cada una de las zonas. El parámetro “a” (λ) para cada zona se obtiene por la fórmulas:

$$a^{\text{zona}} = a^{\text{grupo}} + \lg \left\{ N_{\Sigma}^{\text{zona}} / N_{\Sigma}^{\text{grupo}} \right\} \quad (6.13a)$$

$$\lambda^{\text{zona}} = \lambda^{\text{grupo}} \cdot N_{\Sigma}^{\text{zona}} / N_{\Sigma}^{\text{grupo}} \quad (6.13b)$$

donde N_{Σ} corresponde al valor de la frecuencia acumulativa de terremotos para un intervalo cualquiera de magnitud representativa. En general este valor se mide en uno de los intervalos de magnitud más bajos en dependencia del comportamiento de la curva de N_{Σ} en cada zona.

6.2) La representatividad de los datos

Un problema fundamental en la relación magnitud-frecuencia es el que concierne al establecimiento del nivel de representatividad de los datos. Bajo este concepto se entiende determinar, para cada intervalo de magnitud, a partir de que momento se tiene un registro sin omisiones de todos los terremotos. Para la estimación de la representatividad para los terremotos fuertes durante largos intervalos temporales se puede usar el método gráfico del número acumulativo (en tiempo) de eventos para cada rango de magnitud por separado, con el chequeo posterior, con respecto al gráfico magnitud-frecuencia de la región de estudio, de los sectores que se pueden aproximar por líneas rectas. Otro método consiste en el

análisis de la distribución del número de eventos en cortos intervalos temporales, para todos los intervalos de magnitud que se desee. Es fácil ver de las tablas que se originan [matrices $N(\Delta M, \Delta T)$], cuando la razón entre el número de eventos de un intervalo a otro (comenzando desde los mayores intervalos de magnitud) se mantiene, lo que permite el trazado de barras horizontales que separan datos representativos de no representativos en forma de una escalera, donde los eventos más débiles siempre tendrán un intervalo menor de representatividad que los más fuertes. Este último método fue utilizado preferentemente, apoyándonos a veces en el primero y otras veces en gráficos M vs. T. Se procedió de la forma siguiente:

- El catálogo de 1519-2018 se dividió en 3 intervalos temporales: T = 1519-2018, T = 1999-2018 y T = 1974-2018 años.
- Se estudió el comportamiento del número de eventos en intervalos de tiempo magnitud $N(\Delta T, \Delta M)$. El intervalo de magnitud se fijó uniforme en $\Delta M = 0.5$.
- Para cada una de las partes del catálogo se fijó un valor de ΔT diferente, 40 años para el primero, 10 años para el segundo y 1 año para el último
- Cuando estas tablas no permitían determinar bien el inicio de los intervalos de representatividad se recurrió a gráficos auxiliares.

6.2.1) Análisis de representatividad por intervalo de profundidad

Intervalo de profundidad [0, 40) km

A continuación se presentan las tablas de $N(\Delta M, \Delta T)$ (Tablas 6.1 – 6.3). En ellas se sombrea en amarillo el intervalo donde comienza la representatividad para cada valor de magnitud. Los intervalos de magnitud con $M_w < 4$ no fueron representativos en ningún intervalo temporal.

Tabla 6.1. Período 1519-2018. Aquí, por datos históricos se puede fijar el inicio de representatividad para $M_w=7.0$ en 1869 y para 7.5 en 1663. En el último caso el inicio de representatividad no es el del intervalo. Se ajustó por un gráfico (Fig. 6.1)

T \ M_w	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1519-1568	0	0	0	11	1	1	0	0
1569-1618	0	0	0	2	2	1	0	0
1619-1668	0	0	0	0	0	2	0	1
1669-1718	0	0	0	7	2	0	0	0
1719-1768	0	0	0	3	3	2	1	0
1769-1818	0	0	0	4	4	1	0	0
1819-1868	0	1	1	22	16	14	0	6
1869-1918	2	2	4	29	25	14	7	4
1919-1968	17	132	53	55	79	19	11	0
1969-2018	12917	6084	1548	230	94	23	9	6
totales	12936	6219	1606	363	226	77	28	17

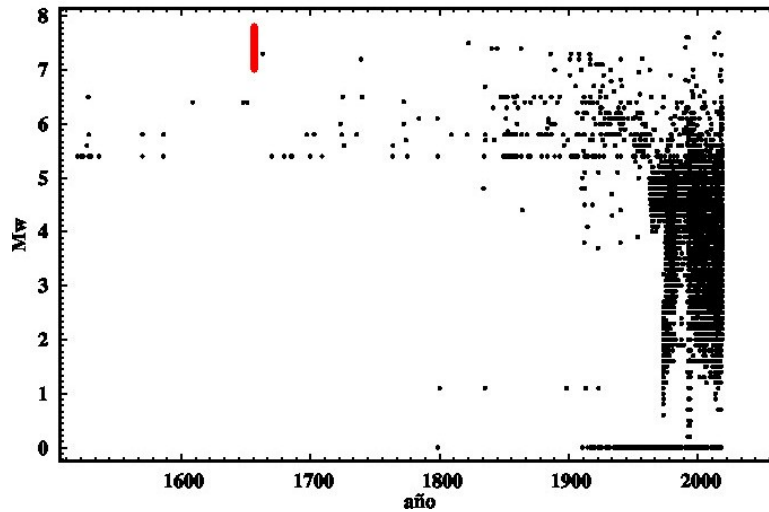


Fig. 6.1. Ajuste del inicio de representatividad para el intervalo de magnitud 7.5. Se representa con una barra roja el a partir de cuando comienza a considerarse representativo el registro.

Tabla 6.2. Período 1899-2018 La representatividad para $M_w=5$ empieza en 1967, para 5.5 en 1951, no corresponden al inicio del intervalo. Fueron fijados auxiliándonos con gráficos (Fig. 6.2). Para 6 en 1929. En el caso de $M_w=6.5$ se puede fijar en 1909. Se sombrea en amarillo el intervalo donde comienza la representatividad para cada valor de magnitud.

T \ M_w	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1899-1908	0	0	0	12	4	1	3	2
1909-1918	2	2	4	8	8	6	3	1
1919-1928	0	0	1	7	10	9	4	0
1929-1938	0	2	1	2	26	2	2	0
1939-1948	1	1	0	2	16	5	2	0
1949-1958	1	0	2	30	19	2	2	0
1959-1968	15	129	49	14	8	1	1	0
1969-1978	1379	783	228	21	2	2	1	0
1979-1988	1134	730	218	16	10	3	0	0
1989-1998	3339	1708	471	94	38	6	5	3
1999-2008	4061	1659	266	46	11	6	0	0
2009-2018	3004	1204	365	53	33	6	3	3
totales	12936	6218	1605	305	185	49	26	9

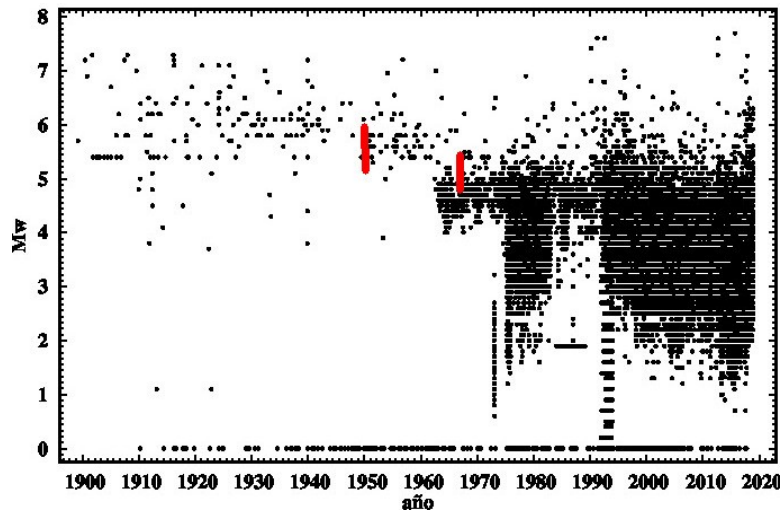


Fig. 6.2. Ajuste del inicio de representatividad para los intervalos de magnitud 5 y 5.5. Se representa con una barra roja cuando comienza a considerarse representativo el registro para ese intervalo.

Intervalo de profundidad [40, 110) km

Se confeccionaron igualmente las tablas $N(\Delta M, \Delta T)$ para los 3 intervalos temporales, las que se muestran en el Anexo 6 (Tablas A5.1-A5.3). Para este intervalo de profundidad es difícil establecer los umbrales de inicio de la representatividad. En primer lugar, aparecen muchos eventos en el intervalo de magnitud correspondiente a $M_w = 7.5$, y muy pocos en los intervalos de magnitud de $M_w = (7.0, 6.5)$. Los intervalos correspondientes a $M_w = (6.0, 5.5, 5.0)$ tienen un umbral posterior a los del intervalo [0, 40) km. Solo los intervalos correspondientes a $M_w = (4.5, 4.0)$ coinciden en umbral con el intervalo de [0, 40) km.

Tabla 6.3. Período 1974-2018. La representatividad para $M_w=4$ empieza en 1993, y para $M_w=4.5$ empieza en 1992. Se sombrea en amarillo el intervalo donde comienza la representatividad para cada valor de magnitud.

T \ M_w	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1974-1974	1	30	18	4	0	0	0	0
1975-1975	181	92	30	1	0	0	0	0
1976-1976	518	214	55	5	0	0	0	0
1977-1977	370	175	32	1	0	0	0	0
1978-1978	303	178	36	4	2	0	1	0
1979-1979	243	151	31	4	2	0	0	0
1980-1980	289	194	56	2	1	0	0	0
1981-1981	227	114	22	1	0	0	0	0
1982-1982	287	166	35	0	2	0	0	0
1983-1983	1	9	15	1	0	2	0	0
1984-1984	4	10	18	3	0	0	0	0

1985-1985	73	27	10	2	2	0	0	0
1986-1986	0	14	10	2	0	0	0	0
1987-1987	1	29	8	1	1	1	0	0
1988-1988	9	16	13	0	2	0	0	0
1989-1989	11	19	8	0	1	0	0	0
1990-1990	19	23	11	8	3	0	1	1
1991-1991	4	13	21	7	1	1	0	1
1992-1992	253	182	80	15	5	1	2	1
1993-1993	786	356	72	9	2	0	0	0
1994-1994	460	205	47	14	4	0	0	0
1995-1995	310	184	58	6	2	1	0	0
1996-1996	697	288	81	21	19	2	2	0
1997-1997	368	218	58	12	1	0	0	0
1998-1998	431	220	35	2	0	1	0	0
1999-1999	369	188	29	5	2	0	0	0
2000-2000	457	222	43	7	2	0	0	0
2001-2001	553	291	40	7	3	1	0	0
2002-2002	355	169	20	6	1	1	0	0
2003-2003	518	176	35	4	0	0	0	0
2004-2004	385	161	26	1	0	3	0	0
2005-2005	426	140	17	3	0	1	0	0
2006-2006	379	114	18	8	1	0	0	0
2007-2007	307	94	23	3	1	0	0	0
2008-2008	312	104	15	2	1	0	0	0
2009-2009	255	97	16	4	1	0	0	0
2010-2010	175	61	18	3	2	0	0	0
2011-2011	185	80	16	2	0	0	0	0
2012-2012	324	166	37	5	0	1	0	2
2013-2013	390	163	27	4	1	0	0	0
2014-2014	380	203	37	4	1	0	0	0
2015-2015	260	103	38	6	1	0	0	0
2016-2016	296	132	39	3	2	0	1	0
2017-2017	313	84	55	9	13	1	2	1
2018-2018	426	115	82	13	12	4	0	0
totales	12911	5990	1491	224	94	21	9	6

Intervalo de profundidad [110, 250) km

También se confeccionaron las tablas $N(\Delta M, \Delta T)$ para los 3 intervalos temporales, las que se muestran en el Anexo 5 (Tablas A5.4-A5.6). Para este intervalo de profundidad es todavía más difícil establecer los umbrales de inicio de la representatividad. Para las magnitudes mayores (6.5, 7.0) hay muy pocos datos, y para 7.5 no hay terremotos. Para las magnitudes intermedias (6.0, 5.5, 5.0), el inicio de la representatividad resulta ser posterior al correspondiente al caso para la profundidad [0, 40) km, mientras que para $M_w = (4.5, 4.0)$ coinciden con este.

6.2.2) Selección definitiva de los inicios de la representatividad para diferentes magnitudes

Como se vio en el análisis anterior, solo para el intervalo de profundidad [0, 40) km se pudieron determinar con un margen aceptable de confiabilidad los valores del inicio de la representatividad en función de la magnitud, y fue necesario tomar algunas decisiones sobre como se formarían estos valores para los 2 intervalos restantes de profundidad. Los criterios usados fueron:

- en ningún intervalo los valores de inicio de la representatividad pueden ser menores a los del intervalo [0, 40) km
- si el inicio de representatividad en un intervalo es > 5 años que el correspondiente al del intervalo [0, 40) km, se mantiene; si no, se pone el del intervalo [0, 40) km
- los terremotos históricos solo se consideran para el intervalo [0, 40) km

Debe señalarse que la baja cantidad de eventos de magnitudes grandes en para $h \geq 110$ km dificulta la selección de umbrales de representatividad. Por ello, algunas veces fue necesario asignar un valor bastante diferente que el observado en las tablas A5.1-A5.6. Los ajustes realizados bajo esos criterios se muestran en la tabla 6.4

Tabla 6.4. Valores de los tiempos de inicio del registro representativo para los diferentes intervalos. En el caso de los intervalos [40, 110) y [110, 250) km se presentan 2 columnas, una con lo que se sacó de las tablas A5.1-A5.6 y otra con los valores ajustados por los criterios mencionados

M \ Δh	[0,40)	[40,110) original	[40,110) ajustado	[110,250) original	[110,250) ajustado
4.0	1993	1993	1993	1993	1993
4.5	1992	1992	1992	1992	1992
5.0	1963	1969	1963	1969	1974
5.5	1951	1959	1952	1959	1953
6.0	1929	1939	1929	1949	1929
6.5	1908	?	1908	?	1908
7.0	1869	?	1908	?	1908
7.5	1663	-	-	-	-

6.3) Determinación de parámetros del régimen sísmico (a , b , λ , β , $M_{\max}$)

Se debe señalar que todo el procesamiento de datos que se discute en este capítulo, desde la determinación de los intervalos de representatividad, la selección de sub-catálogos para diferentes zonas fuente, la determinación de parámetros “a”, “b” (λ , β) y $M_{\max}$, etc. se realiza con programas confeccionados por el autor (Alvarez, 2019a).

Con la representatividad de los datos determinada por intervalo de profundidad, se tomó la decisión de construir los gráficos magnitud-frecuencia de dos formas diferentes:

- 1) se confecciona un gráfico general para todo el intervalo, para el que se determina un parámetro $\beta(b)$ único, mientras que $\lambda(a)$ varía de zona a zona
- 2) se subdivide el intervalo de profundidad en bloques que agrupan varias zonas; para cada bloque se construye un gráfico magnitud-frecuencia y se determina un parámetro $\beta(b)$ único, dejando que $\lambda(a)$ varíe de zona a zona dentro del bloque

En la tabla 6.5 se presenta la división en bloques de los intervalos de profundidad y en la Fig. 6.3 se presenta el ejemplo de agrupamiento de zonas en bloques para el intervalo [110, 250) km. Los contornos de esas zonas se construyen uniendo los contornos de las zonas que los componen (Anexo A5, Tabla A5.7).

Tabla 6.5. División en bloques de los intervalos de profundidad. Los nombres de las zonas son los usados en el capítulo 5, y se pueden ver en las Fig. (5.2, 5.4, 5.5)

intervalo	bloque	zonas que lo componen
[0, 40) km	cadena	cade-1, cade-2, cade-3, cade-4, cade-5, cade-6
	casaca	borde, cric1, cric2, transcade, sureste
	este	centroNorte, centroSur, escarpeHess, sanAndres
	oeste	extramar, pacifico-c
	subdu	subd-1-c, subd-2-c, subd-3-c, subd-4-c, subd-5-c,
[40, 110) km	borde100	bordeExterno1, bordeExterno2, bordeInterno1, bordeInterno2
	resto	caribe-i, pacifico-i
	subuc100	subd-1-i, subd-2-i, subd-3-i, subd-4-i, subd-5-i
[110, 250) km	borde200	bordeExterior2, bordeInterior1, bordeInterior2
	extra200	caribe-p, pacifico-p
	subd200	subd-1-p, subd-2-p, subd-3-p, subd-4-p, subd-5-p

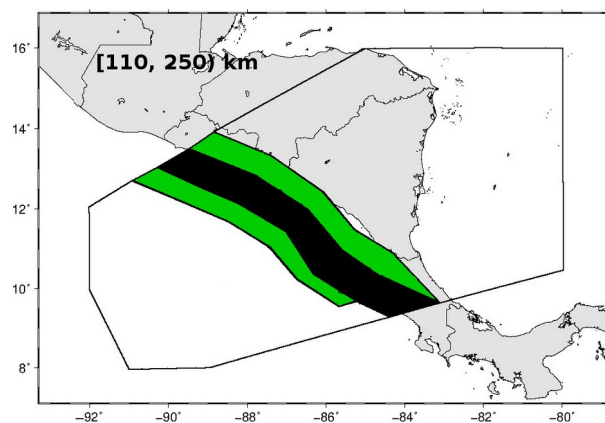


Fig. 6.3. Ejemplo de división en bloques para su estudio individual de las zonas del intervalo [110, 250) km. La franja negra corresponde al bloque “subd200”, las verdes al bloque “borde200” y los espacios sin sombreadar a ambos lados de la franja verde al bloque “extra200” (ver detalles en la tabla 6.6)

Los valores de (a,b) se determinan por ajuste de datos experimentales a la fórmula (6.7'). Esto es lo que se conoce como construcción del gráfico magnitud-frecuencia distributivo. Con esos parámetros y el valor de $M_{\max}$ se calcula λ usando (6.9, 6.11). Usando (6.9) se construye el llamado gráfico magnitud frecuencia acumulativo. Los datos experimentales para ambos gráficos parten del número anual de terremotos calculados como:

- 1) distributivo – valores de “ $N(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2)/\Delta M_i$ ” para cada valor de M_i
- 2) acumulativo – suma de los valores “ $N(M_i - \Delta M_i/2, M_i + \Delta M_i/2)$ ” desde el intervalo correspondiente a M_i hasta el último (que finaliza en $M_{\max} + \delta M_{\max}$)

En la Fig. 6.4 se presenta un ejemplo de ambos tipos de gráfico. Nótese que el primero se usa para estimar parámetros y el segundo para calcular el número acumulativo de terremotos. Los parámetros en el primero se estiman con su error asociado, mientras que en segundo no se estiman errores directamente.

Valores de (a,b) determinados para los intervalos de profundidad y los bloques de la tabla 6.5

Se decidió usar los valores de (a,b) determinados por el método de máxima verosimilitud. Los cálculos se realizaron para cada uno de (i) intervalos completos y (ii) bloques en cada intervalo. En la tabla 6.6 se presentan los resultados.

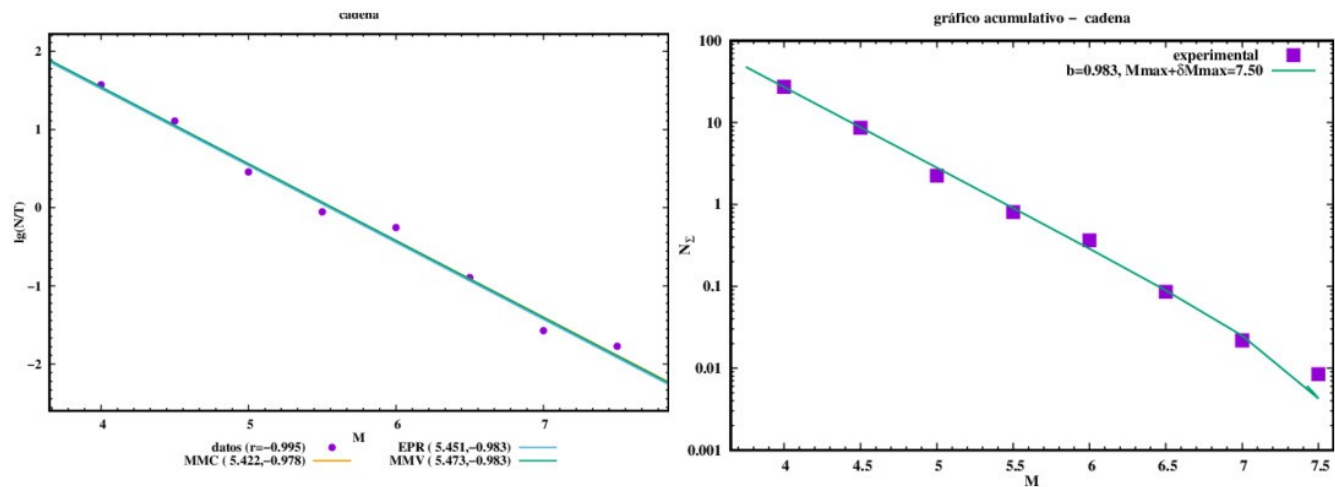


Fig. 6.4. Ejemplo de gráficos magnitud-frecuencia. Corresponden al bloque “cadena” del intervalo $[0, 40)$ km. A la izquierda está el gráfico distributivo, para el que se estimaron los valores de (a,b) por tres métodos (mínimos cuadrados, eje principal reducido y máxima verosimilitud). Con los estimados de (a,b) por máxima verosimilitud y un valor de $M_{\max} + \delta M_{\max}$ de 7.5 se construyó el gráfico acumulativo (derecha).

6.4) Valores de $M_{\max}$ y $\delta M_{\max}$ a usar en los cálculos

Los valores de $M_{\max}$ se toman del catálogo y los de $\delta M_{\max}$ se seleccionan tomando en consideración la confiabilidad de la fuente. Esta es una variante del método “un paso adelante” (one step beyond). En las fuentes menos confiables se ha notado la presencia de valores bastante altos de magnitud, y es muy raro que las fuentes más confiables no hayan registrado nada. Se debe evitar una sobreestimación por uso de magnitudes poco confiables, y para más, convertidas de la original a M_w . Es por ello que para estas consideraremos un $\delta M_{\max} = 0$ (es probable que el original esté sobrevaluado); a las fuentes de confiabilidad media se le asignará un valor de $\delta M_{\max} = 0.1$, mientras que los casos de fuentes más confiables se les asignará un valor $\delta M_{\max} = 0.2$, que es normal cuando la magnitud ha sido observada con buena precisión. Estos valores son menores que el valor de 0.5 que se usa para realizar estimaciones

conservadoras de la amenaza sísmica. Los valores de M_{max} y δM_{max} se estiman (i) para todo el intervalo de profundidad y (ii) para cada uno de los bloques. Los resultados se muestran en la tabla 6.7.

Tabla 6.6. Valores obtenidos de (a,b) por el MMV, para intervalos de h y para los bloques dentro de ellos.

Intervalo de h	bloque	a	b
[0,40)		7.501	1.115
	cadena	5.473	0.983
	cascara	5.991	0.987
	este	6.190	1.131
	oeste	6.387	1.139
	subdu	7.903	1.187
[40-110)		7.355	1.208
	borde100	5.956	1.083
	resto	4.340	0.884
	subduc100	7.562	1.277
[110,250)		7.182	1.261
	borde200	6.8.92	1.240
	extra200	5.248	1.096
	subd200	7.409	1.418

Una vez estimado (a, b, M_{max}) para cada intervalo de profundidad o bloque dentro de intervalo, se procede a calcular los parámetros para cada una de las zonas que los componen. (b, M_{max}) serán comunes para todas las zonas dentro de intervalo o bloque, según el caso y el valor de λ se estima aplicando la fórmula (6.13b). En lugar de “b” se pone directamente β , y el valor $\delta\beta$ es calculado como “ $\delta b \cdot \ln 10$ ”, siendo δb el valor del σ_b calculado en el ajuste por máxima verosimilitud del gráfico magnitud-frecuencia distributivo. Los resultados de este proceso se presentan en las tablas (6.8-6.13).

Tabla 6.7. Valores estimados de M_{max} y δM_{max} . Se presentan el valor máximo observado y la agencia que lo reporta. Las claves de las agencias se explican en los Anexos 2 y 3.

intervalo de h	Bloque	M_{max} (observada)	agencia	δM_{max}
[0,40)		7.6	age	0.2
	cadena	7.4	SO2	0.1
	cascara	7.6	age	0.2
	este	7.4	INT	0.1
	oeste	7.3	age	0.2
	subdu	7.6	age	0.2
[40 110)		7.7	otr	0.1
	borde100	7.4	IN1	0.1
	resto	6.8	GCd	0.0
	subduc100	7.7	otr	0.1
[110 250)		7.2	SO2	0.1
	borde200	7.2	SO2	0.1
	extra200	6.6	otr	0.1
	subduc200	6.4	age	0.2

Tabla 6.8. Intervalo [0, 40) km, un solo gráfico para todo el intervalo.

zona	M_{max}	δM_{max}	β	$\delta\beta$	λ
cade-1	7.60	0.20	2.648	0.097	0.7034
cade-2	7.60	0.20	2.648	0.097	1.0991
cade-3	7.60	0.20	2.648	0.097	0.7031
cade-4	7.60	0.20	2.648	0.097	0.8366
cade-5	7.60	0.20	2.648	0.097	0.4520
cade-6	7.60	0.20	2.648	0.097	0.3452
sanAndres	7.60	0.20	2.648	0.097	0.8634
escarpeHess	7.60	0.20	2.648	0.097	0.7495
centroNorte	7.60	0.20	2.648	0.097	1.8231
centro	7.60	0.20	2.648	0.097	1.3359
cric1	7.60	0.20	2.648	0.097	2.5238
cric2	7.60	0.20	2.648	0.097	0.3316
extramar	7.60	0.20	2.648	0.097	0.9271
pacifico-c	7.60	0.20	2.648	0.097	6.6300
subd-1-c	7.60	0.20	2.648	0.097	5.9098
subd-2-c	7.60	0.20	2.648	0.097	10.3764
subd-3-c	7.60	0.20	2.648	0.097	15.4827
subd-4-c	7.60	0.20	2.648	0.097	18.5765
subd-5-c	7.60	0.20	2.648	0.097	1.0558
transcade	7.60	0.20	2.648	0.097	1.6076
borde	7.60	0.20	2.648	0.097	7.6021
sureste	7.60	0.20	2.648	0.097	1.2689

Tabla 6.9. Intervalo [0, 40) km, un gráfico para cada bloque de zonas.

zona/bloque	$M_{\max}$	$\delta M_{\max}$	β	$\delta\beta$	λ
<i>cadena</i>					
cade-1	7.40	0.10	2.263	0.094	0.7497
cade-2	7.40	0.10	2.263	0.094	1.1004
cade-3	7.40	0.10	2.263	0.094	0.7999
cade-4	7.40	0.10	2.263	0.094	1.2160
cade-5	7.40	0.10	2.263	0.094	0.4410
cade-6	7.40	0.10	2.263	0.094	0.3513
cric1	7.60	0.20	2.273	0.104	2.7714
cric2	7.60	0.20	2.273	0.104	0.3641
<i>cascara</i>					
transcade	7.60	0.20	2.273	0.104	1.7653
borde	7.60	0.20	2.273	0.104	8.3476
sureste	7.60	0.20	2.273	0.104	1.3934
<i>este</i>					
sanAndres	7.40	0.10	2.604	0.094	0.8728
escarpeHess	7.40	0.10	2.604	0.094	0.7576
centroNorte	7.40	0.10	2.604	0.094	1.8427
centro	7.40	0.10	2.604	0.094	1.3503
<i>oeste</i>					
extramar	7.30	0.20	2.623	0.152	1.3614
pacifico-c	7.30	0.20	2.623	0.152	5.0632
<i>subdu</i>					
subd-1-c	7.60	0.20	2.963	0.115	5.4623
subd-2-c	7.60	0.20	2.963	0.115	9.5909
subd-3-c	7.60	0.20	2.963	0.115	14.3101
subd-4-c	7.60	0.20	2.963	0.115	17.1702
subd-5-c	7.60	0.20	2.963	0.115	0.9759

Tabla 6.10. Intervalo [40, 110) km, un solo gráfico para todo el intervalo.

zona	$M_{\max}$	$\delta M_{\max}$	β	$\delta\beta$	λ
bordeExterno1	7.70	0.10	2.782	0.138	1.4783
bordeExterno2	7.70	0.10	2.782	0.138	0.1707
bordeInterno1	7.70	0.10	2.782	0.138	2.6907
bordeInterno2	7.70	0.10	2.782	0.138	0.3872
caribe-i	7.70	0.10	2.782	0.138	0.6351
pacifico-i	7.70	0.10	2.782	0.138	0.6435
subd-1-i	7.70	0.10	2.782	0.138	2.3789
subd-2-i	7.70	0.10	2.782	0.138	5.9170
subd-3-i	7.70	0.10	2.782	0.138	5.7957
subd-4-i	7.70	0.10	2.782	0.138	7.5305
subd-5-i	7.70	0.10	2.782	0.138	1.1517

Tabla 6.11. Intervalo [40, 110) km, un gráfico para cada bloque de zonas.

zona/bloque	$M_{\max}$	$\delta M_{\max}$	β	$\delta\beta$	λ
borde100					
bordeExterno1	7.40	0.10	2.494	0.154	1.3750
bordeExterno2	7.40	0.10	2.494	0.154	0.1588
bordeInterno1	7.40	0.10	2.494	0.154	2.4940
bordeInterno2	7.40	0.10	2.494	0.154	0.3601
resto					
caribe-i	6.80	0.00	2.035	0.242	0.5513
pacifico-i	6.80	0.00	2.035	0.242	0.5497
subduc100					
subd-1-i	7.70	0.10	3.005	0.161	2.9081
subd-2-i	7.70	0.10	3.005	0.161	6.2847
subd-3-i	7.70	0.10	3.005	0.161	7.3607
subd-4-i	7.70	0.10	3.005	0.161	6.1939
subd-5-i	7.70	0.10	3.005	0.161	1.0194

Tabla 6.12. Intervalo [110, 250) km, un solo gráfico para todo el intervalo.

zona	$M_{\max}$	$\delta M_{\max}$	β	$\delta\beta$	λ
bordeExterior	7.20	0.10	2.904	0.166	0.6530
bordeInterior1	7.20	0.10	2.904	0.166	6.2549
bordeInterior2	7.20	0.10	2.904	0.166	0.0888
caribe-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.5129
pacifico-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.4775
subd-1-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.2694
subd-2-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.2787
subd-3-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.4269
subd-4-p	7.20	0.10	2.904	0.166	1.4613
subd-5-p	7.20	0.10	2.904	0.166	0.1015

Tabla 6.13. Intervalo [110, 250) km, un gráfico para cada bloque de zonas.

zona/bloque	$M_{\max}$	$\delta M_{\max}$	β	$\delta\beta$	λ
borde200					
bordeExterior	7.20	0.10	2.855	0.237	0.6530
bordeInterior1	7.20	0.10	2.855	0.237	6.1795
bordeInterior2	7.20	0.10	2.855	0.237	0.0888
extra200					
caribe-p	6.60	0.10	2.524	0.304	0.4648
pacifico-p	6.60	0.10	2.524	0.304	0.4758
subd200					
subd-1-p	6.40	0.20	3.265	0.173	0.2692
subd-2-p	6.40	0.20	3.265	0.173	0.3048
subd-3-p	6.40	0.20	3.265	0.173	0.5085
subd-4-p	6.40	0.20	3.265	0.173	1.6569
subd-5-p	6.40	0.20	3.265	0.173	0.1731

7) Acelerogramas registrados en Nicaragua

7.1) Introducción

En Nicaragua se han realizado registros acelerográficos en 3 períodos. El primero corresponde a registros analógicos del período 1968-1983. Dichos registros han sido procesados en mayor o menor grado por diferentes autores, y pudieron ser recopilados para el presente trabajo. Una nueva red, esta vez de acelerógrafos digitales se comenzó a instalar en 1996 y se fueron deteriorando los equipos hasta que en 2009 se retiró el último. Finalmente, en 2014 se inició un proceso de instalación de acelerógrafos triaxiales en diferentes lugares del del área del Pacífico de Nicaragua. La primera estación, BC8A (con nombre inicial INET), se instaló en el INETER el 10 de abril de 2014, y con posterioridad se añadieron otras estaciones hasta un total de 24. En este trabajo pudieron procesarse los acelerogramas del primer y tercer períodos. Lamentablemente, los sismogramas del período 1997-2009 no pudieron ser localizados en el transcurso del trabajo.

7.2) Primera Parte: Acelerogramas de la red actual

En la Fig. 7.1 se muestra un mapa de las estaciones instaladas y en el Anexo 6 (Tabla 6.1) se muestra un listado de las mismas. Los registros de estas estaciones mayoritariamente se incorporan al sistema de adquisición de datos y aparecen mezclados con los de otras estaciones, no acelerográficas, en los archivos “WAV” del SEISAN. La estación BC8A, instalada en el INETER, no estaba incorporada inicialmente a esos archivos, y en su lugar se creaban archivos diarios en formato “miniseed” que eran enviados al servicio internacional de datos IRIS. Los registros tienen un muestreo de 200 hz. Las características de frecuencia de los equipos son prácticamente planas en el rango de frecuencias de 0.0001 a 200 hz, dadas por una función de dos polos reales

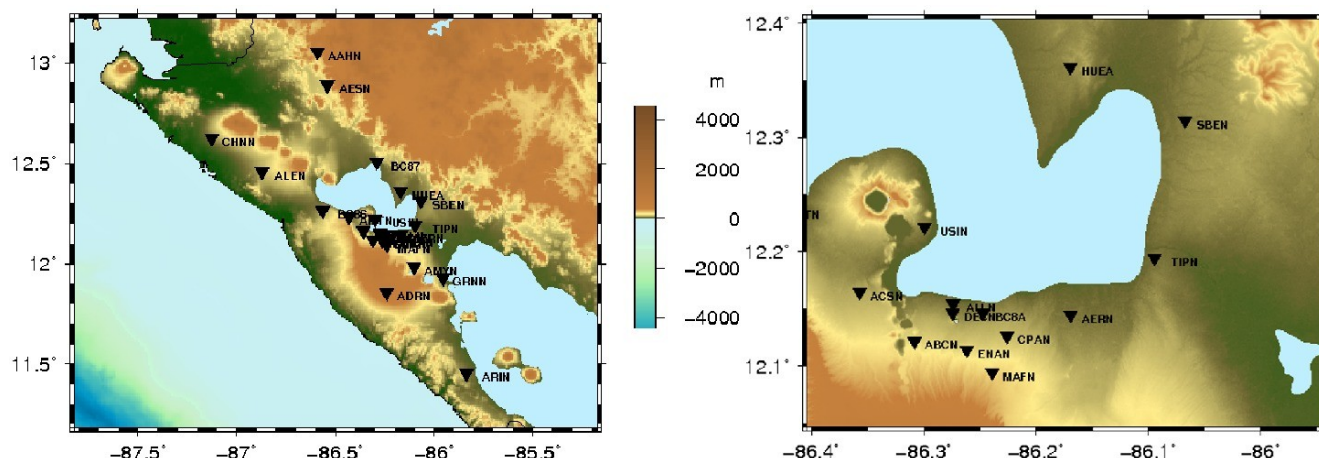


Fig. 7.1. Ubicación de las estaciones acelerográficas de la red actual. La figura de la derecha muestra un detalle de las cercanías de Managua donde la concentración es mucho mayor.

Extracción de los acelerogramas a partir de los archivos donde se encuentran

La amplitud de los registros acelerográficos se mide en unidades convencionales, dadas por el fabricante, que se denominan “counts”. Estos registros deben ser convertidos a unidades de aceleración, que en este trabajo se seleccionaron como “m/seg²” y “g”, a la vez que debe eliminarse la influencia del equipamiento sobre ellas. En el caso de los registros que se encuentran en archivos WAV, el proceso es más directo, ya que se reduce a seleccionar el terremoto a partir del catálogo del SEISAN donde se indica en que fichero WAV se encuentra. El fichero WAV contiene todos los registros para un mismo terremoto. En el caso de la estación BC8A el proceso es más complicado, pues a partir de los datos de

catálogo del SEISAN hay que buscar el fichero diario correspondiente, y dentro de él buscar el terremoto. Para lograr hacer esto de forma automatizada para todos los registros disponibles fue necesario confeccionar un grupo de programas utilitarios

7.3) Segunda Parte: Acelerogramas del período 1968-1983

Fueron obtenidos de una colección de acelerogramas para América Central (Douglas et al. 2004), en un cederrón que contiene no solo los sismogramas (escalados a m/seg²) sino una herramienta para selección y procesamiento de los mismos. En el Anexo 6 (Tabla 6.2) se presentan las coordenadas de las estaciones registradoras.

El trabajo consistió en la selección de los datos, un cambio de formato para que pudiesen ser procesados de la misma forma de los de la red actual, el mismo procedimiento estándar que para los anteriores, pero en el caso de la deconvolución del equipamiento no se usaron las características de frecuencia de los equipos, sino que se aplicó un filtro Buterworth con 4 polos y límites de frecuencia 0.25-25 Hz que se usa por la herramienta de selección procesamiento incluida. Al final se colocaron en el servidor web de la misma forma que los del período actual.

7.4) Procesamiento preliminar de los acelerogramas

Una vez extraído el acelerograma deseado, se realiza un procesamiento estándar. Primeramente es necesario deconvolucionar la señal para eliminar el efecto del equipamiento, lo que se hace usando los archivos de calibración que da el fabricante, uno por cada estación y componente. El acelerograma se pasa por un filtro pasa alta y pasa baja controlado por 4 frecuencias $f_1 < f_2 < f_3 < f_4$. La señal es igual a 0 para $f < f_1$ y $f > f_4$, e igual a 1 para $f_2 < f < f_3$. Para evitar el aliasing se fija $f_3 < f_4 < 100$ Hz. Para procesar el acelerograma resultante se escoge la ventana temporal correspondiente al registro a analizar a partir de una ventana de 250 o 360 segundos que tienen los archivos WAV (que por similitud también se usó para la estación BC8A). Los registros instrumentales, por regla general requieren de una corrección básica, que es conocida como ajuste del cero. En ella debe garantizarse que el valor medio de todos los puntos que corresponden a la serie temporal sea cero. En el caso más general dicho valor medio puede tomar un valor dado por $y_{medio} = a + b \cdot x$, donde a es el promedio y b la tendencia. Este proceso consiste en convertir los valores de y a y' de la forma

$$y' = y_i - a - b \cdot x_i \quad (7.1)$$

Aparte de eso, es muy importante que el acelerograma solo contenga información correspondiente al terremoto, y es habitual que cuando se selecciona uno de cualquiera de las formas estándar de hacerlo se busque una ventana temporal más extensa que la que contiene al registro del terremoto en sí, por lo que esa señal debe ser cortada, por regla general, en un intervalo (t_1, t_2) . Una vez hecho esto se tendrá una serie temporal corregida, lista para realizar un procesamiento más profundo.

El procesamiento básico a realizar (no obligatorio) es un filtrado. Este debe eliminar señales no deseadas. Existen numerosas formas de realizar el filtrado, pero aquí solo señalaremos las más comunes: pasa alta, pasa baja y pasa banda. El primero deja pasar solo las señales de una frecuencia superior a un umbral, el segundo las de una frecuencia inferior a un umbral, y el último, una combinación de los dos anteriores, deja pasar solamente las frecuencias contenidas entre 2 umbrales. En este proyecto realizó de forma sistemática este procesamiento en el dominio de la frecuencia mediante filtros gaussianos de caída suave (“roll-off”) pasa baja y pasa alta. En lo que sigue se representarán las frecuencias por $\omega = 2\pi f$.

El filtro gaussiano pasa baja tipo roll-off se define como:

$$\begin{aligned}
G_2(\omega) &= \exp \{ -\ln(a_4) \cdot (\omega - \omega_3)^2 / (\omega_4 - \omega_3)^2 \} & \omega > \omega_3 \\
G_2(\omega) &= 1 & \omega \leq \omega_3 \\
a_4 &= G_2(\omega_4)
\end{aligned} \tag{7.2a}$$

Este filtro tendrá un valor unitario para $\omega \leq \omega_3$ y una caída hasta el valor a_f cuya inclinación dependerá de la diferencia entre ω_4 y ω_3 . La característica roll-off del filtro se regula por ambos parámetros, y los valores recomendados son $\omega_3 = 0.9 \cdot \omega_4$ y $a_4 = 1 \times 10^{-4}$.

El filtro pasa alta se define como:

$$\begin{aligned}
G_1(\omega) &= 1 & \omega \geq \omega_2 \\
G_1(\omega) &= \exp \{ -\ln(a_1) \cdot (\omega - \omega_2)^2 / (\omega_1 - \omega_2)^2 \} & \omega < \omega_2 \\
a_1 &= G_1(\omega_1)
\end{aligned} \tag{7.2b}$$

Este filtro tendrá un valor unitario para $\omega \geq \omega_2$, y una caída hasta el valor a_1 cuya inclinación dependerá de la diferencia entre ω_1 y ω_2 . La característica roll-off del filtro se regula por ambos parámetros, y los valores recomendados son $\omega_1 = 0.5 \cdot \omega_2$ y $a_1 = 1 \times 10^{-4}$.

Un filtro pasa banda entre los valores (ω_1, ω_4) con respuesta unitaria en la banda (ω_2, ω_3) se obtiene multiplicando ambos filtros

$$G(\omega) = G_1(\omega) \cdot G_2(\omega) \tag{7.3}$$

En la Fig. 7.2 se presenta un ejemplo de tal filtro para la banda 0.025-50 hertz. Una vez filtrada la señal se tiene el acelerograma listo para extraer la información útil en ingeniería sísmica.

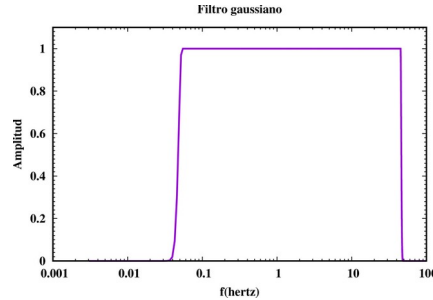


Fig. 7.2. Filtro pasa banda formado por dos filtros gaussianos tipo roll-off (pasa alta y pasa baja). El rango total es (0.025, 50) hertz y la respuesta unitaria se encuentra en el rango (0.5, 45) hertz.

Un caso de filtro pasa-banda a la inversa (es decir, elimina las frecuencias en un pequeño intervalo) es el llamado “Notch”. Este es un tipo de filtro de rechazo (rejection filter) que trabaja en el dominio del tiempo.

$$\begin{aligned}
y_j &= \text{factor} \cdot [x_j - 2 \cdot \cos \omega \cdot x_{j-1} + x_{j-2}] + 2 \cdot \cos \omega / r \cdot y_{j-1} - 1/r^2 \cdot y_{j-2} \\
\text{factor} &= (1 + 2 \cos \omega / r + 1/r^2) / (2 \cdot [1 + \cos \omega]) \\
\omega &= 2 \pi \cdot f \cdot \Delta t
\end{aligned} \tag{7.4}$$

Las “ y_j ” corresponden a la salida y las “ x_j ” a la entrada, “ Δt ” es el intervalo de muestreo de la señal de entrada, “ f ” es la frecuencia a eliminar. El ancho de banda que se elimina en la práctica se controla por el parámetro $r = 1 + d$, donde “ d ” corresponde a dicho ancho (en hertz). La teoría de este tipo de filtro se puede encontrar en (Kanasewitch, 1981). En el trabajo se usó una subrutina desarrollada por Boore (2008). En la Fig. 7.3 se muestra la forma del mismo

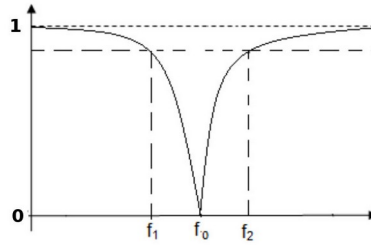


Fig. 7.3. El filtro “Notch” visto en el dominio de la frecuencia. Se elimina la frecuencia f_0 , y en menor grado las incluidas en el intervalo (f_1, f_2) . La amplitud de ese intervalo se elimina a voluntad.

7.5) Los espectros de respuesta

El estudio de los acelerogramas ha estado fuertemente motivado por las necesidades de la ingeniería civil de obtener información útil para el diseño de estructuras sismorresistentes. El más conocido de estos parámetros es el espectro de respuesta, el cual se obtiene de acuerdo al procedimiento siguiente (Hudson, 1979). Se parte de un esquema consistente en un edificio situado sobre una base que está sometida a una aceleración temporal debida a un terremoto (Fig. 7.4)

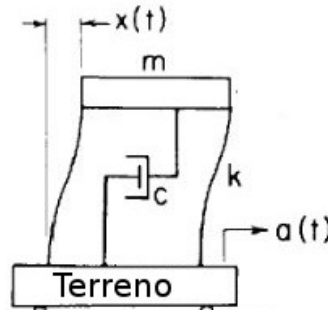


Fig. 7.4. Esquema del planteamiento del problema del cálculo del espectro de respuesta. $a(t)$ es la aceleración del terreno debida al terremoto, “ k ” es la rigidez de la estructura, “ c ” es la amortiguación, “ m ” es la masa del edificio y $x(t)$ es el movimiento del edificio respecto al terreno [modificado de Hudson (1979)].

Este esquema corresponde a un sistema lineal amortiguado con un grado de libertad que responde a una ecuación del tipo:

$$m \cdot \ddot{x}(t) + c \cdot \dot{x}(t) + k \cdot x(t) = -m \cdot a(t) \quad (7.5)$$

$$\ddot{x} + 2\omega_n \cdot \zeta \cdot \dot{x} + \omega_n^2 \cdot x = -a(t)$$

donde $\omega_n = (k/m)^{1/2}$ es la frecuencia natural de oscilación [solución para el caso $c=a(t)=0$] y $\zeta = c / (2m \cdot \omega_n)$ es una fracción de amortiguamiento crítico. Esta ecuación tiene la solución general:

$$x(t) = \frac{-1}{\omega_n \cdot \sqrt{1-\zeta^2}} \cdot \int_0^t a(\tau) \cdot e^{-\omega_n \cdot \zeta \cdot (t-\tau)} \cdot \text{sen}(\omega_n \cdot \sqrt{1-\zeta^2} \cdot (t-\tau)) \cdot d\tau \quad (7.6)$$

A partir de ella se calculan mediante derivación los valores relativos de velocidad y aceleración. El espectro de respuesta se define como:

$$S_a(\omega, \zeta) = |\ddot{x}(t) + a(t)|_{\max} \quad (7.7)$$

7.5) Herramienta web para acceder a los acelerogramas y calcular sus espectros de Fourier y de respuesta

Para acceder a los acelerogramas se preparó un grupo de portales (páginas “web”) que permiten navegar en el árbol de directorios donde se ubicaron los acelerogramas. El primero de ellos presenta una descripción del conjunto de datos y enlaces para acceder a cualquiera de los intervalos de magnitud seleccionados. El segundo de ellos, presenta para cada intervalo de magnitud los terremotos presentes con el correspondiente enlace a los datos disponibles para cada uno. El último tiene la información disponible para cada terremoto en particular, comenzando con enlaces a los montajes de gráficos con 8 acelerogramas, para que se decida cual se va a utilizar. El acceso a ellos aparece más abajo en la misma página. De tal forma la selección es en 3 pasos: intervalo de magnitud → terremoto → (estación, componente) (Fig. 7.5). Para el caso de los terremotos del período 1968-1983, como son pocos, se colocaron todos en la misma web, y su selección se reduce a terremoto → (estación, componente). En la parte de selección aparecen 4 enlaces para cada estación-componente y un botón que llama a una aplicación web para calcular los espectros de Fourier y de respuesta, y otros parámetros.

Los acelerogramas están distribuidos en tres intervalos de magnitud.

[Terremotos con magnitud: \(4, 4.99 \)](#)

[Terremotos con magnitud: \(5, 5.99 \)](#)

[Terremotos con magnitud: \(6, \)](#)

Portal 1

Terremotos con magnitud: (6,)

[2014_410_2327_43.8_L_12.358_-86.432_5.5F_NIC_20_0.3_6.3LNIC_5.2WNIC](#)

[2014_411_2029_15.7_L_11.712_-86.092113.65_NIC_29_0.3_6.7LNIC](#)

[2014_1014_351_38.2_L_12.494_-88.210_24.2FFNIC_46_50_7.3LNIC](#)

[2016_610_0325_21.4_L_12.876_-87.067_1.9_NIC_47_0.5_6.0WNIC](#)

[2016_1124_1843_49.4_L_11.824_-88.979_15.0FFNIC_35_0.3_7.2WNIC](#)

Portal 2

Terremoto: 2016-11-24-1843-48S

Revisión de montaje de gráficos

Grupo No. [1](#)

Grupo No. [2](#)

Grupo No. [3](#)

Grupo No. [4](#)

Grupo No. [5](#)

Grupo No. [6](#)

Portal 3

Descarga de acelerogramas y gráficos

estación	componente					
AAHN	E	SACbin(original)	SACascii(m/seg2)	[t,a(g)]	gráfico eps	comandos gnuplot
Calcular espectro de respuesta						
AAHN	N	SACbin(original)	SACascii(m/seg2)	[t,a(g)]	gráfico eps	comandos gnuplot
Calcular espectro de respuesta						
AAHN	Z	SACbin(original)	SACascii(m/seg2)	[t,a(g)]	gráfico eps	comandos gnuplot
Calcular espectro de respuesta						

Fig. 7.5. Selección de partes de los 3 portales que forman la cadena hasta llegar a la descarga de los acelerogramas y el cálculo opcional de los espectros.

La opción “Calcular espectro de respuesta” permite realizar diferentes procesos que incluyen: cortado del sismograma en un intervalo (t_1 , t_2) donde esté la señal útil, eliminación de la tendencia y ajuste de la media a 0, filtrado, cálculo del espectro de Fourier y del de respuesta, tratamiento del efecto de sitio (ver más adelante), así como cálculo de parámetros energéticos y escalado de acelerogramas en magnitud, que no son objeto de este estudio. La herramienta básica de este trabajo es el programa “fft”, obtenido por cortesía del Departamento de Ciencias de La Tierra de la Universidad de Trieste (DST,

2000), que fue modificado para incluirle diversas opciones. El filtrado “Notch” se realiza aparte usando una subrutina tomada del paquete TSPP (Boore, 2018). Una descripción completa del funcionamiento de la aplicación web se encuentra en (Alvarez, 2019b). Esta aplicación fue instalada en el INETER (<http://dggg-leo.ineter.gob.ni/web/datos/acc/acel.html>), con acceso para todo el personal de esa institución. El INETER no da acceso libre a instituciones externas. Los acelerogramas deben ser solicitados a esa institución.

La aplicación genera muchos gráficos y ficheros texto, incluso los auxiliares que se usaron para confeccionar los gráficos, que se hacen con el gnuplot (Williams y Kelly, 2017). Todo ese material puede ser descargado cada vez que se procese un acelerograma. En los ficheros texto que se se descargan hay información adicional; aparecen, en el caso de los espectros de Fourier sus valores para amplitud y fase (el gráfico se hace con el módulo) y en el caso de los espectros de respuesta aparecen también los espectros de respuesta de desplazamiento relativo, de velocidad relativa y de pseudo-velocidad, siempre para un amortiguamiento crítico del 5%.

7.6) Calidad de los acelerogramas y resultados de filtrado

Los acelerogramas sin corregir para el período 1968-1983 corresponden a la compilación de Douglas et al. (2004). Se realiza el mismo tipo de filtrado se indica que realiza un programa incluido en la aplicación: filtrado elíptico en el rango de frecuencias 0.25-25 Hz; en este caso mediante un filtro tipo Butterworth con 4 polos, pero desconocemos si es exactamente el utilizado por esos autores. De todas formas, el acelerograma en formato SAC binario no lleva ningún pre-procesamiento y puede ser deconvolucionado usando las características de frecuencia del equipo registrador. Para la región de Nicaragua hay 22 terremotos, de los cuales solo 20 pueden ser utilizados, pues para los otros 2 se desconoce su magnitud y no se han encontrado datos hipocentrales de ninguna red (solo se dispone de los que se dan en esa publicación).

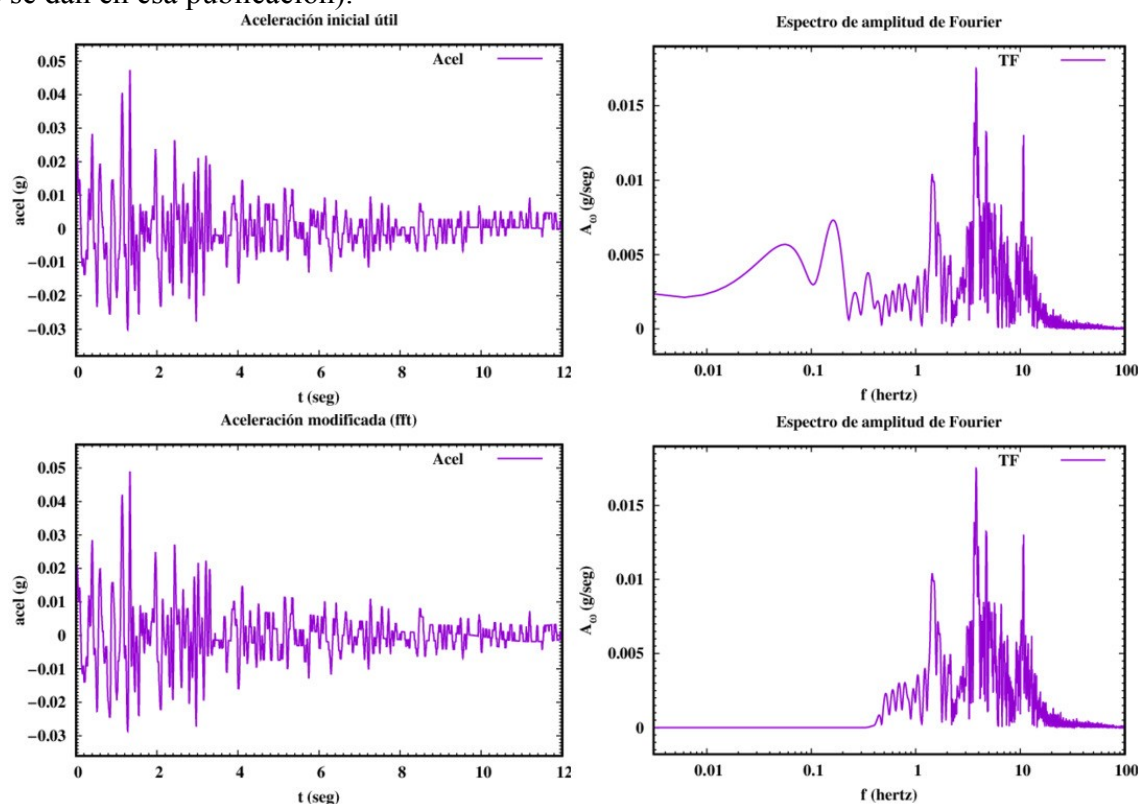


Fig. 7.6. Ejemplo de filtro pasa-alta para un terremoto del período 1968-1983. Se presentan los acelerogramas y su espectro de Fourier; arriba del acelerograma inicial y abajo del acelerograma filtrado.

De esos terremotos se pudieron extraer un total de 50 acelerogramas, todos con las dos componentes horizontales, la mayoría orientados en las direcciones NS y EO. Sin embargo, si bien las frecuencias superiores a 25 Hz son filtradas, y la banda de las altas frecuencias del espectro de Fourier siempre tiene la forma esperada, no ocurre igual con las frecuencias inferiores a 0.25, que no son prácticamente atenuadas. Eso obligó a filtrarlas de nuevo con un filtro gaussiano pasa alta a esa frecuencia en el momento de calcular los espectros de respuesta (Fig. 7.6).

Los acelerogramas de que se dispone para el período 2014-2018 son bastante ruidosos, aunque, por regla general, los terremotos con $M_w \geq 6$ presentan buenos registros (una elevada razón señal/ruido) hasta a distancias de 400 km, y pocas veces resulta necesario realizar algún tipo de filtrado sobre ellos. Esta característica desaparece en el intervalo $5 \leq M_w < 6$. Aquí, para distancias de hasta 300 km (los terremotos de la zona de interfase) la relación señal/ruido es del orden de 1 y es imprescindible realizar un filtrado pasa baja con un $f_{\max}$ del orden de 50 Hz. El problema está presente también para distancias epicentrales cortas. Para los más alejados a veces es imposible diferenciar la presencia de señal útil en los acelerogramas originales, mientras que para los más cercanos, se identifica la presencia de una señal útil en un fondo altamente ruidoso. El filtrado se realiza en el dominio de las frecuencias, resultando en una supresión absoluta para $f > f_{\max}$. Esto hace que se pierdan las frecuencias a que debiera aparecer la aceleración pico (PGA) (Fig. 7.7). Otro tipo de fenómeno que aparece algunas veces es la presencia de una frecuencia espúrea aislada que se elimina con un filtrado tipo “Notch” en el dominio del tiempo. El mismo afecta a algunas frecuencias vecinas también (Fig. 7.8). Finalmente, a veces aparecen también frecuencias muy bajas con una amplitud anómala en su espectro de Fourier. Las mismas son eliminadas con un filtro pasa alta en el dominio de la frecuencia.

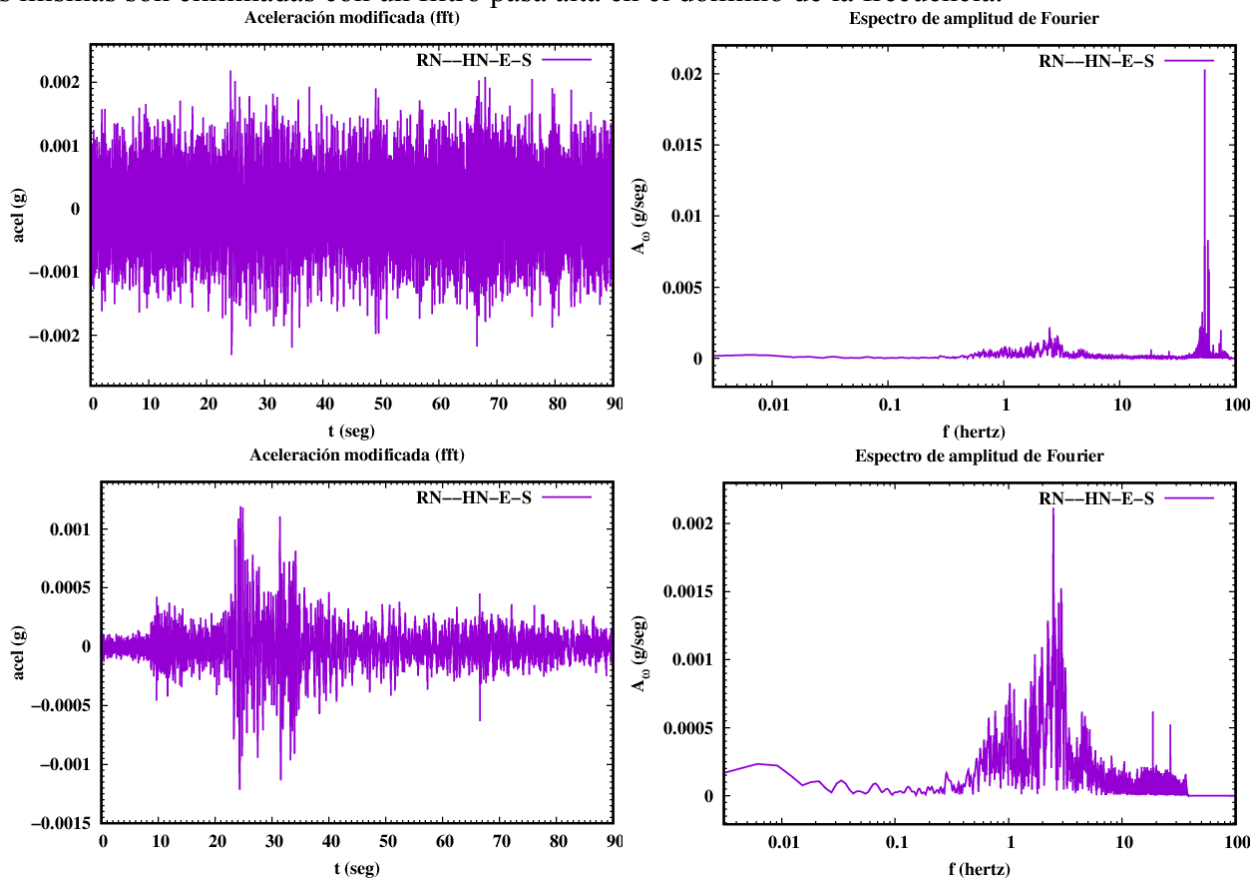


Fig. 7.7. Ejemplo de filtrado pasa-baja. Se presentan los acelerogramas y su espectro de Fourier, arriba del acelerograma inicial y abajo del acelerograma filtrado.

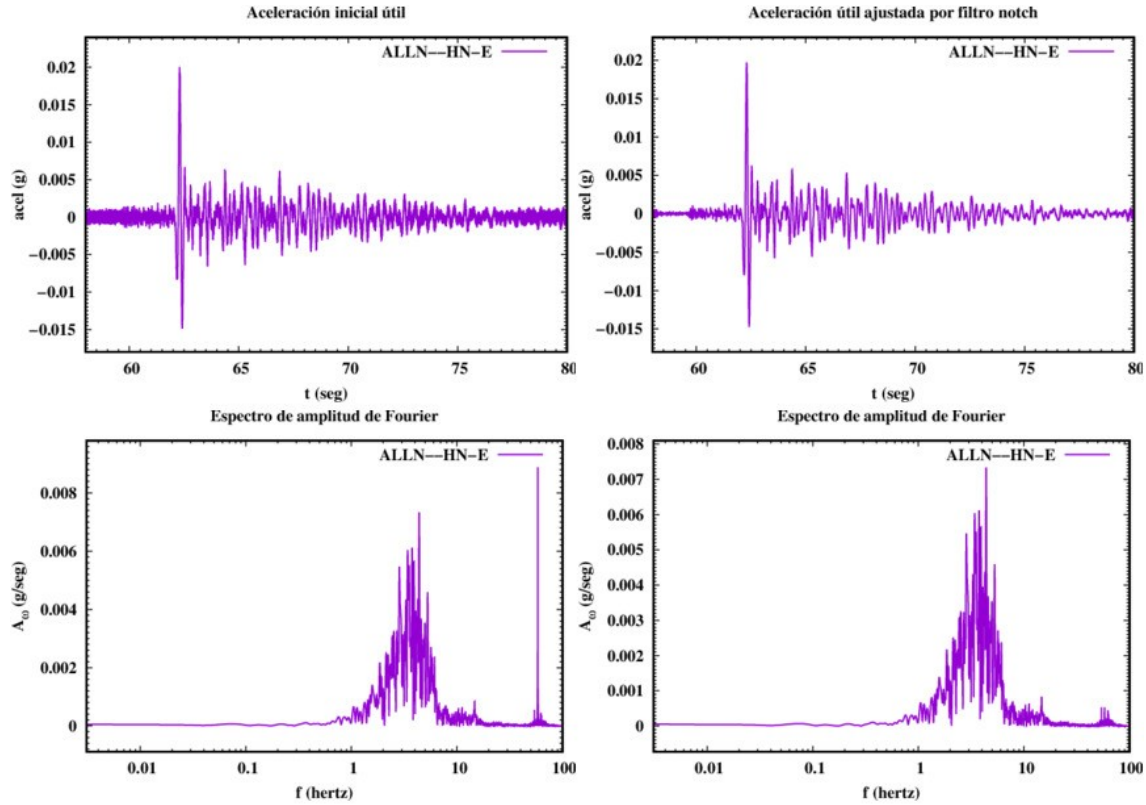


Fig. 7.8. Ejemplo de aplicación de filtro Notch. Se presentan los acelerogramas y su espectro de Fourier, a la izquierda los del acelerograma inicial y a la derecha del acelerograma filtrado.

7.7) La conversión suelo-roca y roca-suelo usando la relación empírica de Chiou y Youngs (2013)

La aplicación web permite calcular el efecto de sitio usando funciones de transferencia y una relación aproximada en función de V_{S30} .

Existe una relación para convertir el espectro de respuesta registrado en roca a su equivalente en suelo, si conocemos el valor de V_{S30} que lo caracteriza (Chiou y Youngs, 2014). Esto se hace mediante la fórmula:

$$ERA_{suelo} = ERA_{roca_referencia} \cdot \exp(AF) \quad (7.8)$$

donde ERA - espectro de respuesta de aceleración y AF es un factor de amplificación que se calcula como:

$$AF = \varphi_1 \cdot \min\left[\ln\left(\frac{V_{S30}}{1130}\right); 0\right] + \varphi_2 \cdot \left[e^{\varphi_3 \cdot (\min(V_{S30}; 1130) - 360)} - e^{\varphi_3 \cdot (1130 - 360)}\right] \cdot \ln\left(\frac{y_{ref} + \varphi_4}{\varphi_4}\right) \quad (7.9)$$

AF se estima en términos de [g]. Si la información inicial está en otra unidad, es necesario convertirla a [g] para calcular AF . Del análisis de la relación (7.9) se ve que el valor de V_{S30} de referencia (y_{ref}) es 1130 m/seg, cuestión muy importante a tener en cuenta cada vez que se use esta conversión. Otra cosa a considerar es el valor de 360 que aparece en dos puntos de la fórmula. Lo mismo que el 1130 puede ser un umbral superior, el 360 puede ser uno inferior. Si bien en la literatura se habla de que por encima de $V_{S30}=1130$ m/seg no hay diferencias apreciables en los valores de la aceleración, del $V_{S30}=360$ m/seg

no se dice nada, por lo que puede ser una limitante de los datos usados para deducir la fórmula, y por debajo de ese valor puede no ser confiable.

La relación de Chiou y Youngs (2014) fue desarrollada para convertir ERA_{roca} en ERA_{suelo} , pero podría usarse para obtener el valor de ERA_{roca} que equivaldría al valor de ERA_{suelo} medido de los acelerogramas. La relación anterior toma la forma (agrupando los términos no dependientes de ERA_{roca} y ERA_{suelo}):

$$\ln(ERA_{suelo}) = \ln(ERA_{roca}) + \alpha(V_{S30}, T) + \beta(V_{S30}, T) \cdot \ln[(ERA_{roca} + \Phi_4(T))/\Phi_4(T)]$$

$$\alpha(V_{S30}, T) = \varphi_1 \cdot \min[\ln(\frac{V_{S30}}{1130}); 0], \quad \beta(V_{S30}, T) = \varphi_2 \cdot [e^{\varphi_3 \cdot (\min(V_{S30}; 1130) - 360)} - e^{\varphi_3 \cdot (1130 - 360)}] \quad (7.10)$$

$$ERA_{suelo} = ERA_{roca} \cdot \exp(factor)$$

$$factor = \alpha(V_{S30}, T) + \beta(V_{S30}, T) \cdot \ln[(ERA_{roca} + \Phi_4(T))/\Phi_4(T)] \quad (7.11)$$

El proceso consiste en solucionar la ecuación trascendente (7.10), hallando ERA_{roca} para un valor dado de ERA_{suelo} . En la aplicación se usa el algoritmo de Brent (1973) para obtener la solución de:

$$0 = \ln(ERA_{roca}) + \alpha(V_{S30}, T) + \beta(V_{S30}, T) \cdot \ln[(ERA_{roca} + \Phi_4(T))/\Phi_4(T)] - \ln(ERA_{suelo}) \quad (7.12)$$

conocidos α , β , Φ_4 y ERA_{suelo} . Φ_4 está tabulado, α y β se calculan de acuerdo a los otros coeficientes tabulados (Φ_1 , Φ_2 y Φ_3). Se usa la subrutina “zeroin” de Netlib (2020).

Un ejemplo de la conversión suelo-roca usando esta relación se presenta en la Fig. 7.9.

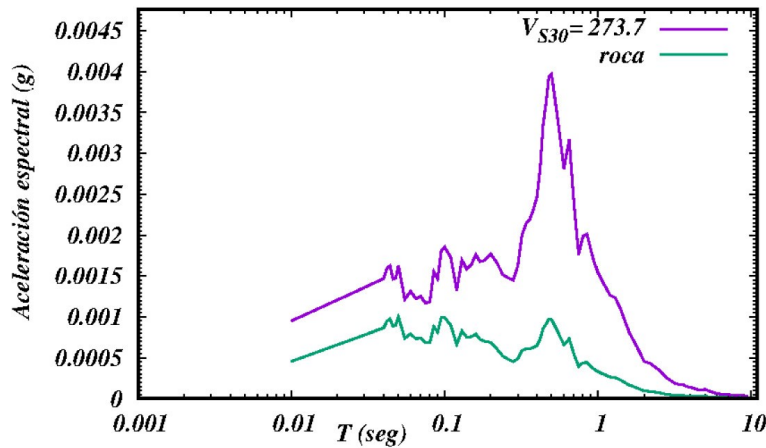


Fig. 7.9. Ejemplo de conversión de un espectro de respuesta registrado en suelo a roca con $V_{S30} = 1130$ m/seg.

8) Selección de relaciones de atenuación

8.1) Consideraciones generales

Un aspecto fundamental de todo trabajo de estimación de la amenaza sísmica es la selección de relaciones de atenuación a utilizar. Lo primero a definir es el tipo de datos que se va a utilizar. Lo más común es usar el espectro de respuesta de aceleración, aunque durante mucho tiempo se han usado la intensidad sísmica, la aceleración pico (PGA), la velocidad pico (PGV), etc.

Se conocen dos variantes del cálculo de los espectros de respuesta de aceleración, los de cálculo directo del ERA (denominado “SA” en inglés) y los del espectro de pseudo-acceleration (conocida por su sigla en inglés PSA). La definición del ERA se discutió en el capítulo 7. En el segundo caso para la ecuación de movimiento

$$m \cdot \ddot{u}(t) + c \cdot \dot{u}(t) + k \cdot u(t) = -m \cdot a(t) \quad (8.1)$$

la definición de espectro de pseudo-acceleration (PSA) es $PSA = \omega^2 S_d$, donde $S_d = |u(t)_{\max}|$ es el espectro de respuesta de desplazamiento. Se usan los parámetros $\omega_n = (k/m)^{1/2}$ (frecuencia natural de oscilación) y $\zeta = c / (2m \cdot \omega_n)$ que es una fracción de amortiguamiento crítico.

Para los efectos de amenaza sísmica, donde los espectros de respuesta se calculan para una amortiguación crítica del 5%, ambos pueden considerarse equivalentes (Papagiannopoulos et al., 2013) (Fig. 8.1) . Por tanto, para el análisis de las relaciones de atenuación a emplear en cálculos de la amenaza sísmica, se usan indistintamente las expresadas en ERA y PSA. En nuestro caso se usaron como datos experimentales los valores del ERA.

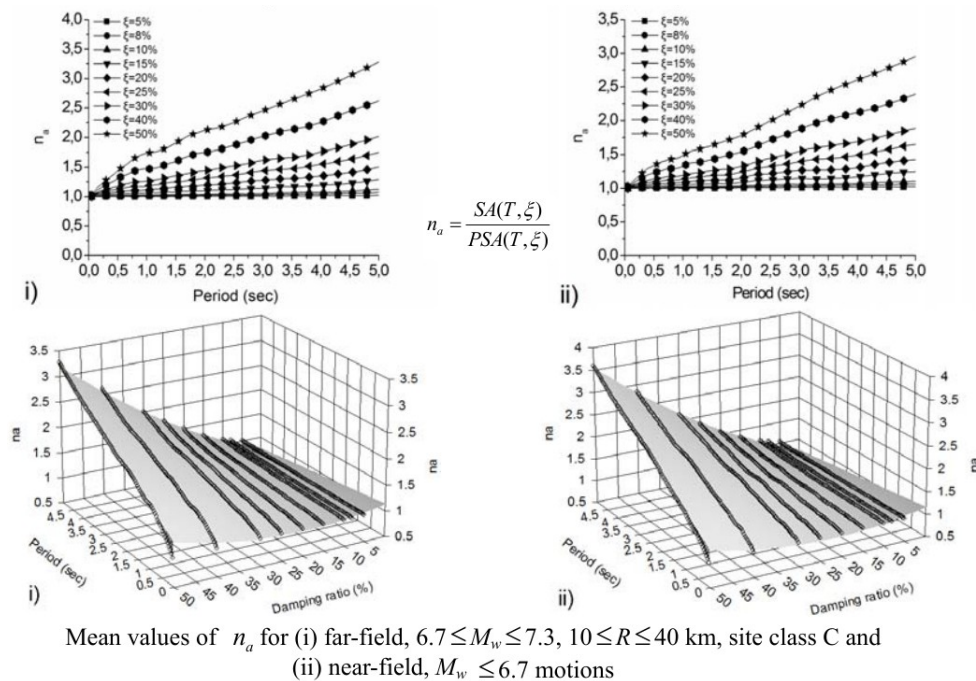


Fig. 8.1. Valores de el coeficiente $\eta = ERA/PSA$. Como se ve de la figura, para un rango amplio de magnitudes, el valor del coeficiente aumenta con el período de oscilación y el coeficiente de amortiguación crítica ζ , pero se mantiene prácticamente igual a 1 si se usa un 5% de amortiguación crítica. (Modificado de Papagiannopoulos et al., 2013)

El otro aspecto a definir es donde se calcula el ERA. Como es conocido, los mayores valores de aceleración se registran en las componentes horizontales. Pero al registrar las aceleraciones en dos componentes, generalmente perpendiculares entre sí, en la inmensa mayoría de los casos en una se registran mayores amplitudes que en otra, y no se puede elegir una de ellas sin cometer errores, ya sea de subestimación o de sobreestimación. La solución más simple es calcular la media geométrica entre las componentes. Boore et al. (2006) comparan distintos métodos de enfrentar ese problema, y al final concluyen que la media geométrica simple es solo alrededor de un 3% menor que cuando se usan métodos más sofisticados. Nosotros optamos por usar la media geométrica, no de las aceleraciones registradas, sino de los ERA calculados para cada componente. Hay que tener en cuenta que para combinar las dos componentes horizontales es imprescindible que ambas hayan sido procesadas de la misma forma (iguales parámetros de corte y filtrado). Para hacer esto, lo más simple es procesar ambas componentes simultáneamente y seleccionar las opciones de corte y filtrado que produzcan el efecto deseado en las dos. En la Fig. 8.2 se presenta un ejemplo de cálculo de media geométrica de los ERA.

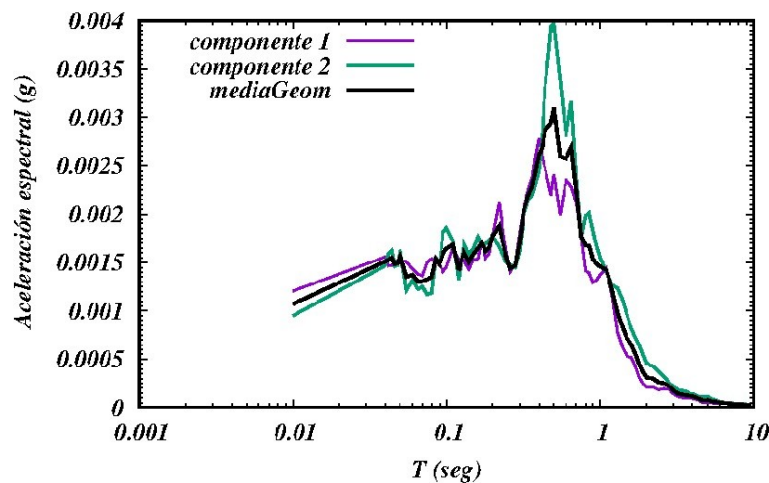


Fig. 8.2. Ejemplo de combinación de espectros de respuesta de aceleración de dos componentes usando la media geométrica.

8.2) Base de datos de ERA

Para procesar de forma más fácil la información de los espectros de respuesta se decidió crear una base de datos relacional, formada por 3 tablas, una con datos del terremoto, otra con los valores del ERA para diferentes períodos y la última con tipo de relación a investigar, distancias y otros parámetros. El diseño de esta base de datos fue realizado por el Ing. Andy Alvarez Fernández, del Banco BBVA Argentina SA. La idea del trabajo es preparar juegos de datos para ser usados en la comparación con diferentes relaciones de atenuación. Esto implica diferentes combinaciones de magnitud, distancia epicentral, profundidad, tipo de espectro y valor del período del UHS. Manejar esto directamente con los resultados del trabajo de análisis de acelerogramas es muy engorroso, pero se simplifica grandemente si se coloca la información necesaria para ello en una base de datos relacional. Se seleccionó como gestor de base de datos el postgresql. En la Fig. 8.3 se presenta el diseño de esa base.

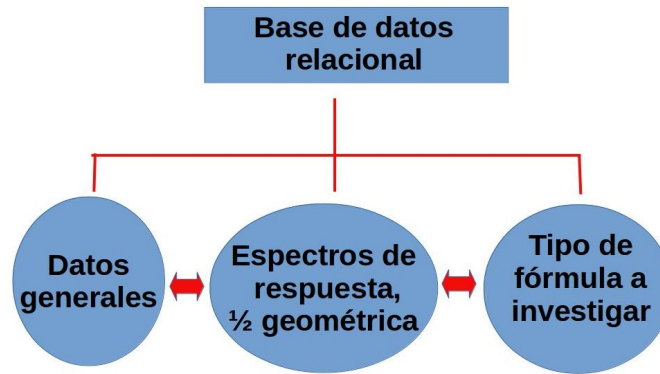


Fig. 8.3. Esquema de la base de datos donde se colocan los resultados del análisis de acelerogramas

8.3) Corrección por efecto de sitio

Ninguna de las estaciones acelerográficas está ubicada sobre roca, por lo que solo tenemos aceleraciones en suelos de diferentes categorías. Para realizar el ajuste de relaciones de atenuación (GMPE – Ground Motion Prediction Equation) todos los registros deben estar en el mismo tipo de suelo, o si se dispone de una gran cantidad de registros, ajustar una fórmula, que entre sus variables incluya el tipo de suelo. En nuestro caso no se puede usar la segunda variante y se debe trabajar en la primera. Para ello es imprescindible convertir las aceleraciones registradas en suelo a roca y ajustar una relación para tales valores convertidos. La posibilidad más factible es usando las relación de Chiou y Youngs (2014), discutidas en el capítulo 7. De esa forma, dado el valor de V_{s30} para el lugar donde esté instalada la estación acelerográfica, se puede calcular un registro equivalente en roca.

Esta es la parte más débil del procedimiento, pues se le debe suministrar al programa el valor de V_{s30} para cada estación. No existen estimaciones directas de este parámetro, por lo que se usa un valor aproximado determinado globalmente por el USGS (2020) usando un método basado en el gradiente del relieve (Fig. 8.4). Esto requerirá consideraciones especiales en el procesamiento en el futuro.

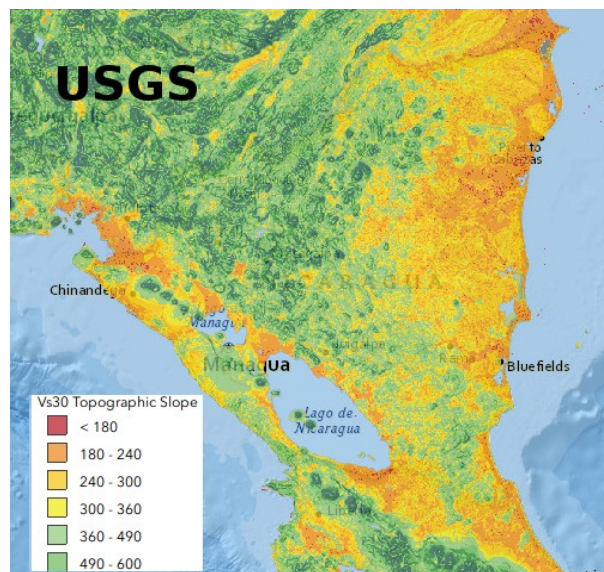


Fig. 8.4. Valores de V_{s30} , tomado de USGS (2020). En la práctica se descargan los valores de V_{s30} (en una malla regular) para una región y los valores puntuales se obtienen por interpolación

8.4) El poblamiento de la base de datos

Lo primero que se hace es realizar el procesamiento completo de los acelerogramas. Con el uso de la aplicación web presentada en el capítulo anterior se determinan los espectros de respuesta individuales por componente, bajo la condición de que en ambas componentes del acelerograma se usen los mismos criterios de cortado de señal, filtrado y efecto de sitio y se salva toda la información del proceso en cada caso. Luego, fuera de esa aplicación, para cada par de componentes se realiza un proceso de:

- actualizar la información sobre el terremoto desde la última versión del catálogo discutido en el capítulo 2 (por facilidad de operación, en la aplicación web están los datos de los terremotos de la base de datos del SEISAN en el INETER no la del catálogo)
- recalcular distancia epicentral y azimutes
- calcular la media geométrica de las componentes horizontales para suelo y su conversión a roca

Téngase presente que el análisis de acelerogramas se hace por componente para cada estación, $ERA_{i,j,k,l}$, donde “i” es terremoto, “j” es estación, “k” es suelo/roca y “l” es E-W/N-S (u otras). Luego de la combinación de componentes (Fig. 8.2) los resultados serán del tipo $ERA_{i,j,k}$, donde se elimina la “l” pues hay un solo archivo ERA resultante (terremoto-estación), que contiene todo lo necesario para poblar la base de datos con 1 registro.

El análisis de toda la información disponible condujo a la preparación de 739 espectros de respuesta de aceleración suelo/roca ($ERA_{i,j}$) correspondientes a 163 terremotos. Algunos de ellos con registros en muchas estaciones, la mayoría en 3 o menos estaciones. En el anexo A7.5 se presentan sus parámetros fundamentales.

Las tablas de la base de datos son:

erdat – contiene los datos primarios, esto es, fecha-hora, coordenadas, estación, distancia epicentral y filtrado realizado

erval – contiene los valores del espectro de respuesta en períodos comprendidos entre 0.01 y 10 segundos

erzon – incluye la clasificación del tipo de relación de atenuación a buscar (cortical, interfase y subducción profunda) y algunos tipos de distancia

En el anexo 7 se presentan los archivos SQL para la generación de dichas tablas.

El llenado de las tablas de datos se hace por importación de ficheros “.csv” que son generados por programas confeccionados al efecto. Aquí es necesario volver sobre un asunto tratado antes, y es sobre la imprecisión de los valores de V_{s30} con que se calcula la corrección suelo-roca. Aparte de los valores de suelo y roca convertidos se decidió calcular también la media geométrica entre ellos como una variante alternativa que toma en consideración una posible subestimación de los valores de roca en la conversión. En la tabla “erval” esos valores se simbolizan por las letras (r,m,s -roca, medio, suelo). Los períodos seleccionados fueron: (0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 1.5, 2, 5, 10) seg.

El llenado de la tabla “erzon” requirió de la clasificación de los epicentros de los terremotos por tipo de zona y el cálculo de las distancias auxiliares. La clasificación del tipo de zona se apoyó en los resultados obtenidos en la etapa anterior para el análisis de la sismicidad. Se delimitaron 7 zonas corticales [0, 40) km, 1 de interfase [40, 110) km y 1 de subducción profunda [110, 250) km. Las zonas corticales se presentan en la Fig. 8.5, que es una generalización del mapa de zonas del intervalo [0, 40) km discutido en el capítulo 5. Esta diferenciación se buscó porque muchas relaciones de atenuación globales tienen parámetros diferentes en diferentes entornos tectónicos, fundamentalmente asociados a un tipo de mecanismo focal. En el caso de Nicaragua era interesante probar un posible comportamiento diferente para el caso de la cadena volcánica (mecanismos transcurrentes) y las zonas aledañas a ella (mecanismos inversos). En la tabla 8.1 se presenta la distribución por zonas de los espectros de respuesta analizados.

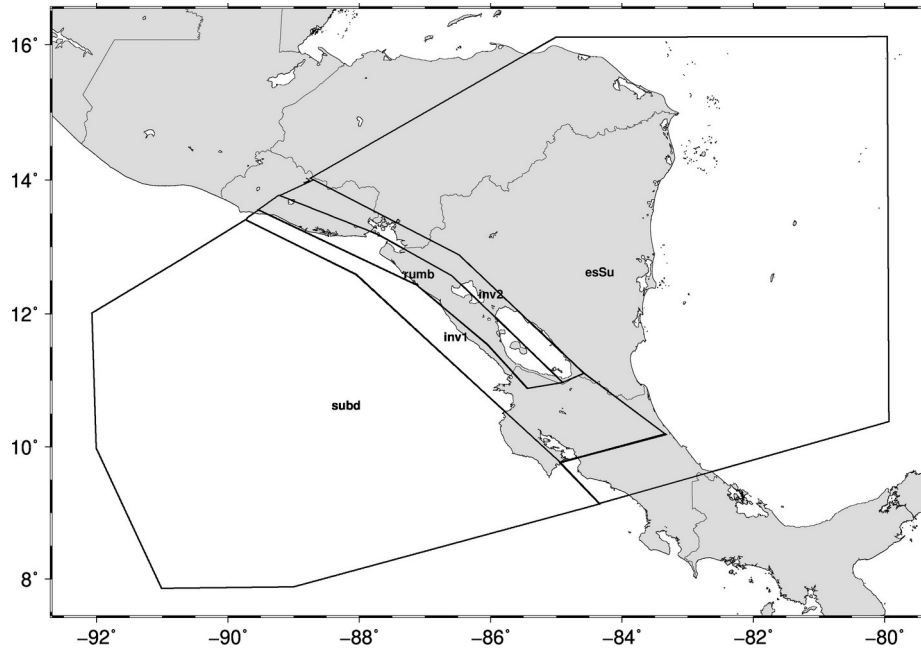


Fig. 8.5. Zonas de posible comportamiento diferente de la atenuación de terremotos corticales en Nicaragua. En la zona “rumb” se esperan terremotos de corrimiento por el rumbo, en las zonas “inv1” e “inv2” terremotos con mecanismo inverso (Alvarez et al., 2018). En “subd” se supone el mecanismo clásico de subducción, y para las otra 2 no hay mecanismo preferente.

Tabla 8.1. Cantidad de eventos por zona

Zona	# ERA
interfase	239
subducción	74
cort_Rumbo	147
cort_esteSur	34
cort_Inversa1	64
cort_Inversa2	86
cort_subd	95

En esta tabla también está el problema de las distancias: hipocentral (r), de Joyner y Boore (r_{JB}) y de ruptura (r_{RUP}). La distancia hipocentral se calcula directamente. La forma de medir las últimas dos requiere conocimientos sobre el foco del terremoto, información que no se obtuvo desde el inicio, por lo que se incluyeron solo la hipocentral y una versión aproximada de la de ruptura, dejando la r_{JB} como “ausencia de información”.

La aproximación mencionada aparece en (Cauzzi et al., 2014) y es basado en una estadística global. El valor de r_{RUP} se estima, a partir de la distancia hipocentral “ r ” y la magnitud M_W , por la fórmula:

$$r = 1.38 + r_{RUP} + 0.0145 \cdot \exp(M_W) + \sigma(M_W) \quad (8.2)$$

para $5.5 \leq M_W \leq 7.6$ y $r_{RUP} \leq 150$ km. Para $M_W < 5.7$, $r_{RUP} \cong R$. El valor de σ viene dado por:

$$\sigma = 209 - 69.6 M_w + 5.9 M_w^2$$

Se confeccionó un algoritmo para evaluar estas relaciones y suavizar los saltos que se producían al pasar de un caso al otro.

8.5) ¿Nuevas relaciones de atenuación o selección de otras ya existentes?

La cantidad de ERA obtenidos, de acuerdo a lo que se ve de la tabla 8.1 parece insuficiente para hacer un estimado confiable de parámetros de una o varias relaciones de atenuación, si los comparamos con las muestras utilizadas por la mayoría de los autores que han publicado tales relaciones. A esto se une el hecho que las distancias a que han sido registrados los eventos no abarcan un diapasón grande y el poblamiento por magnitudes está sesgado al intervalo $M_w = (4, 5)$ (Fig. 8.6).

Esto nos obligó a tomar la decisión de ajustar nuestros datos a relaciones publicadas por otros autores para entornos sismotectónicos compatibles con el de Nicaragua. El método de análisis fue el estudio de los residuos $\{lg_{ERA_{observado}}(T) - lg_{ERA_{fórmula}}(T)\}$ para los que se calcula una estadística normal (μ, σ) para cada valor del período. Aparte de ello, como se había decidido convertir los acelerogramas registrados en suelo al equivalente en roca usando la relación de Chiou y Youngs (2014), que considera una roca rígida ($V_{s30} = 1130 \text{ m/seg}$), siempre va a existir un sesgo en la relación a comparar, a lo que se suma la variación asociada a los datos experimentales. Por tanto, para una relación $ERA_{original} = f(M, \Delta, h, T_{UHS}, X_i)$ se buscó una corrección $Q(T_{UHS})$ de forma tal que se tendrá una relación corregida:

$$ERA_{corregida} = ERA_{original} \pm Q(T_{UHS}) = f(M, \Delta, h, T_{UHS}, X_i) + Q(T_{UHS}) \quad (8.3)$$

donde X_i representa otros parámetros que entren en la fórmula. El sesgo “Q” contiene los valores (μ, σ) correspondientes al ajuste de los datos experimentales:

$$Q(T_{UHS}) = \{ \mu(T_{UHS}), \sigma(T_{UHS}) \} \quad (8.4)$$

Para pasar a la determinación final de la corrección Q se probaron 3 variantes:

- 1) mediante el conjunto de valores (μ_i, σ_i) (“i” se mueve por los valores de T_{UHS})
- 2) mediante los valores $(\mu_{media}, \sigma_{max})$ (donde la media se toma de todos los μ_i)
- 3) ajustando una línea recta por el mínimos cuadrados a μ ($\mu = f(T), \sigma_{max}$)

resultando como más conveniente la primera.

La selección de datos para realizar esos ajuste se hizo a partir de la base de datos. Se tuvo especial cuidado que para cada período T_{UHS} bajo análisis no se seleccionaran acelerogramas que producto del filtrado no hubiesen incorporado esos períodos en el cálculo del ERA. En el Anexo 6 se muestran algunos scripts SQL de consultas a la base de datos.

Con la muestra de datos disponibles no fue posible obtener resultados confiables para subdivisiones de eventos corticales (aunque se probó para todas las variantes presentadas en la Fig. 8.5 para diferentes estilos tectónicos), ni entre terremotos de interfase y de subducción profunda

En la Fig. 8.7 se presenta un ejemplo de ajuste de datos observados a una relación. En ella se evidencia la existencia de un sesgo, lo que indica la necesidad de corregir la relación de atenuación para poderla usar.

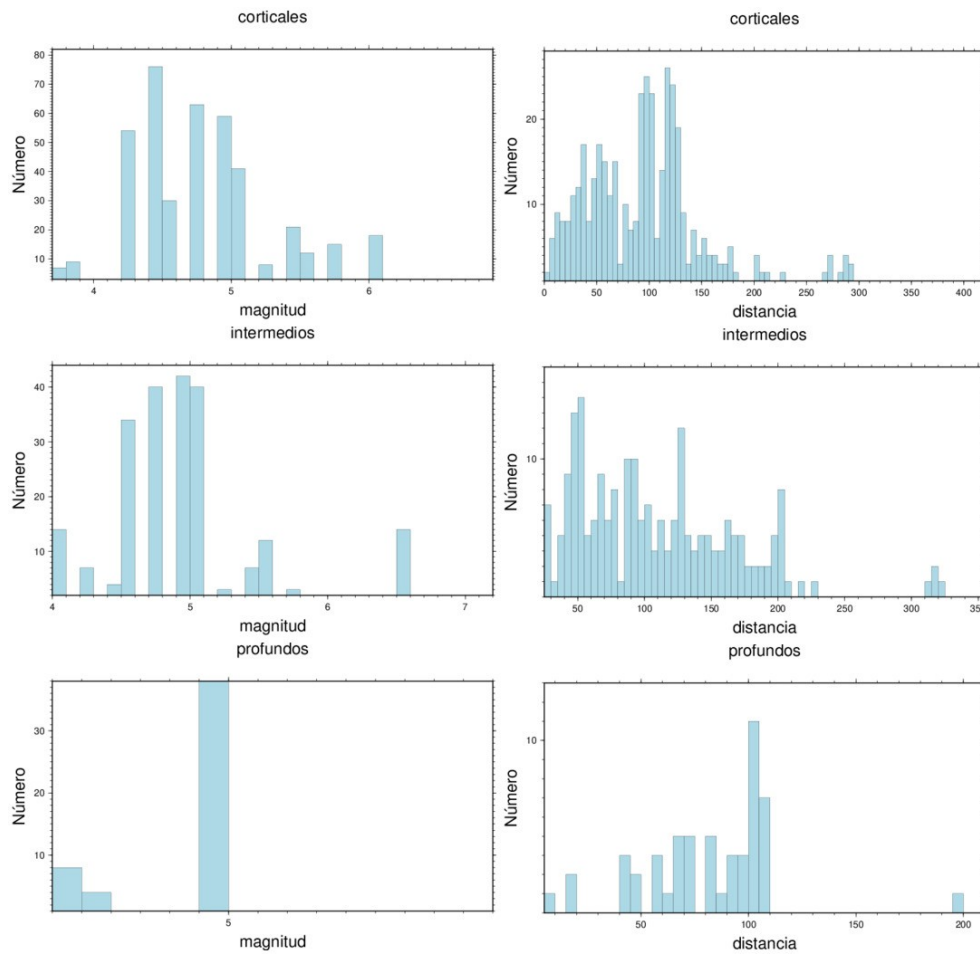


Fig. 8.6. Distribución en magnitud y distancia de los datos recopilados para el estudio de la atenuación del espectro de respuesta.

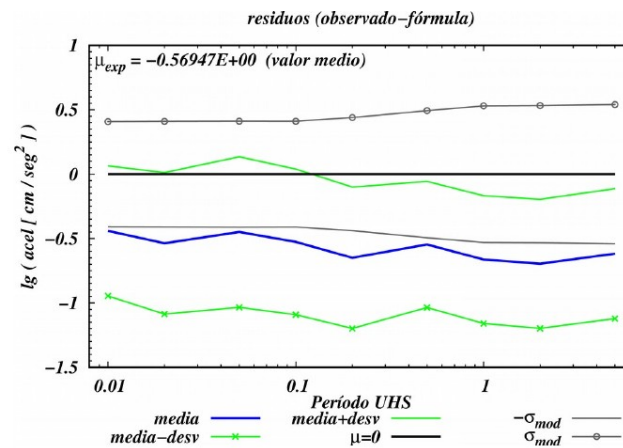


Fig. 8.7. Ejemplo de ajuste de datos observados a una relación que se está analizando. En negro y gris se presentan los datos de la relación (con valor medio 0 – implícito) y los valores de la dispersión estándar que publican los autores. En azul los residuos reales y en verde la dispersión de esos valores. El valor de μ_{exp} corresponde a la media de los μ_i calculados.

8.6) Análisis de relaciones de atenuación

Se realizó una búsqueda de relaciones de atenuación para zonas de subducción y corteza continental. Muchas fueron eliminadas desde el principio porque pedían definir diversos parámetros de los que no disponíamos. Otras estaban expresadas en términos de r_{JB} , un tipo de distancia que no disponemos, y otras no cubrían el rango de períodos que estamos estudiando. En total fueron analizadas 12 relaciones, 7 para corticales y 5 para $h \geq 40\text{km}$ (ver tabla 8.2)

Tabla 8.2. relaciones de atenuación estudiadas.

No.	Referencia	corticales	intermedios-profundos
1	Schmidt (2014)	X	X
2	Akkar et al. (2014)	X	
3	Cauzzi et al.(2015)	X	
4	Idriss (2013)	X	
5	Montalva et al. (2017)	X	X
6	Yenier y Atkinson (2017)	X	X
7	Youngs(1997)		X
8	Zhao et al. (2006)	X	X

8.6.1) Modelo de Akkar et al. (2014)

Terremotos corticales. Las relaciones calculan $\ln(\text{PSA}[g])$. El rango de períodos es de 0 a 4 seg. Calcula también PGA cuyos coeficientes se parecen a los de $T=0.01$ seg, pero no son iguales. Admite el uso de diferentes distancias (r_{JB} , Δ , r), de las que se seleccionó “ r ”. El ajuste de los residuos se muestra en la Fig. 8.8 (izquierda). Los coeficientes se tomaron de Sandikkaya (2014).

8.6.2) Modelo de Cauzzi et al. (2015)

Usa distancia r_{RUP} . De acuerdo a la muestra utilizada es solo aplicable a terremotos corticales. Los valores de los coeficientes se obtuvieron por cortesía de E. Faccioli. Las ecuaciones son válidas para los rangos: período (0–10 seg), magnitud (4.5–8 M_w) y distancia (<150 km). El ajuste de los residuos se muestra en la Fig. 8.8 (derecha).

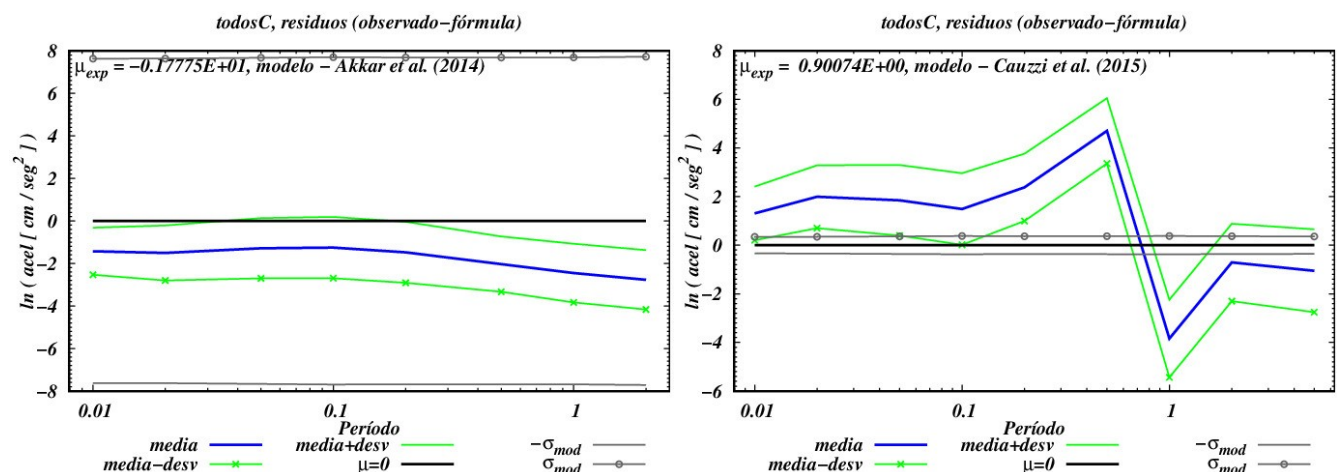


Fig. 8.8. Estadística de los residuos con dos relaciones de atenuación: izquierda (Akkar et al., 2014)), derecha (Cauzzi et al., 2015). μ_{exp} es la media de $\mu(T)$.

8.6.3) Modelo de Idriss (2013)

Magnitud: M_w . Rango de períodos - [0.01, 5] seg. Terremotos corticales, distancia hasta 300 km, medida como r_{RUP} . Las relaciones están expresadas en $\ln(a[g])$. El ajuste de los residuos se muestra en la Fig. 8.9 (izquierda).

8.6.4) Modelo de Youngs et al. (1997)

La relación que se ajusta es $\ln(ERA[g])$. El rango de períodos es [0.01-3.0] seg. Corresponde a terremotos de interfase. Magnitudes $M_w > 5$ y distancias entre 10 y 500 km. El ajuste de los residuos se muestra en la Fig. 8.9 (derecha). Esta relación se usó en los cálculos de amenaza sísmica en el proyecto RESIS-II.

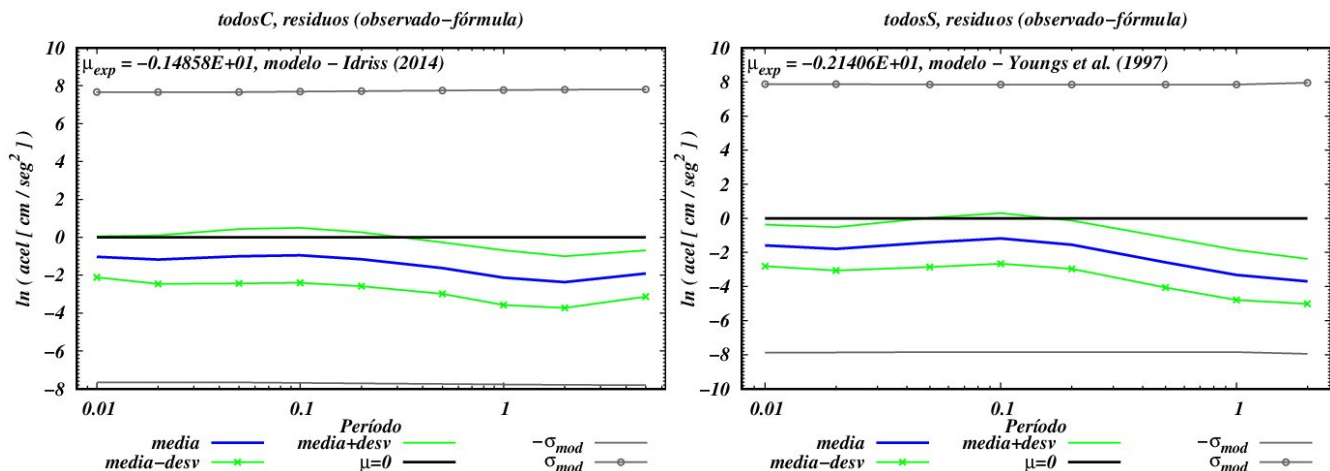


Fig. 8.9. Estadística de los residuos con dos relaciones de atenuación: izquierda – corresponde a los terremotos corticales por la relación de Idriss (2013), derecha – corresponde a terremotos de interfase por la relación de Youngs et al. (1997). μ_{exp} es la media de $\mu(T)$.

8.6.5) Modelo de Montalva et al. (2017)

Trabaja con $\ln(SA[g])$. Rango de períodos (0, 10) seg; se hizo corresponder $T=0$ con $T=0.01$ para el análisis (el siguiente valor de período del que presenta coeficientes es 0.02 seg). Tiene entre los parámetros de entrada V_{S30} , que se fijó en 1130 m/seg. Distancias hasta 300 km, extensibles hasta 1000 km. Magnitudes de 5.0 hasta 8, extensibles hasta 9. Presenta una sola relación para todos los terremotos donde entra la profundidad. El ajuste para dos juegos de datos (superficiales y de subducción) se presenta en la Fig. 8.10.

8.6.6) Modelo de Schmidt (2014)

Rango de períodos: [0.02, 5] seg para PSA y además se calcula para PGA (fue considerado como $T = 0.01$ seg). Valores de $\lg(a[\text{cm}/\text{seg}^2])$. Distancias hasta 200 km. Presenta dos relaciones diferentes para terremotos corticales y de subducción considerando registros en “roca” ($V_{S30} > 600$ m/seg). Magnitud a partir de 4 (la mayoría entre 4 y 4.9) y pocos para $M_w > 6$. En la Fig. 8.11 se presenta el ajuste de ambas relaciones.

8.6.7) El modelo de Yenier y Atkinson (2015)

No define tipo de terremoto, es de forma general. Tiene la peculiaridad de que los autores recomiendan ajustarlo a los datos experimentales. PSA en rango 0.01-10 seg, valores de $\ln(a[g])$. M en el rango 3-8. Distancia hasta 600 km. Se ajusta para terremotos superficiales y con $h \geq 40$ km. En la Fig. 8.12 se muestran ambos ajustes.

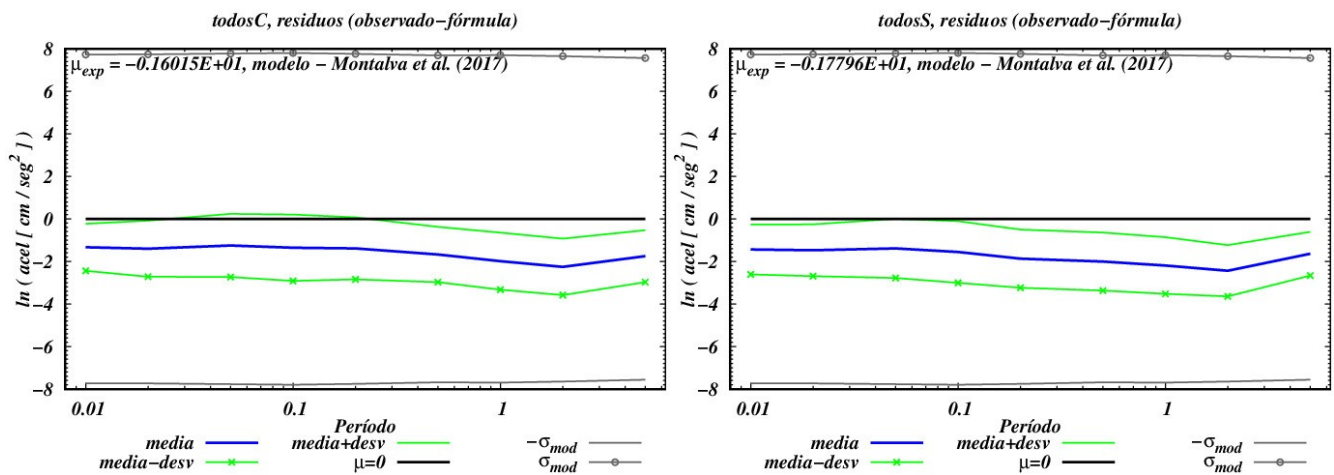


Fig. 8.10. Ajuste de la relación de Montalva para terremotos superficiales (izquierda) y de subducción (derecha)

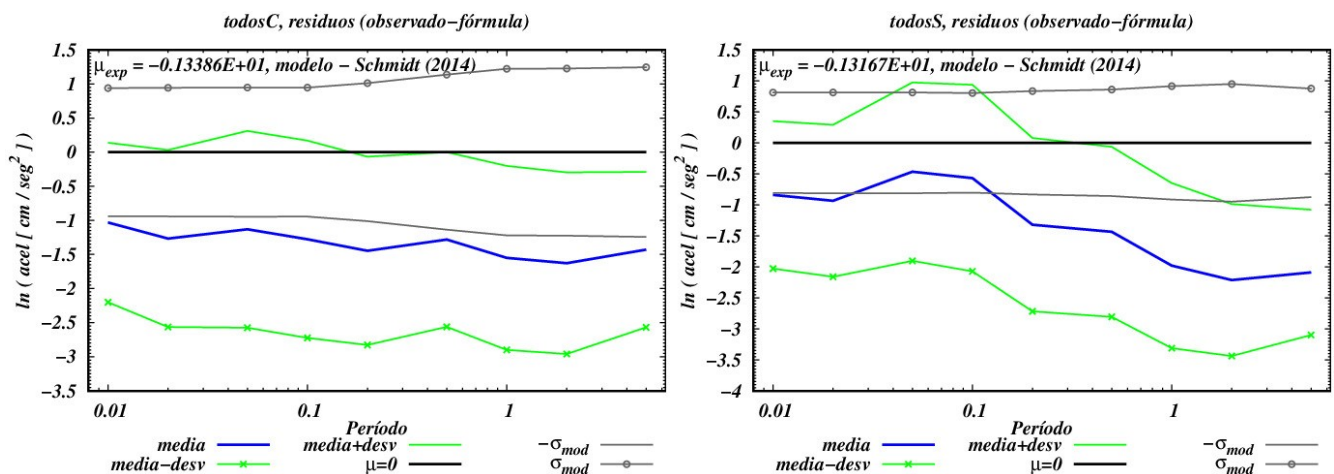


Fig. 8.11. Ajuste del modelo de Schmidt (2014) para terremotos corticales (izquierda) y de subducción (derecha).

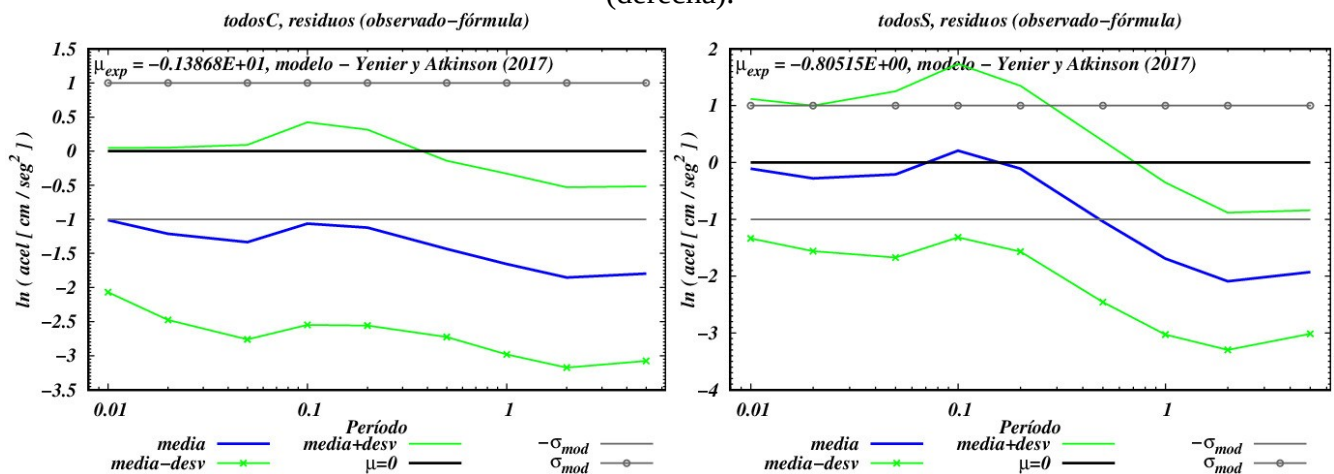


Fig. 8.12. Ajuste del modelo de Yenier y Atkinson (2015) para terremotos corticales (izquierda) y con $h \geq 40$ km (derecha).

8.6.8) El modelo de Zhao et al. (2006)

Este modelo fue usado en el RESIS-II y a él se deben los valores más altos de la amenaza sísmica obtenidos hasta el presente para Nicaragua (Alvarez, 2018). Trabaja con $\lg(a[\text{cm}/\text{seg}^2])$. Presenta una sola fórmula y la división entre eventos corticales y con $h \geq 40$ km se logra a través de diversos coeficientes. Rango de períodos 0.01 (presentado como PGA) – 5 seg. Distancia hasta 300 km. Se ajusta para terremotos superficiales y con $h \geq 40$ km. En la Fig. 8.13 se muestran ambos ajustes.

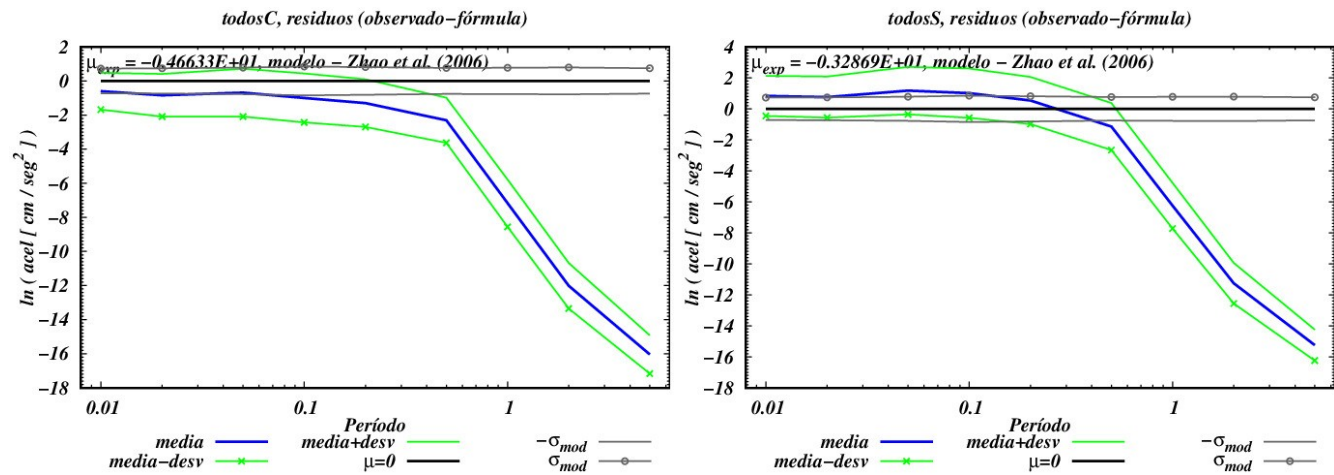


Fig. 8.13. Ajuste del modelo de Zhao et al. (2006) para terremotos corticales (izquierda) y con $h \geq 40$ km (derecha).

8.7) Selección final

De las 7 relaciones para terremotos corticales analizadas se seleccionaron solo 3 y de las 5 de terremotos con $h \geq 40$ km, solo 2. Los criterios de discriminación fueron:

- 1) que abarcaran el rango completo 0.01-5 seg
- 2) que presentasen la dispersión mínima de los residuos

El primer requisito es difícil de cumplir en todos los casos, pues las relaciones obtenidas hace años llegan hasta un valor del T_{UHS} de 2-4 seg. Una cosa que salió en claro del análisis es que no vale la pena dividir la muestra de eventos corticales en los grupos en que se planificó inicialmente. Cuando esto se hace no hay variaciones significativa en μ_{ij} (respecto al μ_i total), y lo que se hace es aumentar el σ_{ij} respecto a σ_i de la muestra como un todo [i – período del T_{UHS} , j – zona de características sismotectónicas]. En las Fig. (8.14, 8.15) se presentan los gráficos del análisis de residuos, superpuestos para todas las relaciones de atenuación utilizadas

Los casos eliminados en terremotos corticales son [Cauzzi et al.(2015), Montalva et al. (2017) y Zhao et al. (2016)] por dispersión y [Akkar et al. (2015) y Youngs (1997)] por no cubrir todo el período. En el caso de los terremotos con $h \geq 40$ km fueron eliminados [Montalva et al. (2017), Youngs (1997) y Zhao et al. (2016)] por los mismos motivos que en el caso anterior. Resumiendo, se seleccionaron para el análisis las relaciones siguientes:

terremotos corticales – Schmidt (2014), Idriss (2013), Yenier y Atkinson (2017)

terremotos intermedios y profundos – Schmidt (2014), Yenier y Atkinson (2017)

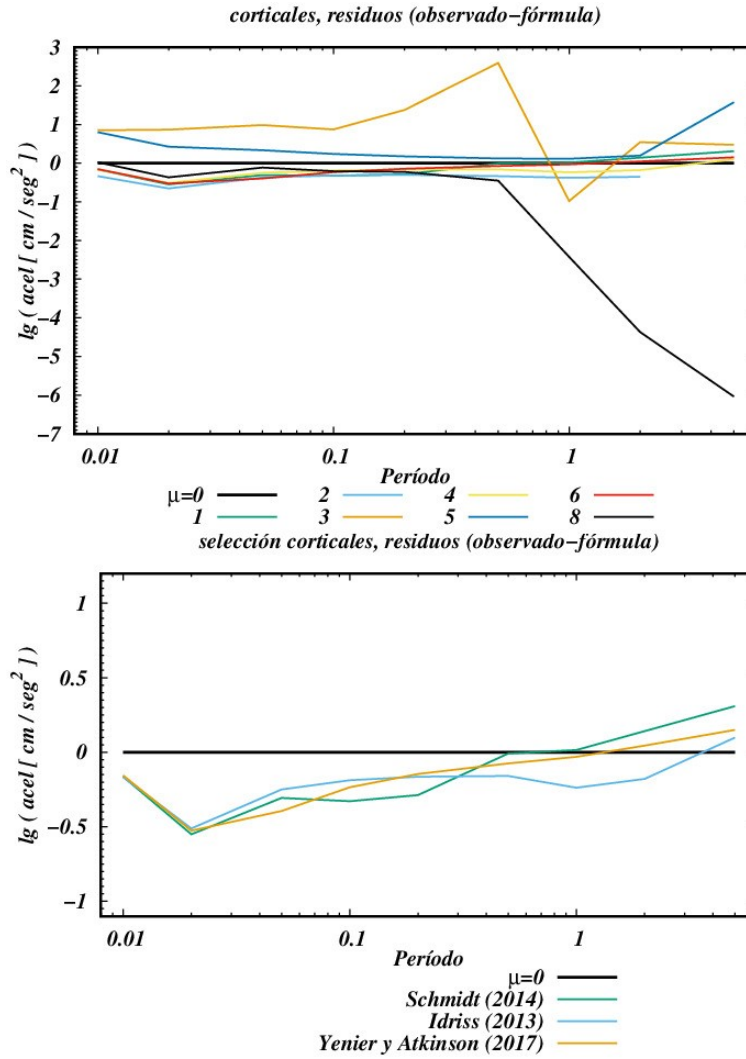


Fig. 8.14. Comparación de los residuos obtenidos para las 7 relaciones de atenuación para terremotos corticales, analizados sin diferenciación por zona de características sismotectónicas. En la parte superior se plotean todos los casos analizados, y en la inferior los casos seleccionados. Los números en el gráfico superior corresponden a los de la tabla 8.3.

Como se dijo anteriormente, en la base de datos están los valores del ERA originales en suelo (caso “s”), los convertidos a roca (caso “r”) y la media geométrica entre ambos espectros de respuesta (campo “m”). Se decidió analizar la atenuación en los casos “m” y “r”, por lo que se obtuvieron dos funciones de corrección distintas para cada fórmula de atenuación: $Q^t(T_{UHS})$ y $Q^m(T_{UHS})$. Con ambas correcciones se evaluaron las relaciones de atenuación iniciales, por lo que para c/u de ellas se obtuvieron dos variantes corregidas:

$$ERA_{corregida}^t = ERA_{original} + Q^t(T_{UHS}), \quad t = \{r, m\} \quad (8.3')$$

$$Q^t(T_{UHS}) = \{ \mu^t(T_{UHS}), \sigma^t(T_{UHS}) \} \quad (8.4')$$

Con estas dos variantes de cada relación de atenuación se prepararon ficheros con el formato específico requerido por el programa R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019). En el anexo 7.6 se presentan los

coeficientes hallados para las 5 relaciones seleccionadas. Se prepararon los ficheros “.atn” que lee el R-CRISIS para relaciones de atenuación suministradas por el usuario. Igualmente, en el anexo 7.7 se presenta un resumen de las expresiones originales de dichas relaciones.

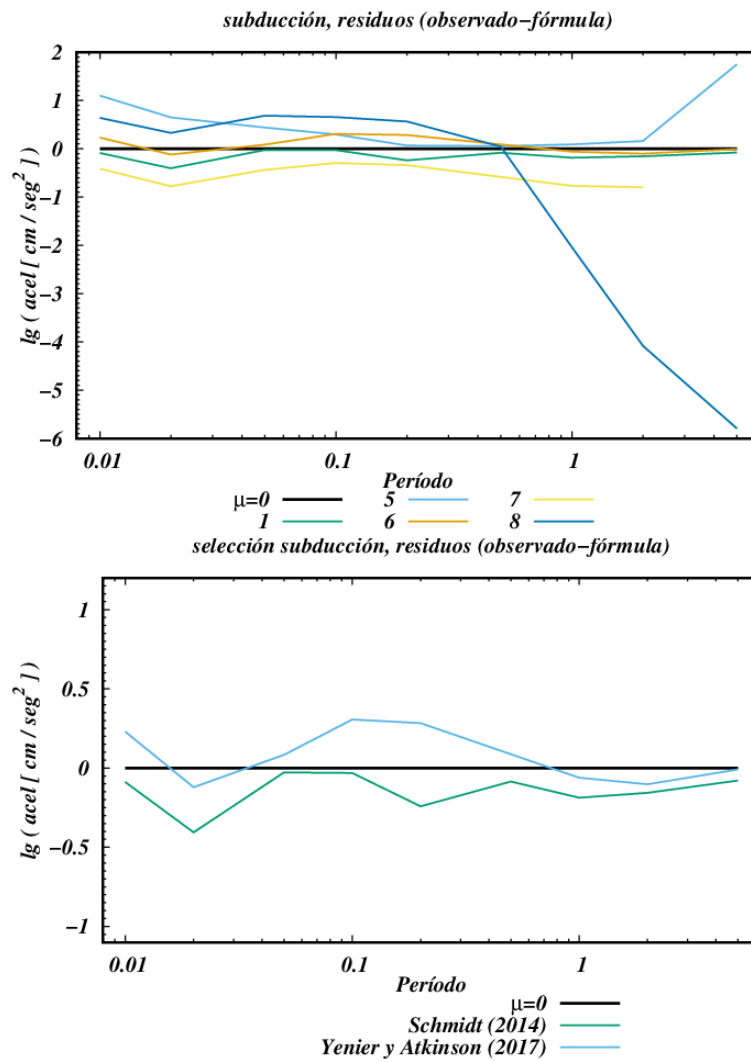


Fig. 8.15. Comparación de los residuos obtenidos para las 5 relaciones de atenuación para terremotos superficiales y profundos, analizados sin diferenciación por intervalo de profundidad. En la parte superior se plotean todos los casos analizados, y en la inferior los casos seleccionados. Los números en el gráfico superior corresponden a los de la tabla 8.3

9) Decisiones para el cálculo de la amenaza sísmica

9.1) Consideraciones generales

Primeramente se tomó una decisión sobre el esquema general de trabajo sísmica. Es habitual que los trabajos de estimación de la amenaza sísmica obtengan sus resultados para roca (con una velocidad V_{s30} de 760 m/seg, 850 m/seg, o algo parecido, de acuerdo a los requerimientos de los códigos constructivos vigentes. Lo que determina para que valor se obtendrán los resultados son las relaciones de atenuación. En nuestro caso los valores registrados en suelo se convirtieron a un equivalente en roca con V_{s30} de 1130 m/seg, por lo que los resultados finales fueron calculados para ese valor. El mismo no es habitual en códigos sísmicos por lo que los resultados deben ser convertidos nuevamente, esta vez en sentido contrario, al valor de V_{s30} deseado (Fig. 9.1).

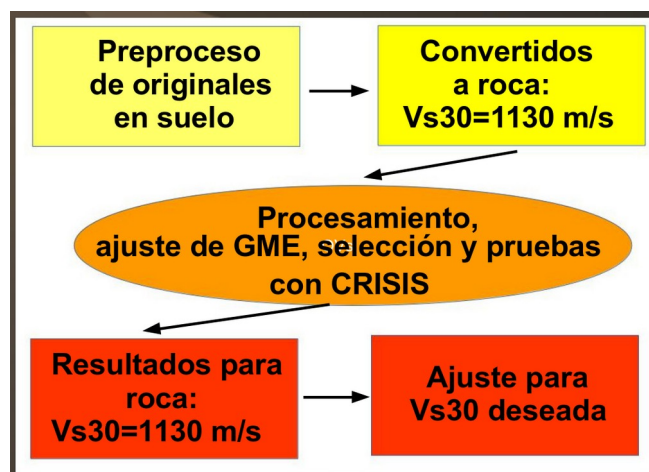


Fig. 9.1. Diagrama del proceso de estimación de la AS. Las decisiones tomadas en el procesado de los acelerogramas fuerzan a la obtención de un estimado de AS para una $V_{s30} = 1130$ m/seg. Los resultados son transformados a su equivalente para el valor de V_{s30} deseado.

9.2) Sobre el tratamiento de las zonas fuente fuera del área cubierta por el catálogo de Nicaragua

Hasta aquí todo el informe se ha concentrado en el estudio de la AS provocada por la sismicidad de la región comprendida dentro del área cubierta por el catálogo que se preparó para Nicaragua (capítulo 2). Sin embargo, para el cálculo de la AS es necesario considerar una región mucho más amplia. En la VI reunión del proyecto internacional "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe", realizado en Panamá en agosto de 2019 (CMS, 2019), Nicaragua informó que iba a realizar su propio mapa de AS, y luego trabajaría en la compatibilización de su mapa, para las zonas fronterizas, con el que se pretende contratar por el proyecto para el resto de América Latina. En función de esa decisión se decidió no trabajar fuera del área que cubre el catálogo de Nicaragua y tomar como buenos los estudios realizados por los países vecinos en sus territorios. En tal sentido se decidió usar los resultados de Alvarado et al. (2017) de delimitación de zonas fuente y estimación de sus parámetros para América Central, en lo que respecta a las zonas fuente ubicadas fuera del límite de cobertura de nuestro catálogo. En el anexo 8 se presentan los resultados de dicho análisis, donde se ve que tales zonas tienen una influencia mínima sobre la amenaza sísmica en Nicaragua y nula sobre la ciudad de Managua, objetivo fundamental de nuestro proyecto. En lo que sigue, nos referiremos a esas zonas fuente como "zonas externas".

9.3) Construcción del árbol lógico

La multiplicidad de relaciones de atenuación (un total de 10, 5 originales y 2 correcciones diferentes para cada una) discutidas en el capítulo 8, y la determinación de de parámetros del régimen sísmico en dos variantes (intervalos de profundidad como un todo y divididos en bloques, discutidas en el capítulo 6, hacen necesario el procesamiento de la información en forma de árbol lógico.

9.3.1) Parte del árbol lógico correspondiente a la atenuación

Como se discutió en el capítulo 7 se seleccionaron 3 relaciones para terremotos corticales y 2 para terremotos profundos. Estas relaciones pueden ser combinadas en 6 variantes corticales-profundos, según se expresa en la tabla 9.1.

Tabla 9.1. Combinaciones de relaciones de atenuación a usar con el R-CRISIS. Los números de las relaciones corresponden a: 1 – Schmidt (2014) – corticales, 2 – Schmidt (2014) – $h \geq 40$ km, 3 – Idriss (2013), 4 – Yenier y Atkinson (2017) – corticales, 5 - Yenier y Atkinson (2017) – $h \geq 40$ km.

Tipo	relaciones					
corticales	1	1	3	3	4	4
$h \geq 40$ km	2	5	2	5	2	5

Ahora bien, para cada relación de atenuación se usaron dos variantes de corrección, una correspondiente a la aplicación “fuerte” de la relación de Chiou y Youngs (2014) para convertir a $V_{s30} = 1130$ km/seg el REA original que se llamó “r” en el capítulo 7, y otra correspondiente a una aplicación “suave” de la relación, obtenida por la media geométrica del ERA original y el convertido a roca, llamado “m” en el capítulo 8. Esto hace un total de 12 ramas en lo que concierne a atenuación.

9.3.2) Parte del árbol lógico correspondiente al régimen sísmico

El régimen sísmico consta de dos partes, una correspondiente a los parámetros (a,b) y otra correspondiente a M_{max} . Se usaron 2 variantes de determinación de (a,b) y una sola de M_{max} , por lo que solo tendremos 2 ramas en este caso. Las zonas externas van con una determinación única de todos los parámetros tomada del trabajo de (Alvarado et al., 2017).

El R-CRISIS requiere que se le de un valor de ΔM_{max} para realizar los cálculos. Los valores de M_{max} se tomaron de la tabla 6.7 y se estimó un ΔM_{max} por el método de “un intervalo adelante” (one step beyond) (Slejko et al., 1998) de la forma siguiente:

- caso de gráfico magnitud-frecuencia único para el intervalo de profundidad

$\Delta M_{max} = 0.5$ para el intervalo $[0, 40)$ km y $\Delta M_{max} = 0.4$ para los otros dos intervalos de profundidad, a lo que se añade $\Delta M_{max} = 0.25$ para las zonas externas

- caso de gráfico magnitud-frecuencia para bloques independientes dentro de cada intervalo de profundidad

$\Delta M_{max} = (0.3, 0.4, 0.5)$ variable de una zona a otra (ver tabla 9.2), a lo que se añade $\Delta M_{max} = 0.25$ para las zonas externas

Debe señalarse que estos valores de ΔM_{max} no son iguales a los δM_{max} que se presentan en el capítulo 6 (tabla 6.7). Aquellos corresponden a un estimado de la precisión de la M_{max} observada, mientras que estos reflejan en cuanto pudiera exceder la M_{max} posible a la M_{max} observada.

El método “un intervalo adelante” (one step beyond) es una estimación subjetiva. En su versión inicial (Slejko et al. 1998), se consideraba que ΔM_{max} era el ancho ΔM (0.3 en su caso) de los intervalos usados en los gráficos magnitud-frecuencia, si para el valor de $M_{max} + \Delta M_{max}$ se tenía un período de recurrencia entre 1000 y 3000 años. Para un valor de $\Delta M = 0.5$, García et al. (2003) fijan ese período de

recurrencia entre 500 y 1500 años. En nuestro caso lo que se ha hecho es seleccionar un valor entre 0.3 y 0.5, sin tener en cuenta el período de recurrencia, lo que se aproxima más a lo que se ha dado en llamar “evaluación de experto”.

Tabla 9.2. Valores de ΔM_{max} que se le asignaron a los distintos bloques de zonas para el cálculo de la amenaza sísmica.

intervalo de h	Bloque	ΔM_{max}
[0,40)		
	cadena	0.4
	cascara	0.5
	este	0.4
	oeste	0.5
	subdu	0.5
[40 110)		
	borde100	0.4
	resto	0.3
	subduc100	0.4
[110 250)		
	borde200	0.4
	extra200	0.4
	subduc200	0.5

Considerando estas dos variantes de parámetros del régimen sísmico se tendrá un total de 24 ramas para el árbol lógico, tal como se muestra en la Fig. 9.2.

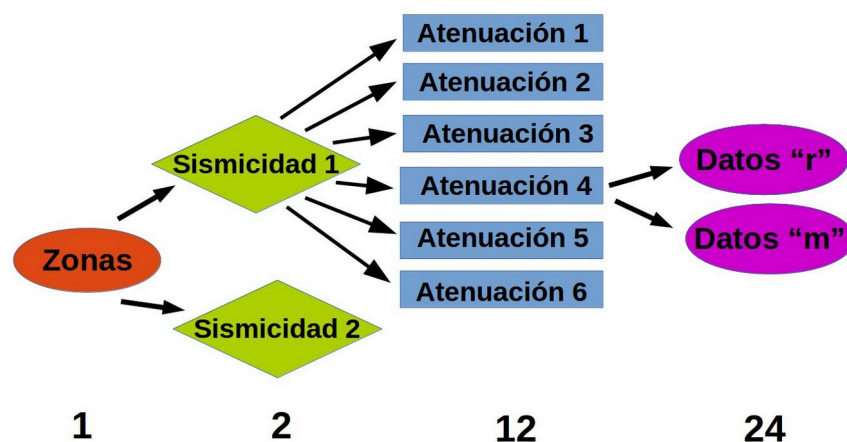


Fig. 9.2. Árbol lógico formado con 2 variantes de evaluación de la sismicidad, 6 combinaciones de relaciones de atenuación, y las dos variantes de corrección, para un total de 24 ramas.

9.4) Conformación de las entradas para el R-CRISIS

Los datos para hacer un cálculo de AS con R-CRISIS se preparan en un fichero “.dat” por cada rama, y un fichero “.LTC” para el árbol. Los cálculos por rama requieren algunas definiciones, que son las que van a determinar el carácter del resultado final:

- tipo de resultado a obtener (probabilidad de excedencia, probabilidad de no excedencia o frecuencia equivalente) – se seleccionó el último
- unidad de los ERA – se seleccionó [cm/seg²]
- valores de los períodos del UHS y rango de búsqueda del ERA correspondiente a cada uno (ver tabla 9.3)
- número de intervalos en que se divide el rango de búsqueda (el R-CRISIS fija un valor del ERA y calcula la probabilidad de excedencia para el – se seleccionó el valor 10
- distancia máxima de integración – se seleccionó el valor de 300 km
- tiempo de espera para el cálculo de las probabilidades – se seleccionó en valor de 50 años; esto equivale, para un 90 % de no excedencia, a un período de retorno de 475 años
- definición de una región rectangular para los cálculos y dentro de esta un polígono que determine donde se realizarán realmente (fuera de ella se obviarán) (ver Fig. 9.3)
- dimensiones de la malla (espaciamiento entre los nodos donde se calcula la AS – se seleccionó 0.1°×0.1°
- ubicación en la computadora de un mapa base (formato “.shp”) y de un fichero de ciudades (formato ASCII) a representar con los resultados (y también durante el proceso interactivo de preparación de datos)
- otros parámetros de control (se mantuvieron en los recomendados por los autores del programa)

El fichero de árbol solo contiene:

- ubicación en la computadora de cada uno de los ficheros “.dat” de rama
- peso que se le asigna a la rama

y requiere que todos los ficheros de rama estén confeccionados con los mismos parámetros. El R-CRISIS va a procesar los resultados de todas las ramas con una estadística muestral (mediana y percentiles), y en principio deben variarse los pesos cada vez que se quiera probar una combinación diferente. No obstante se prefirió realizar ese proceso fuera del programa R-CRISIS, y como se selecciona la forma de resultados “frecuencias equivalentes” se considera posible aplicar también una estadística normal a los mismos, además de la muestral implícita. Esto se realiza con programas confeccionados al efecto. La formulación estadística para ambos casos se presenta en el Anexo 9.

Tabla 9.3. Períodos del UHS y rango de búsqueda del ERA para cada uno.

T _{UHS} [seg]	ERA _{inicial} [cm/seg ²]	ERA _{final} [cm/seg ²]
0.01	10	1500
0.02	10	1500
0.05	10	2000
0.1	10	3000
0.2	10	3000
0.5	10	2000
1	10	1500
2	10	1500
5	10	1500

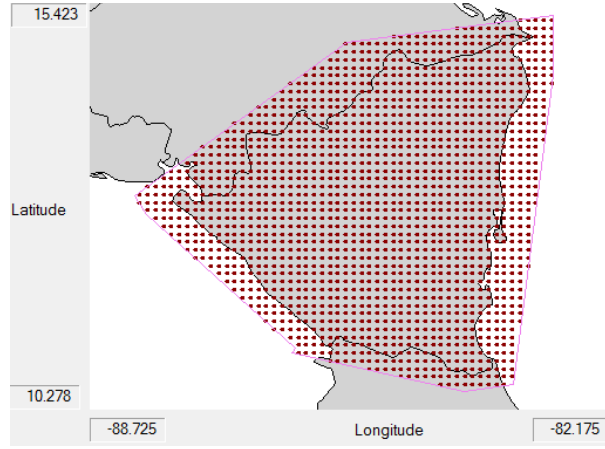


Fig. 9.3. Región rectangular y polígono de selección para el cálculo de la AS. Los puntos en rojo corresponden a los nodos donde se calcula la amenaza.

9.5) Aspectos teóricos del cálculo de la amenaza sísmica en el R-CRISIS

Como se planteó en la “Introducción”, el cálculo de la AS se puede generalizar como la evaluación de una integral del tipo:

$$AS = \iiint f(x, y, z, M, \alpha) \cdot dx \cdot dy \cdot dz \quad (9.1)$$

donde “ α ” representa el parámetro en que se expresa la AS y “ f ” en general es una función de expresión bastante compleja que obliga a su resolución numérica. Los distintos algoritmos de estimación de la amenaza sísmica se diferencian en la forma de esa función “ f ”, y son bastante complicados, ya que incluyen el tratamiento de la atenuación de “ α ”, por lo que se acostumbra a seleccionar un programa de cómputo entre los disponibles y no tratar de hacer los cálculos directamente.

Por la facilidad en su operación, la posibilidad de incluir modelos diferentes de sismicidad y atenuación y la multiplicidad de resultados que brinda se seleccionó el programa R-CRISIS (Ordaz y Salgado-Gálvez, 2019), que ha venido evolucionando desde 1991 y es considerado internacionalmente como uno de los mejores. A continuación se describen sus características fundamentales. La integral (9.1) se expresa en términos probabilísticos y como sumatoria, que es la forma en que se procesa en las computadoras. De tal forma la AS (expresada como probabilidad de “no excedencia”) en un punto dado para los próximos T_j años se calcula como:

$$Pr(A \leq a | M_i, T_j, k) = \sum_{s=0}^{N_s} P_k(s, M_i, T_j) \cdot [Pr(A \leq a | M_i, R_k)]^s \quad (9.2)$$

donde $Pr(A \leq a | M_i, R_k)$ es la probabilidad que la “intensidad a ” no sea excedida, dada la ocurrencia de un terremoto de magnitud M_i en la fuente “ k ”, que está separada del sitio de interés por una distancia R_k . Los autores usan el término “intensidad” para reflejar el valor de una variable, y no tiene que ver nada con la intensidad sísmica. Para calcular la probabilidad de no excedencia considerando la ocurrencia de eventos en todos los intervalos de magnitud se multiplican las probabilidades para intervalos simples:

$$Pr(A \leq a | T_j, k) = \prod_{i=1}^{Nm} Pr(A \leq a | M_i, T_j, k) \quad (9.3)$$

Siguiendo esa linea de razonamiento se llega a la expresión:

$$Pr(A \leq a | T_j) = \prod_{k=1}^N \prod_{i=1}^{Nm} \sum_{s=0}^{N_s} P_k(s, M_i, T_j) \cdot [Pr(A \leq a | M_i, R_k)]^s \quad (9.4)$$

que corresponde a la probabilidad de no ocurrencia de un valor con intensidad mayor que “a”, considerando todas las fuentes, todos los intervalos de magnitud y todos los terremotos (“s” representa la cantidad de eventos que ocurren en la fuente). Considerando un carácter poissoniano de la ocurrencia de terremotos, estas fórmulas conducen a:

$$Pr(A > a | T_j) = 1 - \exp\{-v(a) \cdot T_j\} \quad (9.5)$$

$$v(a) = \sum_{k=1}^N \int_M - \frac{d\lambda_k(M)}{dM} \cdot Pr(A \geq a | M, R_k) \cdot dM \quad (9.6)$$

donde λ_k es el número de eventos en el intervalo $(M_k - \Delta M/2, M_k + \Delta M/2)$ y $v(a)$ es la tasa de excedencia de la intensidad “a”. Aunque el programa permite el uso de diferentes modelos de sismicidad, se eligió el denominado por los autores “Gutenberg-Richter modificado”, donde $\lambda(M)$ tiene la forma:

$$\lambda(M) = \lambda_{ref} \cdot \frac{\exp(-\beta \cdot M) - \exp(-\beta \cdot M_{max})}{\exp(-\beta \cdot M_{ref}) - \exp(-\beta \cdot M_{max})} \quad M_{ref} \leq M \leq M_{max} \quad (9.7)$$

donde λ_{ref} es la tasa de excedencia de la magnitud M_{ref} , y β es equivalente al “b” de los gráficos magnitud-frecuencia. $\lambda(M)$ será la tasa de excedencia de los terremotos de magnitud M. La expresión completa de estos desarrollos matemáticos puede consultarse en (Ordaz et al., 2015)

La fórmula (9.2) representa la probabilidad de no excedencia (P_{ne}) ($A \leq a$), pero el programa permite expresar los resultados no solo como dicha probabilidad de no excedencia (P_{ne}), sino también como probabilidad de excedencia (P_e) o “frecuencia equivalente” f_e , que fue la seleccionada en este trabajo:

$$P_e = 1 - P_{ne}, \quad f_e = -\ln(P_e) / t_{espera} \quad (9.8)$$

Otro aspecto importante a tener en cuenta es la forma de preparar los datos, en función del resultado que se espera. En primer lugar se usa un grupo de períodos del espectro, que fue fijado en 9: [0.01, 0.02, 0.05, 0.1, 0.2, 0.5, 1, 2, 5] seg. En segundo lugar, para cada período del espectro se fija un rango de valores de intensidad, por ejemplo (10-1500) cm/seg², y ese rango es dividido en intervalos, que fueron fijados en 10. Esto es importante de controlar, pues cuando se busca el efecto para un período de retorno específico, los valores de aceleración pueden quedar fuera del rango definido y los cálculos no son confiables, porque se obtienen por extrapolación. El programa da como resultado básico la amenaza sísmica en la forma que se solicite (en este caso, frecuencias equivalentes), en función del período del espectro y la “intensidad”:

$$AS(T_{UHS}, Int)[año^{-1}] \quad (9.9a)$$

Esto es una matriz, para el caso presente de dimensiones 9 x 10. Sin embargo, los resultados se buscan en términos del período de retorno, que es el inverso de este valor

$$T_{ret} = 1/AS \quad (9.9b)$$

Si se fija T_{ret} , el problema se reduce a determinar “ Int ” lo que se hace por un proceso de interpolación (mas preciso) y extrapolación (menos preciso, incluso con resultados erróneos). Si los casos de extrapolación para un mapa son elevados es necesario volver a correr el programa ampliando el rango de “ Int ” para los períodos donde se encuentre el problema.

Usando las fórmulas 9.8 y 9.9 se obtiene una relación muy útil para fijar los períodos de retorno para los que es habitual calcular la AS:

$$P_e = \exp(-t_{espera}/T_{ret}) \quad (9.9c)$$

Finalmente el programa R-CRISIS tiene una forma particular de definición de los pesos. A cada rama se le asigna un valor creciente en orden de importancia (1, 2, 3.5,...). Se suman todos esos valores y el peso se calcula como “ese_valor/suma”. En nuestro caso, de los factores que diferencian las ramas hay dos que se tienen que tomar en consideración al asignar pesos: el tipo de datos de aceleración (T_1, T_2) usados para corregir las relaciones de atenuación y el procedimiento para determinar los parámetros de la sismicidad (S_1, S_2). No se consideraron pesos diferentes para las variantes de combinación de relaciones de atenuación, pues todas las relaciones fueron “corregidas” de la misma forma (capítulo 8) y no hay elementos para diferenciarlas. Una rama “ k ” cualquiera se caracterizará por el valor de importancia $\{S_i \cdot T_j\}_k$. El peso de una rama será:

$$w_k = \{S_i \cdot T_j\}_k / \sum_k \{S_i \cdot T_j\}_k \quad (9.10)$$

10) Mapas de AS para Nicaragua

Se definió una malla con separación entre nodos de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ que cubre todo el territorio de Nicaragua y algo más tras las fronteras (Fig. 9.3). Se prepararon los ficheros de entrada para cada una de las 24 ramas, así como algunas variantes de fichero de datos para el árbol con diferentes opciones de peso.

10.1) Procesamiento de las ramas

Cada rama se procesó en un directorio independiente, y el árbol final en otro. En cada directorio de rama se colocó un único fichero de datos “.dat” que contiene toda la información de entrada necesaria. Al realizar los cálculos aparece un fichero “.gra”, con la AS en la forma en que se solicitó, un fichero “.res” con un análisis del fichero de entrada “.dat” y 9 ficheros binarios auxiliares (.b1b9). El sistema permite la representación de este resultado en forma de mapas. En la Fig. 10.1 se presenta un mapa correspondiente a la contribución de una rama específica del árbol. Si sobre ese mapa se marca un punto cualquiera en la zona cubierta por los puntos rojos (donde se hicieron los cálculos) se obtienen gráficos de amenaza sísmica para dicho punto (Fig. 10.2)

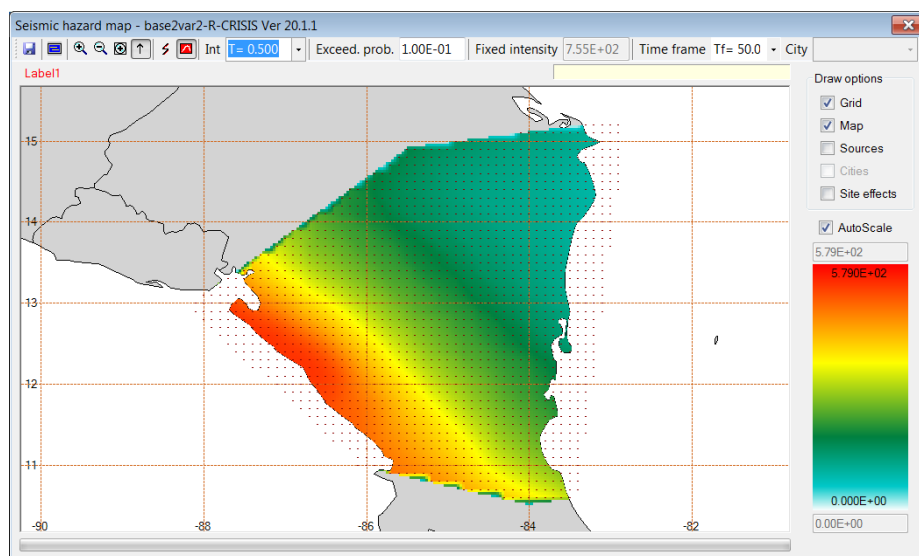


Fig. 10.1. Ejemplo de mapa de amenaza sísmica para una zona confeccionado con las herramientas gráficas del R-CRISIS.

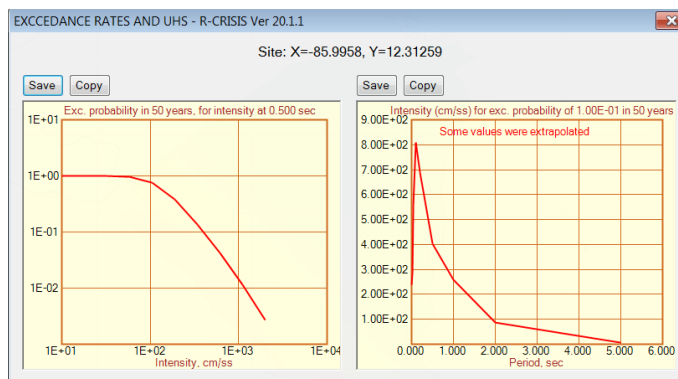


Fig. 10.2. Ejemplo de gráficos de amenaza sísmica que se obtiene al marcar un punto cualquiera en la zona cubierta por los puntos rojos de la Fig.10.1.

Este tipo de gráficos se puede obtener en cualquier momento si se mantienen los directorios de trabajo de cada zona sin modificaciones, lo que permite hacer verificaciones cuando sea necesario. Sin embargo, lo que presenta más interés no es obtener la información zona a zona, sino el resultado del procesamiento de árbol lógico.

10.2) Procesamiento del árbol lógico

Se realizaron los cálculos con el programa R-CRISIS para todas las ramas (las ramas se pueden ir procesando poco a poco). Una vez concluido el procesamiento de las ramas se puede realizar el procesamiento del árbol. Con los pesos definidos en el fichero “.LTC” el programa procesa con estadística muestral los ficheros “.gra” con los resultados $AS(T_{UHS}, Int)[año^{-1}]$ de los directorios de rama, creando un fichero “.gra” con la mediana de los mismos y un fichero “.pct” con los resultados estadísticos generales (percentiles). Crea también 2 ficheros auxiliares ascii (“.dat” y “.res”) y 9 binarios (.b1b9). Con estos resultados se pueden usar las facilidades gráficas del programa y obtener mapas y gráficos del tipo de los que se presentan en las Fig. 10.1 y 10.2.

Sin embargo, se tomó la decisión de procesar aparte los ficheros de resultados por rama “.gra” para preparar mapas con más calidad usando el GMT (Wessel y Smith, 1998). En este caso se usan indistintamente estadística normal o muestral, por lo que en poco tiempo pueden obtenerse distintas variantes de resultados finales (combinaciones de períodos de retorno, períodos del UHS, estadística muestral o normal, pesos, valor de V_{S30}). Para realizar este trabajo se confeccionó un conjunto de programas en FORTRAN y guiones (“scripts”) en perl. El proceso, por comodidad, se realiza en una aplicación web (ver capítulo 12).

Se probaron diferentes combinaciones de parámetros y al final se decidió que lo más conveniente para el proyecto era:

1) Pesos de las ramas, calculados de acuerdo a la fórmula 9.13 con:

- ◆ sismicidad (1 para gráfico magnitud-frecuencia único por intervalo de profundidad, 2 para gráficos magnitud-frecuencia diferentes por bloques de zonas)
- ◆ atenuación (1 para datos tipo “r”, 1 para datos tipo “m” - ver capítulos 8 y 9)

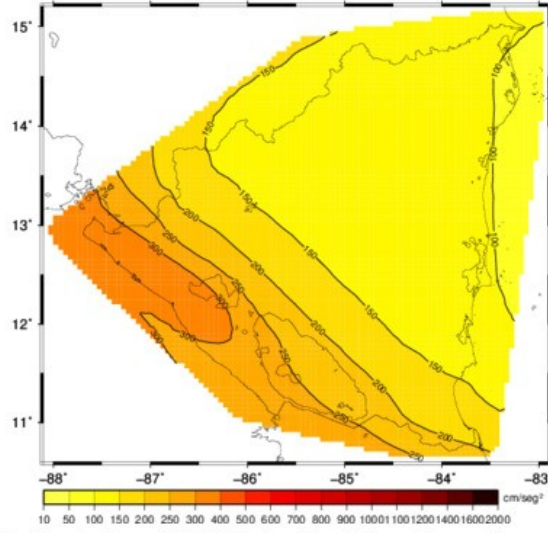
2) V_{S30} de los resultados finales de 760 m/seg

En la Fig. 10.3 se presentan los mapas para $T_{UHS} = (0.01, 0.02, 0.05) \text{ seg}$, obtenidos con estadística normal para un período de retorno de 475 años y en la Fig. 10.4 los mismos mapas obtenidos con estadística muestral. Los mapas para los otros 6 períodos restantes se presentan en el Anexo 10.

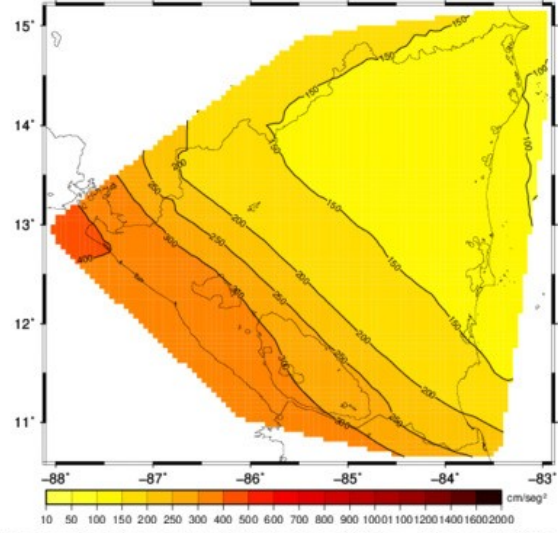
La segunda cuestión a decidir era que mapa básico se recomendaba para incluir en la norma. Considerando la incertidumbre existente en las atenuaciones usadas para corregir las relaciones de atenuación, se tomó la decisión de a diferencia de otros estudios donde se seleccionan los estimados medios (media o mediana de acuerdo a la estadística usada), se debía tomar en consideración la dispersión epistémica y seleccionar entonces (media+dispersión estándar o percentil 84). Entre ambas, se seleccionó la segunda.

Las normas hasta ahora siempre han incluido como básico el mapa de PGA para $T_{ret} = 475 \text{ años}$. Este corresponde al calculado para $T_{UHS} = 0.01 \text{ seg}$, ya que es comúnmente aceptado que $ERA(0.01) \approx PGA$. En la Fig. 10.5 se presenta el mapa seleccionado y en la Fig. 10.6 uno más detallado para la ciudad de Managua y sus alrededores. Otro aspecto pendiente de definir es si se usarán mapas con períodos de retorno mayores para objetos de obras específicos. Los programas confeccionados para procesar los resultados del R-CRISIS permiten el cálculos para cualquiera, con la única limitante de que el valor del ERA obtenido se encuentre en el rango de búsqueda definido al iniciar los cálculos. De no ser así deben repetirse los cálculos básicos con el R-CRISIS, variando ese rango.

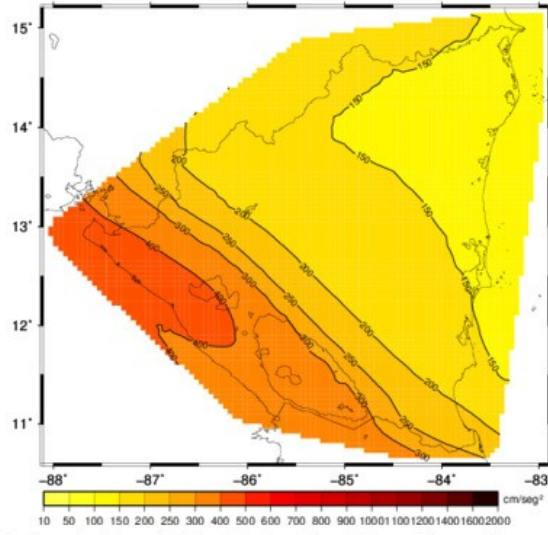
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.01 seg – Tipo: media



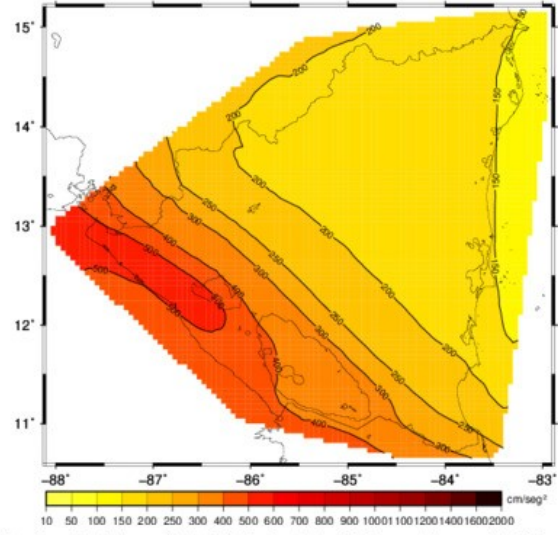
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.01 seg – Tipo: media+SDe



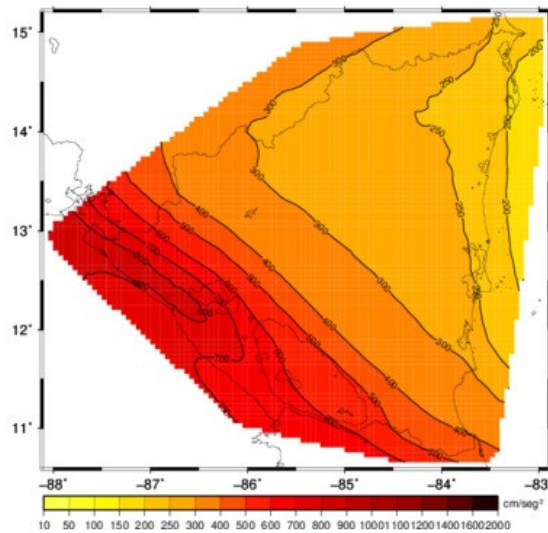
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.02 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.02 seg – Tipo: media+SDe



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.05 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.05 seg – Tipo: media+SDe

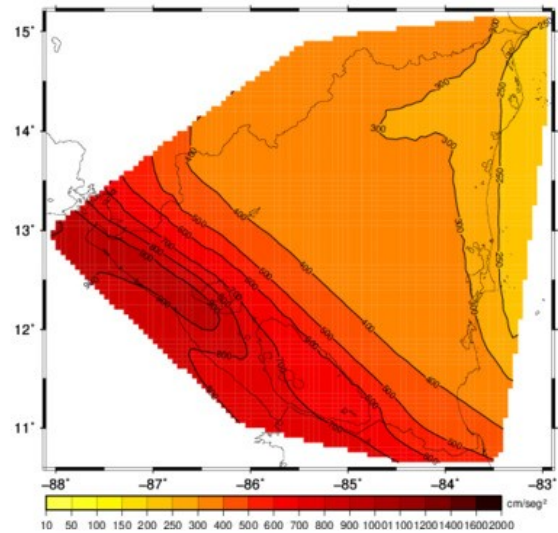
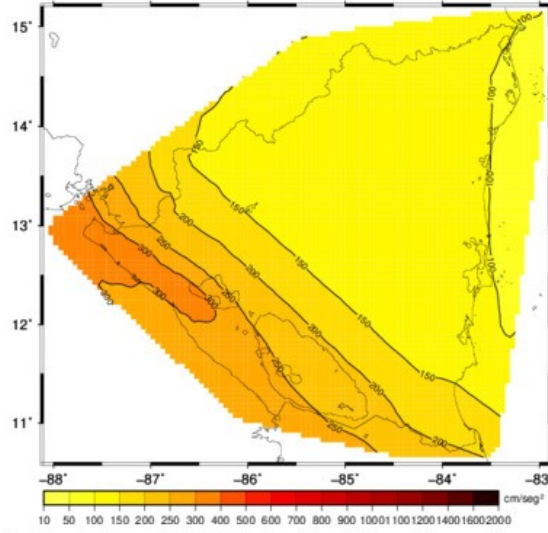
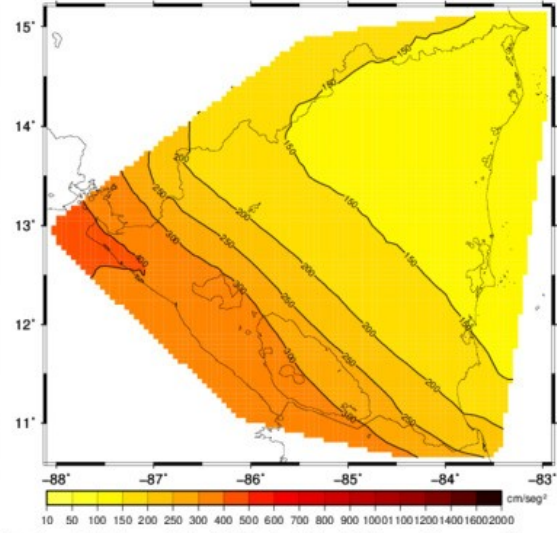


Fig. 10.3. AS por estadística normal (μ , $\mu+\sigma_e$) para $T_{UHS} = (0.01, 0.02, 0.05)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

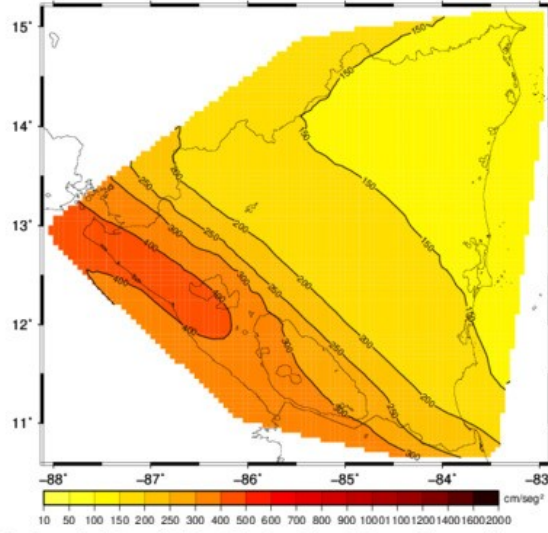
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.01 seg – Tipo: mediana



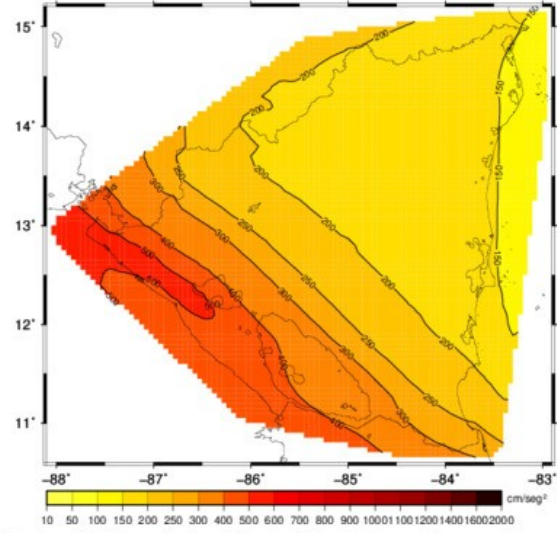
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.01 seg – Tipo: perc.84



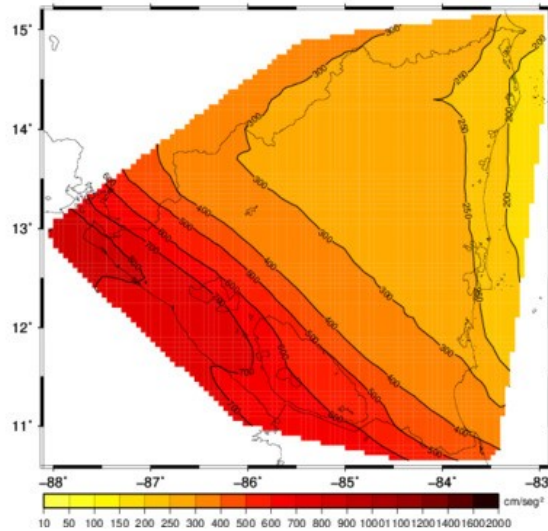
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.02 seg – Tipo: mediana



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.02 seg – Tipo: perc.84



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.05 seg – Tipo: mediana



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.05 seg – Tipo: perc.84

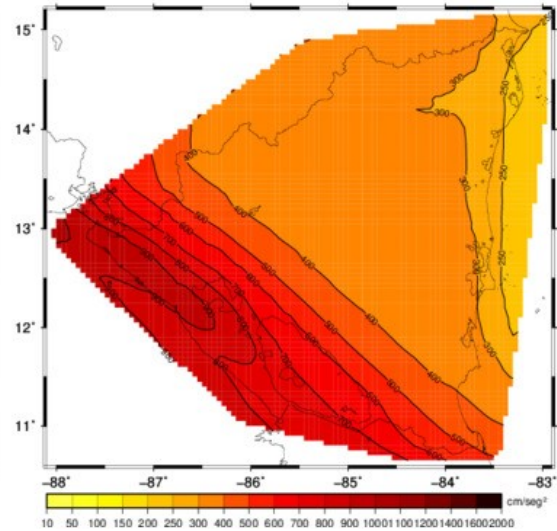


Fig. 10.4. AS por estadística muestral (mediana, perc. 84) para $T_{UHS} = (0.01, 0.02, 0.05)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 0.01 seg – Tipo: perc.84

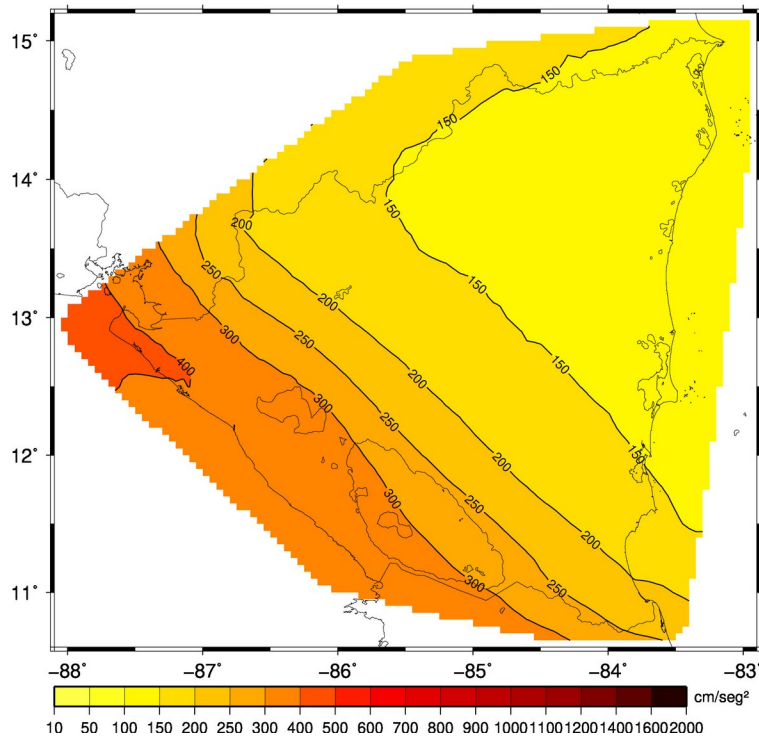


Fig. 10.5. Mapa recomendado para incluir en la norma. $T_{ret} = 475$ años, $T_{UHS} = 0.01$ seg. Obtenido como resultado del procesamiento estadístico de un árbol lógico para 24 ramas: percentil 84.
 $V_{S30} = 760$ m/seg.

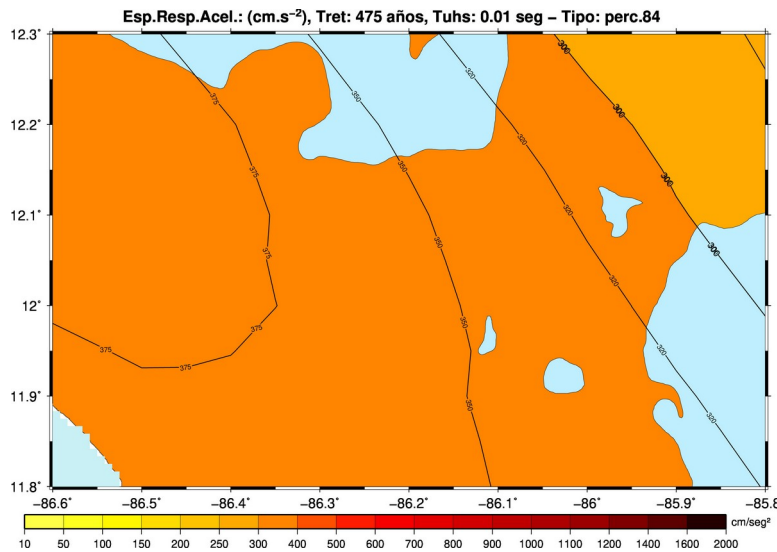


Fig. 10.6. Detalle del mapa anterior, con mayor definición para la región de Managua y sus alrededores.

Finalmente se quiere señalar que aún no se ha decidido completamente que períodos del UHS se utilizarán en el proyecto del código modelo para América Latina, pero en conjunto de períodos del UHS para los que se calculó la amenaza sísmica están incluidos los usuales, y por tanto, no será necesario realizar cálculos adicionales para ello.

11) Estimados puntuales para la ciudad de Managua

11.1) Desagregación de la AS

Entre las opciones que presenta el programa R-CRISIS está la de la desagregación de la AS. La desagregación no es más que la separación de diversas contribuciones al cálculo de la integral de la AS, que en su forma computacional está formada por sumatorias (en coordenadas espaciales y magnitud).

En las fórmulas que siguen, aunque no usan la misma nomenclatura que en el R-CRISIS, se puede ver en que consiste uno de los tipos de desagregación más comunes (en distancia-magnitud).

Sean M – el espacio de existencia de las magnitudes y R – el espacio de existencia de distancias ‘fuente – punto de interés’. La integración sobre M corresponde a la evaluación de la frecuencia acumulativa de terremotos con $M \geq M_0$, donde M_0 es la magnitud capaz de producir un efecto $\geq X_0$:

$$P(X \geq X_0) = \int_M \int_R P[X \geq X_0 | m, r] \cdot f_M(m) \cdot f_R(r) \cdot dm \cdot dr \quad (11.1)$$

La aproximación computacional es :

$$P(X \geq X_0) = \sum_M \sum_R P[X \geq X_0 | m, r] \cdot f_M(m) \cdot f_R(r) \cdot \delta m \cdot \delta r \quad (11.2)$$

donde $f_M(m)$ y $f_R(r)$ son las funciones de distribución de la magnitud y la distancia. Supongamos que dividimos los espacios de las magnitudes en un número finito de intervalos $\{m_i, i=1, \dots, n\}$, $\{r_j, j=1, \dots, k\}$. El producto de las sumatorias se convierte en la siguiente suma de términos:

$$\begin{aligned} P(X \geq X_0) = & P[X \geq X_0 | m_1, r_1] \cdot f_M(m_1) \cdot f_R(r_1) \cdot \delta m_1 \cdot \delta r_1 \\ & + \dots + P[X \geq X_0 | m_1, r_k] \cdot f_M(m_1) \cdot f_R(r_k) \cdot \delta m_1 \cdot \delta r_k \\ & \dots \\ & + \dots + P[X \geq X_0 | m_n, r_1] \cdot f_M(m_n) \cdot f_R(r_1) \cdot \delta m_n \cdot \delta r_1 \\ & + \dots + P[X \geq X_0 | m_n, r_k] \cdot f_M(m_n) \cdot f_R(r_k) \cdot \delta m_n \cdot \delta r_k \end{aligned} \quad (11.3)$$

Es decir, que tendremos la probabilidad buscada dividida en $n \times k$ elementos

$$P = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^k P_{ij} \quad (11.4)$$

Se calcula cada P_{ij} por separado y se pueden representar gráficamente los valores de P_{ij}/P . Esto permite hacer gráficos 3D de la contribución a la AS por todas las celdas de ancho $\delta m_i \times \delta r_j$.

Otra forma muy usada de desagregación es la correspondiente a las fuentes. Sea S el espacio de las fuentes, compuesto por un número finito de elementos $\{s_l, l=1, \dots, m\}$. En este caso tendremos:

$$P(X \geq X_0) = \sum_S P[X \geq X_0 | s_l] \quad (11.5)$$

donde $P[X \geq X_0 | s_l]$ es la contribución de la fuente “l” a la AS total, que se calcula por:

$$P[X \geq X_0 | s_l] = \sum_M \sum_R P[X \geq X_0 | m_l, r_l] \cdot f_{M_l}(m) \cdot f_{R_l}(r) \cdot \delta m \cdot \delta r \quad (11.6)$$

donde las funciones de distribución f_R y f_M están circunscritas solo a la fuente s_i . El programa R-CRISIS permite calcular estos dos tipos de desagregación, aparte de otra, que no es de interés en este trabajo, que tiene que ver con que parte de la función de distribución de las relaciones de atenuación se usa en el cálculo de la AS (es denominada desagregación por epsilon [ϵ]).

11.2) Cálculo de los diferentes tipos de desagregación en R-CRISIS

En principio la desagregación puede ser calculada tanto para mapas como para puntos aislados, pero su cálculo genera ficheros excesivamente grandes que hacen inoperante su uso para el caso de mapas. Por ello se prefiere usarla en el caso, incluido en el R-CRISIS, del cálculo de la AS en un número finito de puntos. El cálculo de la desagregación se indica en el fichero “.dat” de entrada en cada rama. Como resultado de esos cálculos aparecen en el directorio de rama, aparte de los “.gra”, “.res” y los “.b#” mencionados en el capítulo anterior, otros 3 ficheros

- ✗ “.fue” - contiene la desagregación por fuentes
- ✗ “.res” - contiene la desagregación por magnitud y distancia, mezclada con la de ϵ
- ✗ “.map” - contiene la evaluación de la AS para 5 períodos de retorno que se fijan en el fichero “.dat”

Estos ficheros, al igual que el “.gra” tienen un formato específico (diferente en cada caso) que no permite usarlos directamente para preparar gráficos, ni para hacer cálculos de árbol lógico.

Esto motivó la necesidad de confeccionar diversos programas que leyesen la información de las salidas de R-CRISIS para:

- ✗ colocar dicha información en forma de matrices del tipo $z = f(x, y)$
- ✗ preparar archivos de comandos para el gnuplot (Williams y Kelley, 2017)
- ✗ hacer los gráficos correspondientes

Debe señalarse que este trabajo se hace rama a rama.

Por otra parte, el R-CRISIS no tiene instrumentada la realización de análisis de desagregación a nivel de resultados de árbol lógico. Para hacer este análisis fue necesario construir otro bloque de programas que:

- ✗ leyesen las matrices $z_i = f(x, y)$ para todas las ramas ($i=1, n_{ram}$) y les hiciesen un procesamiento estadístico para obtener resultados $z_{normal} = f(x, y)$ y $z_{muestral} = f(x, y)$, donde $z_{normal} = (\mu, \sigma)$ y $z_{muestral} = (mediana, percentil\ 84)$
- ✗ prepararan archivos de comandos para el ploteo directo con el gnuplot (Williams y Kelly, 2017) de z_{normal} y $z_{muestral}$, y también de algunos casos de combinaciones de estas con las z_i por rama
- ✗ hicieran los gráficos correspondientes

El procedimiento, lógicamente, es procesar las ramas y luego el árbol. El paquete de programas desarrollado permite, una vez concluidos los cálculos completos de árbol lógico para uno o varios puntos, realizar de forma automática la ejecución inicial de los cálculos por rama, pasando después a los cálculos específicos de árbol, creando índices “.html” que permitan navegar luego por el directorio del árbol procesado de forma muy simple para consultar todos los resultados. Se crean numerosos gráficos que facilitan la interpretación de los resultados. Una descripción de los programas que se usan para ello se encuentra en (Alvarez, 2020).

Recordar que los resultados básicos de R-CRISIS, con los datos que se prepararon, se obtienen para roca con $V_{s30} = 1130\ m/seg$. Una vez obtenidos dichos resultado, se procesan con el paquete de programas mencionado. El proceso correspondiente a las ramas crea, en cada directorio de rama, 4 sub-directorios, correspondientes a los resultados de procesar c/u de los ficheros de resultados presentes: “.gra” con la AS, “.fue” con la desagregación por fuente, “.des” con la desagregación por (M, Δ, ϵ) y

“*.map*” con la AS para 5 períodos de retorno. En este proceso no se hace la conversión a otro valor de V_{S30} , porque el objetivo fundamental del mismo es preparar los datos para los cálculos de árbol lógico. El paquete de programas no convierte automáticamente a un valor específico de V_{S30} . Esto debe tenerse presente si se quiere analizar el comportamiento de una rama particular.

Los cálculos para árbol son realizados en el directorio donde se escribieron los resultados correspondientes del R-CRISIS. Ahí se crean 5 directorios, correspondientes a la desagregación por fuentes y (Δ, M) , a la AS para diferentes períodos de retorno, uno con los resultados de la AS general y otro con resultados del UHS para árbol, combinados con la AS para ramas. Es en el procesamiento para árbol donde se introduce el valor de V_{S30} deseado, por lo que si se quiere cambiar ese valor no es necesario reprocesar los resultados de rama.

11.3) Cálculos realizados para Managua

Se usó solamente un punto aislado en la zona de Managua ($-86.28^\circ, 12.17^\circ$) para ejemplificar los resultados que se obtienen. Los cálculos pueden repetirse para cualquier otro punto y no consumen mucho tiempo de máquina. Para el cálculo con el R-CRISIS se usaron las mismas definiciones que en el caso del mapa de Nicaragua, a los que se le añadieron las opciones de desagregación o cálculos adicionales siguientes:

- ✕ calcular desagregación por fuentes para períodos de retorno de 475 y 1000 años
- ✕ calcular desagregación en (Δ, M) para $M = \{4 = 8\}$ en 10 intervalos, $\Delta = \{0 - 200\}$ km en 10 intervalos y $T_{UHS} = (0.01, 0.05, 0.2, 1)$ seg y para períodos de retorno de 475 y 1000 años.
- ✕ calcular la AS para 5 períodos de retorno - (100, 500, 1000, 2500, 5000) años

A continuación se presenta una selección de los resultados obtenidos. Los correspondientes a resultados de rama se presentarán con intención demostrativa, pues no se está estudiando ninguna rama en específico, mientras que los del árbol si constituyen el resultado más importante obtenido.

11.3.1) Ejemplo de resultados para rama

Entre la multiplicidad de resultados que se obtienen en el procesamiento de cada rama se seleccionó un gráfico de cada uno de los procesamientos señalados en el epígrafe anterior y del básico de AS. En la Fig. 11.1 se muestran un gráfico correspondiente a la amenaza sísmica y otro correspondiente a la contribución por zonas. En dicha figura se usa el término P_{anual} , que corresponde a probabilidades anuales. En la Fig. 11.2 se muestran un caso de desagregación por (Δ, M) y otro de AS para distintos períodos de retorno.

11.3.2) Resultados para el árbol

El procesamiento de árbol lógico se realiza con el paquete de programas mencionado también, tanto para estadística muestral como para estadística normal, utilizando los resultados de todas las ramas. Fueron obtenidos gráficos similares a los de las ramas individuales y otros adicionales. Se escaló el resultado final para una $V_{S30} = 760$ m/seg y se consideraron dos períodos de retorno: 475 y 1642 años. A continuación se presentan los resultados más importantes. En la Fig. 11.3 se presenta una comparación entre la AS obtenida por estadística muestral y con la obtenida con estadística normal (roca y $V_{S30} = 760$ m/seg).

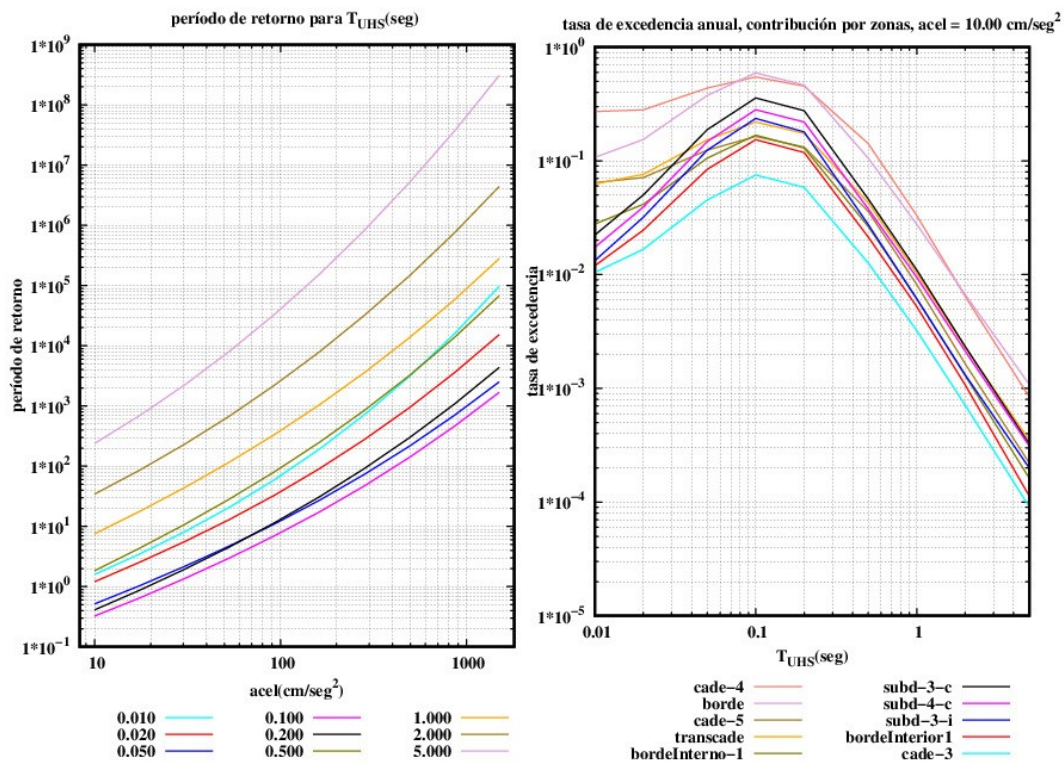


Fig. 11.1. Ejemplo de gráficos por rama. Izquierda - $T_{ret}(ERA)$ como función de T_{UHS} . Derecha $Prob_{anual}(T_{UHS})$ para las 10 zonas que más contribuyen a la AS.

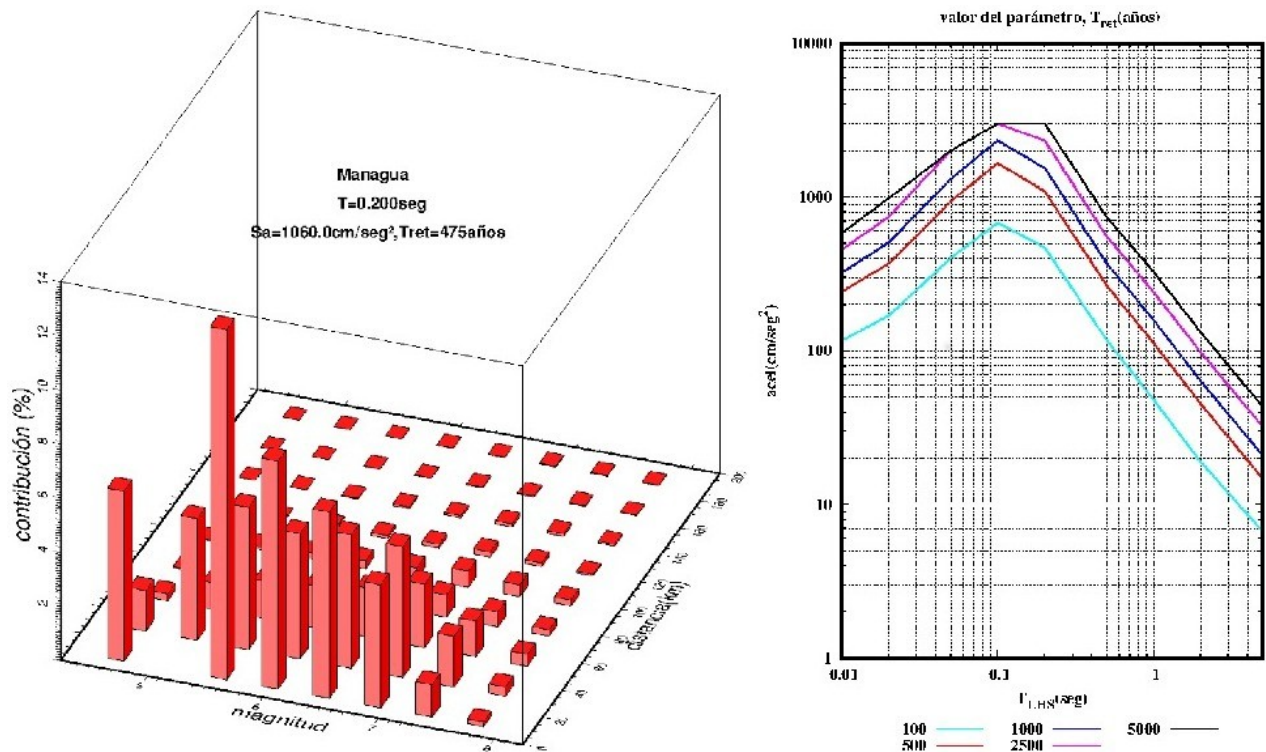
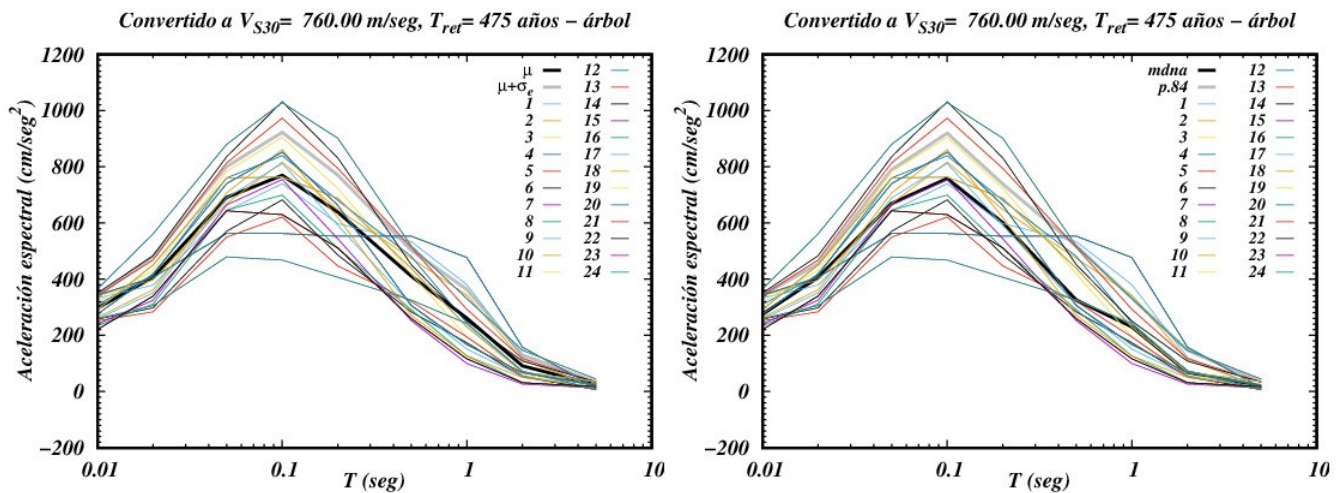
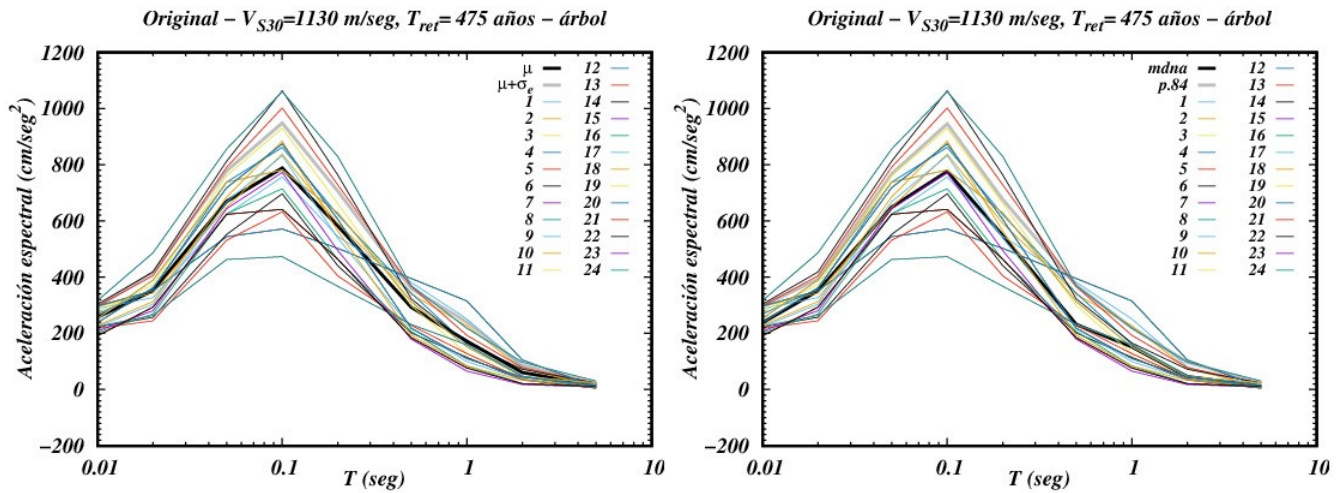
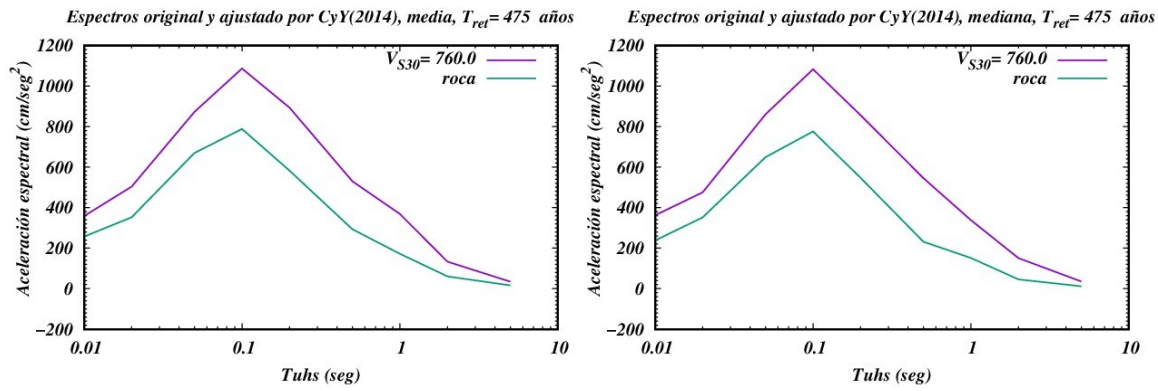


Fig. 11.2. Ejemplo de rama. Izquierda - gráfico 3D de la desagregación $\%AS(\Delta, M)$, Derecha - gráfico de $ERA(T_{UHS})$ en función de T_{ret} .



La comparación entre los estimados para cada rama y la estadística completa de árbol se presenta en las Fig. 11.4 (roca firme) y 11.5 ($V_{S30} = 760$ m/seg). En ambos casos se indica el UHS por rama (1-24) a los que se superponen los estimados estadísticos, media y dispersión para la estadística normal y mediana y percentil 84 para estadística muestral. Ambas figuras fueron hechas para un período de retorno de 475 años que es la habitual en las normas sísmicas para construir obras civiles corrientes

(“sismo básico o de diseño”). También se procesó la información para el período de retorno de 1642 años, que corresponde a una probabilidad de 0.97 de no ser igualado o excedido el valor de la AS en un tiempo de espera de 50 años, mientras que el de 475 años corresponde a la probabilidad de 0.9. En la Fig. 11.6 se muestra la comparación entre los estimados de AS para ambos casos y en el Anexo 11 se presentan los gráficos para $T_{ret} = 1642$ años.

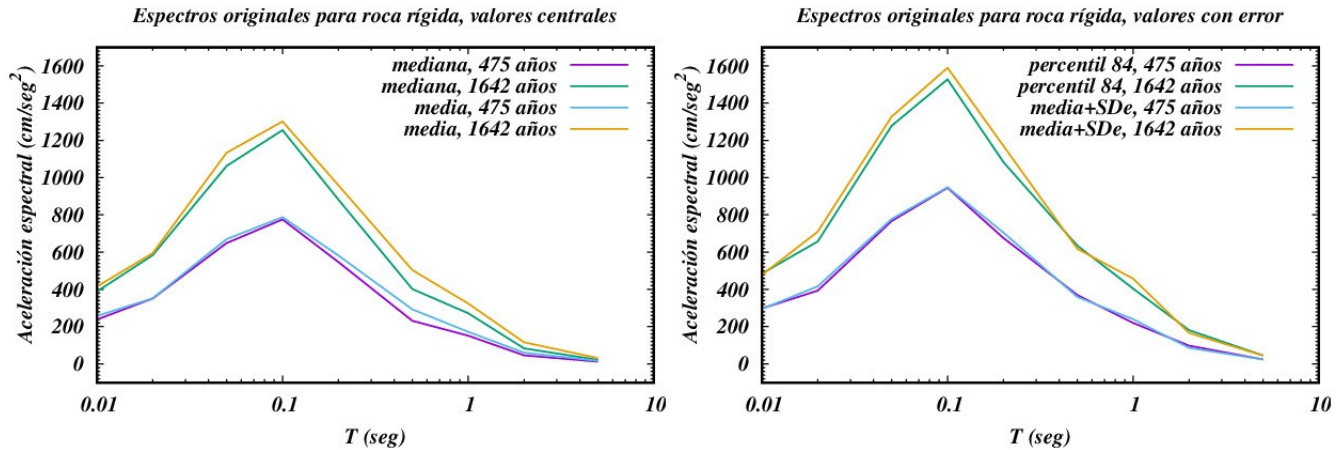


Fig. 11.6. Comparación de los estimados del UHS para roca rígida con dos períodos de retorno diferentes (475 y 1642 años)

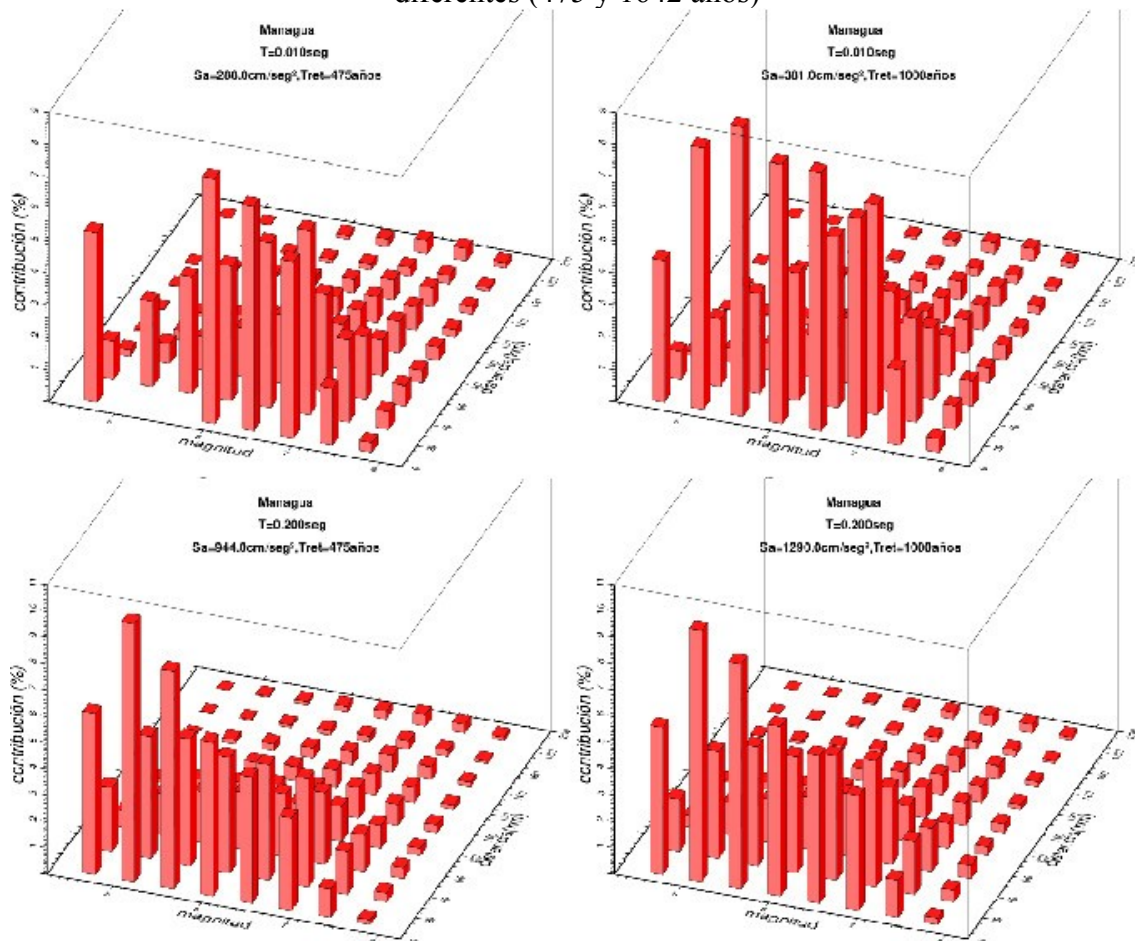


Fig.11.7. Desagregación por (Δ, M) , para dos valores del T_{UHS} (0.01, 0.2) y períodos de retorno de 475 años y 1000 años. En este caso se usó la mediana.

En la Fig. 11.7 se ponen algunos casos de la desagregación por (Δ, M) usando la estadística muestral (mediana). Finalmente se presentan algunos casos de desagregación por fuentes en la Fig. 11.8.

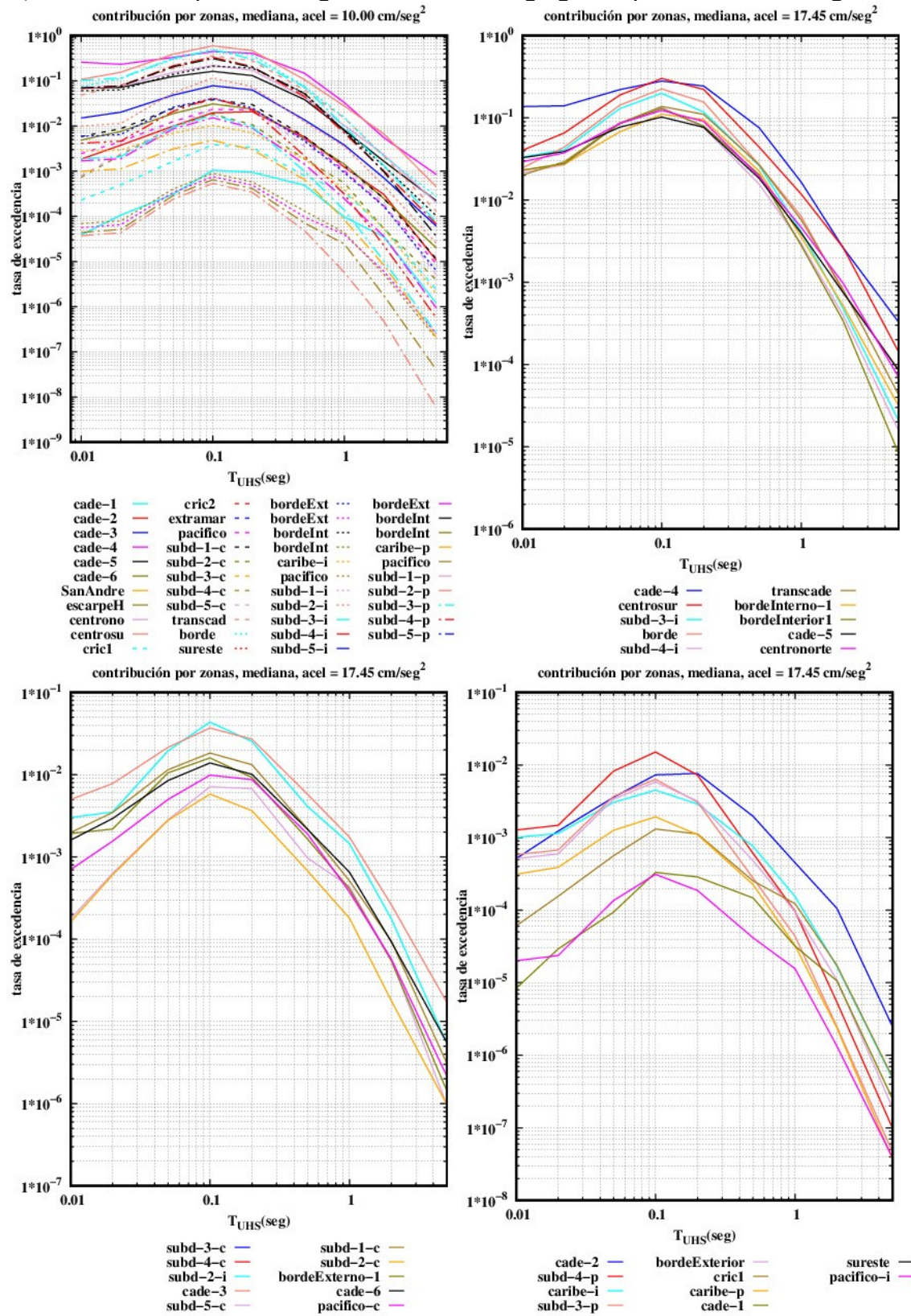


Fig. 11.8. Desagregación por fuentes. Se presenta un gráfico con la contribución de todas las fuentes, y 3 con bloques de 10 zonas según su importancia relativa.

12) Aplicación web para consulta de resultados

12.1) Introducción

El programa R-CRISIS calcula la amenaza sísmica y escribe sus resultados en ficheros ascii de nombre “*.gra”. Tiene una opción gráfica que prepara mapas con parámetros seleccionados, donde el valor de la AS se da por una gradación de color, sin isolíneas, y se puede seleccionar sobre ellos un punto e inmediatamente se preparan unos gráficos de AS puntual. Ambos tipos de gráficos pueden ser salvados en varios formatos. Aunque la opción de árbol lógico calcula una estadística muestral, este tipo de mapa y gráfico solo son preparados para la mediana, sin posibilidades de considerar el denominado “error epistémico” (Anexo 9). Las limitaciones del método gráfico señaladas apuntan a la necesidad de realizar un procesamiento independiente de los archivos ascii (gra) que genera el programa.

La confección de mapas y gráficos de amenaza sísmica es un proceso tedioso, que requiere selección de datos, interpolación-extrapolación, procesamiento estadístico, preparación de resultados para su representación gráfica y el uso de programas para confeccionar mapas y gráficos. Ya desde los trabajos realizados para estimar la amenaza sísmica en Cuba (Alvarez et al., 2017), el procesamiento de mapas se hizo en una aplicación web, que permitía la selección visual de las características que se deseaban en ellos a la que se le añadía la posibilidad de realizar estimaciones puntuales de la amenaza sísmica por interpolación entre puntos cercanos en la malla base de los mapas. Los principios de creación de un servidor web para aplicaciones sismológicas fueron discutidos por (Alvarez, 2014) y la primera implementación de una aplicación para procesar los resultados de cálculo de la amenaza sísmica usando el CRISIS'2015 (Ordaz et al. 2015) aparece discutida en Alvarez (2015). La necesidad de analizar los resultados del proyecto RESIS-II (Molina et al., 2008) motivó una modificación de esa aplicación, en gran medida sustancial, pues el formato de los ficheros “.gra” obtenidos con el CRISIS'2007 (Ordaz et al., 2008) era diferente. En este proyecto fue necesario realizar una nueva modificación de esa aplicación para responder a los objetivos del proyecto “Normativa sismorresistente para la ciudad de Managua”, y donde hubo un nuevo cambio de formato, al regresar al de los ficheros “.gra” del CRISIS'2015, que en el R-CRISIS se mantiene.

12.2) Instalación de un servidor web

Para poder usar una aplicación web, es imprescindible primero instalar en la máquina un servidor web. Esto se hace sobre Linux, en este caso Ubuntu 20.04. Para ello se instala el programa “apache”, de código abierto, que es usado en la inmensa mayoría de los servidores web. Además, se instalan el “perl” y el “cgi” junto con algunas bibliotecas adicionales, además de un compilador FORTRAN (gfortran en Linux) y el gnuplot. Es muy importante la instalación del GMT 4.5.18, lo que se recomienda hacer desde la fuente. No pueden usarse las versiones 5.##, pues en esta cambia completamente el proceso de llamada a los diferentes programas.

El proceso de configuración del servidor web no es muy complejo y en Internet se localiza toda la información necesaria para ello. Un servidor web realiza su trabajo sobre dos directorios fundamentales:

/usr/bin/cgi-bin – aquí se sitúan todos los programas y guiones (“scripts”) que deben ejecutarse

/var/www/html – aquí se encuentran las páginas web que lee el sistema, algunos datos, y se pueden escribir todos los resultados de las peticiones al servidor

Estos son los directorios que el Ubuntu fija en las instalaciones, pero pueden ser cambiados en los ficheros de configuración que se encuentran en “/etc/apache2” (el servidor web preparado para este proyecto usa los directorios “/opt/servidorWeb/cgi-bin” y “/opt/servidorWeb/web” respectivamente). En “/opt/servidorWeb/cgi-bin” se colocan los programas; generalmente una aplicación usa varios programas. Los programas a instalar son de varios tipos:

- nombre_aplicación.cgi – controla todo el proceso de una aplicación haciendo llamadas a “scripts” y programas necesarios
- nombre_script_en_perl.pl – controla el uso de programas y recursos del sistema para preparar mapas y gráficos
- nombre_script_en_shell. (sh,csh,etc.) – controla el uso de programas y recursos del sistema para diferentes tareas
- programas compilados – corresponden a programas ejecutables con FUENTES en FORTRAN (pueden ser en otros lenguajes, como java, c++, etc)
- programas interpretados – phyton, R, etc.

En “/opt/servidorWeb/web” (“web” en lo adelante) se crean los subdirectorios para diferentes aplicaciones – si existen, En este caso, en que se dispone de solo una, se colocó en un directorio de nombre “PSNIC_MTI”. Ese directorio tiene una estructura de directorios:

dat – resultados básicos de amenaza sísmica por ramas obtenidos con el R-CRISIS y de un preprocesamiento básico inicial, donde para cada uno de los puntos incluidos dentro de la zona con cálculos de AS, crea un conjunto de $N_{per_{UHS}}$ matrices del tipo AS(ERA,rama), así como otros ficheros auxiliares para confeccionar los mapas

doc – documentación asociada de carácter general, accesible desde la web de entrada

web – directorio donde se colocan los resultados

El funcionamiento de un servidor web con aplicaciones de sismología se explica en la Fig. 12.1:

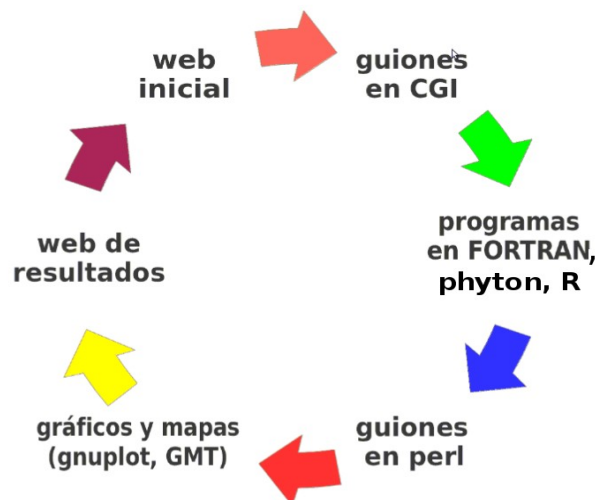


Fig. 12.1. Esquema de funcionamiento de una aplicación web

El proceso es el siguiente:

1. en la web inicial se seleccionan todos los parámetros y se pasan a un guión (“script”) en “cgi”

2. este “script” hace llamadas a distintos programas, fundamentalmente en FORTRAN, aunque pueden estar escritos en otro lenguaje
3. dichos programas preparan los datos (ficheros texto, scrips en perl o sh) para confeccionar los mapas y gráficos
4. a través de dichos scripts se hacen las llamadas a gnuplot (Williams y Kelley, C., 2017) y GMT (Wessel y Smith, W.H.F., 1998) que los realizan
5. los resultados se presentan en una web, de donde pueden ser descargados.

12.3) Funcionamiento del servidor

El acceso a un servidor web se hace a través de un navegador, donde se pone la dirección IP del servidor, y en el caso local es suficiente escribir en la barra de direcciones “localhost”. Esta conduce a la página de inicio definida para el apache2, que se prepara especialmente con enlace a las aplicaciones disponibles. En este caso aparece solo el enlace a la aplicación “PSNIC_MTI”. Esa página contiene una planilla que se debe llenar con los datos que se le pasarán al guión “PSNIC_MTI.cgi”. Los mismos pueden ser comunes a todos los cálculos (obligatorio) y (a selección) para mapas o estimados puntuales. A continuación se describen esos datos.

12.3.1) Parámetros comunes

- 1) Una clave personal (puede ser cualquiera). El sistema la usa para crear un directorio donde se coloquen los resultados (dentro del subdirectorio web de la aplicación) para evitar confusión entre usuarios simultáneos.
- 2) Selección del tipo de procesamiento: mapas o gráficos. Esta aplicación permite también que dadas las coordenadas de un punto dentro de la región de estudio se calcule la AS para el mismo por interpolación entre puntos cercanos.
- 3) Asignación del período de retorno para el que se desea realizar los estimados
- 4) Selección del tipo de estadística a utilizar (normal y muestral)
- 5) Determinación de los pesos a asignar a las ramas. Hay 3 variantes:
 - iguales
 - recomendados por los autores (discutidos en el capítulo 10)
 - a seleccionar de forma interactiva – ver más adelante

En la figura 12.2 se muestra una sección de la planilla para esos datos.

12.3.2) Solo para mapas

- 1) Aspecto de los mapas
 - Uso de batimetría
 - Color de zonas marítimas
 - Color para amenaza
 - Etiquetado de las isolíneas
 - Texto en la parte superior del mapa
 - Superposición de isolíneas detalladas
 - Inclusión de fichero de puntos
 - Inclusión de límites departamentales
 - Inclusión de límites municipales

- conversión de resultados de [cm/seg²] a [g]
- 2) Selección de subregión. Esta opción permite estudiar con más detalle una zona pequeña. Cuando se usa en combinación con “Superposición de isolíneas detalladas” es como un “zoom” del mapa enfocado en un sitio de interés
- 3) Ajuste por V_{s30} . Se parte del criterio que los mapas originales fueron calculados para $V_{s30}=1130$ km/seg, y se convierten los mismos a un valor cualquiera de V_{s30} usando la relación de Chiou y Youngs (2013)

En la figura 12.3 se muestra una sección de la planilla para esos datos

Tipo de estimado:
☒ mapa
 ☐ estimado puntual del espectro UHS

Período de retorno (años):

Se calcula la amenaza sísmica por el procesamiento estadístico de un árbol lógico de 24 ramas con peso variable para las ramas. Los cálculos básicos fueron realizados en una malla de 0.1°x0.1°.

Tipo de estadística a aplicar:
☒ ajuste a distribución normal (media y media+dispersión epistémica)
 ☐ muestral (mediana y percentil 84)

Asignación interactiva de pesos:

Elija la combinación a probar:

a) Las dos variantes de sismicidad (pesoS)

1) ramas tipo "s1"

2) ramas tipo "s2"

b) Las 6 combinaciones de fórmulas de atenuación, debido al proceso de corrección de las mismas de acuerdo al sesgo obtenido en su comparación con los valores experimentales, se consideran igualmente probables y por tanto no son objeto de asignación de pesos

c) Las dos variantes de tipo de dato usado para ajustar las fórmulas de atenuación (pesoT)

1) ramas tipo "m"

2) ramas tipo "r"

Fig. 12.2. Selección del sector de la planilla donde se definen los parámetros generales.

12.3.3) Solo para puntos aislados

- Nombre del lugar
- Latitud
- Longitud
- Ajuste por V_{s30} . Similar al caso de mapas pero se pone aparte por comodidad, para que cada caso permita seleccionarla.

En la figura 12.4 se muestra una sección de la planilla para esos datos

Debe señalarse que la web contiene muchas explicaciones que guían al usuario a tomar decisiones correctas. Por cuestión de espacio en las figuras 12.2-12.4 se eliminaron la mayoría de estas.

Uso de batimetría: ☒ no ☐ si

Color de zonas marítimas: ☒ tonos de azul ☐ blanco

Color para peligrosidad: ☒ paleta "haxby" del GMT ☐ tonos de gris

Etiquetar las isolíneas: ☒ si ☐ no

Texto en la parte superior del mapa: ☒ si ☐ no (no recomendado, usarlo solo si se requiere un mapa sin encabezamiento)

Superposición de isolíneas detalladas al mapa: ☒ no ☐ si ☐ si, con mas detalle

Selección de subregión: ☒ no ☐ si (en este caso debe seleccionar los límites de una región cuadrada incluida dentro la región de estudio (ver mapa arriba).

Latitud: (grados) de a Debe estar entre 10.55° y 15.25°

Longitud: (grados) de a Debe estar entre -88.15° y -82.85°

Inclusión de límites departamentales: ☒ No ☐ Si

Inclusión de límites municipales: ☒ No ☐ Si

Ajuste por V_{S30}
 Los cálculos básicos fueron realizados para roca firme, con un valor de $V_{S30} = 1130$ m/seg. Usando la fórmula de Chiou y Youngs (2014) pueden escalarse para otro valor de V_{S30} . ¿Desea escalar los mapas a otro valor de V_{S30} ? ☒ no ☐ si
 Si seleccionó afirmativo, proporcione el valor de V_{S30}

Fig. 12.3. Selección de la parte de la planilla donde se definen parámetros para la opción de mapas

Nombre del lugar:

Longitud:

Latitud:

Efecto de sitio

Si los cálculos fueron hechos para roca con $V_{S30}=1130$ m/seg, existe la posibilidad de calcular el espectro para suelo si se dispone del valor de V_{S30} para el punto en cuestión. Para ello se usa la fórmula de Chiou y Youngs de 2013 (publicado en Earthquake Spectra en 2014):

¿Desea obtener los espectros de respuesta calculados de esta forma:? ☐ no ☒ si

Si seleccionó el segundo introduzca el valor de V_{S30} en [m/seg]:

Fig. 12.4. Selección de la parte de la planilla donde se definen parámetros para la opción de estimados puntuales

12.4) Resultados

Una vez llenada la planilla se envía la consulta (presionando el botón “Enviar consulta” o presionado la tecla “Enter” sobre cualquiera de los campos llenados”.Al enviar la consulta inmediatamente se abre otra página en blanco donde se colocan los resultados. Los mismos pueden ser descargados con dos opciones: 1) algunos ficheros individuales y 2) todos los resultados en un fichero compactado

12.4.1) Para mapas

- Un bloque de texto con información de los parámetros de entrada y otras informaciones del proceso realizado. Tiene utilidad solo como mecanismo de control
- 18 mapas de amenaza sísmica para el período de retorno asignado, 2 para cada período del UHS, uno con el valor central del árbol (media o mediana) y otro con el límite superior recomendado (media + dispersión epistémica o percentil 84)

La mayoría de las figuras que se presentan en el capítulo 10 fueron obtenidas a través de esta aplicación

12.4.2) Para gráficos del caso puntual

- Un bloque de texto con información de los parámetros de entrada y otras informaciones del proceso realizado. Tiene utilidad solo como mecanismo de control
- Un bloque de texto con los datos de la interpolación del punto de interés
- 6 gráficos con 3 representaciones diferentes de la AS (para cada caso uno con el valor central del árbol (media, mediana) y otro con el límite superior recomendado (media + dispersión epistémica, percentil 84)

En la figura 12.5 se muestra un ejemplo de los resultados en una consulta para puntos aislados.

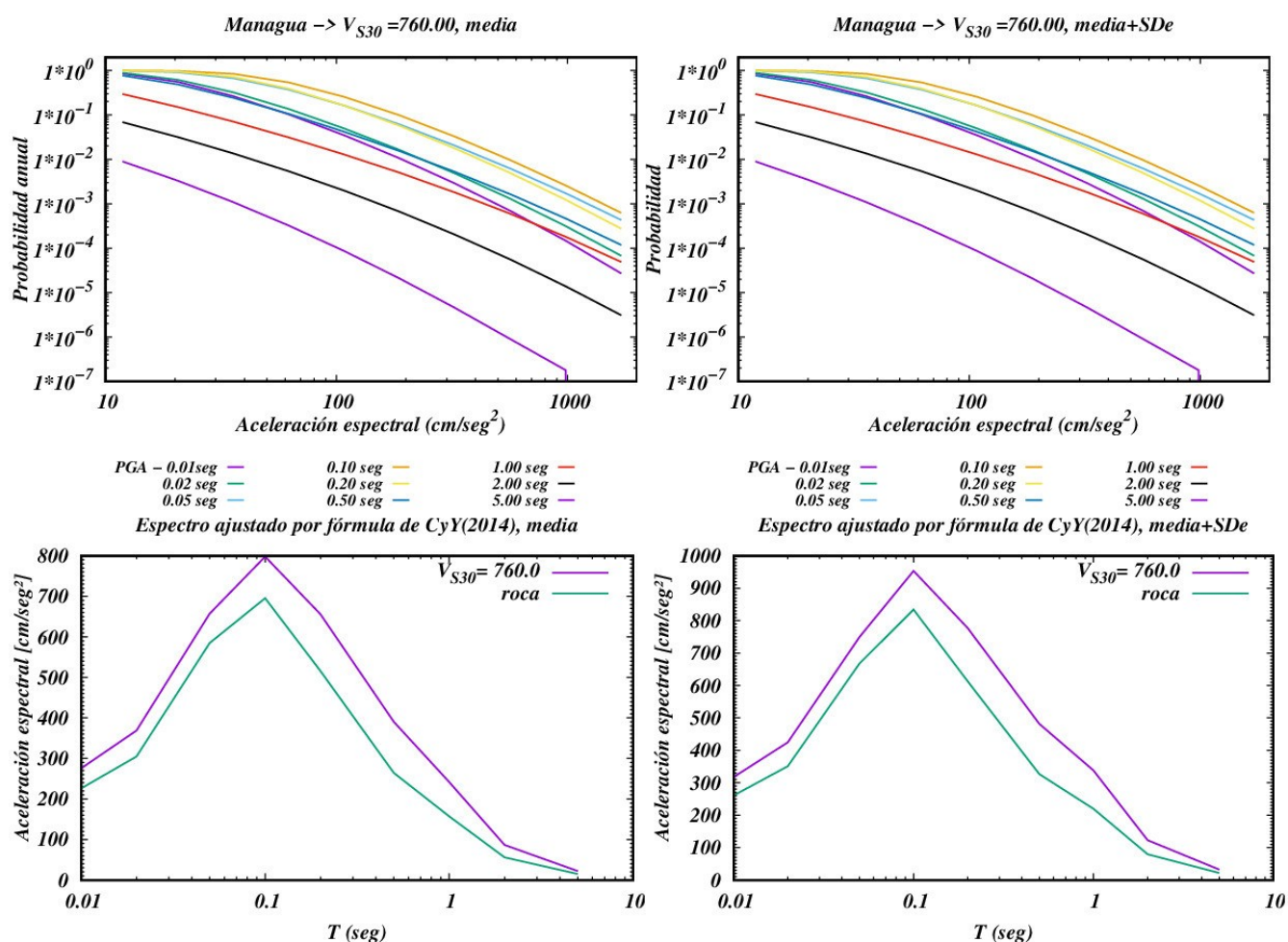


Fig. 12.5. Ejemplo de resultados para el caso de estimado puntual.

Es importante señalar que esta opción no sustituye al cálculo de la amenaza para un punto individual discutido en el capítulo 12. Lo que se hace aquí es interpolar los resultados de la amenaza para los

puntos más cercanos al que se solicita, probablemente lo mismo que hace el R-CRISIS cuando se marca un punto sobre el mapa de amenaza (ver capítulo 10)

12.5) Datos específicos de la aplicación

12.5.1) Ramas del árbol

El árbol lógico usado consta de 24 ramas, que llevan los nombres:

m_base1var1
m_base1var2
m_base1var3
m_base1var4
m_base1var6
m_base2var1
m_base2var2
m_base2var3
m_base2var4
m_base2var5
m_base2var6
r_base1var1
r_base1var2
r_base1var3
r_base1var4
r_base1var5
r_base1var6
r_base2var1
r_base2var2
r_base2var3
r_base2var4
r_base2var5
r_base2var6

Cada nombre está formado por tres elementos:

m/r – indica tipo de datos de aceleración usados en el ajuste de las relaciones

- r → convertido de los originales en suelo a roca ($V_{s30}=1130$ m/seg) usando la relación de Chiou y Youngs (2014)
- m → media geométrica entre esos valores y los originales en suelo

base(1/2) – indica el tipo de proceso realizado para determinar los parámetros de la sismicidad

- base1 → se construye un gráfico magnitud frecuencia único para cada intervalo de profundidad {[0,40)km, [40,110) km, [110,250) km]; se asume $b=cte$, para todo el intervalo de profundidad y λ se normaliza en función del número acumulativo de eventos en uno de los primeros intervalos de magnitud
- base2 → dentro de cada intervalo de profundidad se agrupan las zonas en bloques de características sismotectónicas similares y se construye un gráfico magnitud-frecuencia para cada bloque; se asume que todas las zonas dentro de un bloque tienen la misma b y λ se normaliza como en el caso anterior

var(1-6) – indican la combinación de relaciones de atenuación para terremotos corticales [Schmidt (2014), Yenier y Atkinson (2015), Idriss (2013)] y profundos-intermedios [Schmidt (2014), Yenier y Atkinson (2015)] usada

12.5.2) Asignación de pesos

Se usa un método de asignación de pesos que es tomado del programa R-CRISIS. A cada rama se le asigna un valor creciente en orden de importancia (1, 2, 3.5,...). Se suman todos esos valores y el peso se calcula como ese_valor/suma. En nuestro caso, de los factores que diferencian las ramas hay dos que se toman en consideración al asignar pesos: el tipo de datos de aceleración (T_1, T_2) usados para seleccionar las relaciones de atenuación y el procedimiento para determinar los parámetros de la sismicidad (S_1, S_2). No se consideraron pesos diferentes para las variantes de combinación de relaciones de atenuación, pues todas las relaciones fueron “corregidas” de la misma forma y no hay elementos para diferenciarlas. Una rama “k” cualquiera se caracterizará por el valor de importancia $[S_i \cdot T_j]_k$. El peso de una rama será:

$$w_k = \{S_i \cdot T_j\}_k / \sum_k \{S_i \cdot T_j\}_k \quad (12.1)$$

12.5.3) Procesamiento de la información

Una vez recibida la petición, el sistema comienza calculando los pesos, y a partir de ahí interpola-extrapolando, en la matrices $AS(ERA, rama)_{T_{UHS}}$ mencionadas, el valor del período de retorno buscado, obteniendo así el ERA correspondiente. Como se trabaja con un árbol lógico, se aplica la estadística seleccionada a los valores interpolados por rama. Se crean ficheros de $AS(lat, lon)_{T_{UHS}}$ para los mapas (que son procesados con el GMT) y diversas combinaciones $ERA \times T_{UHS} \times AS$ para puntos aislados (que son procesadas con el gnuplot).

12.6) Consideraciones finales

La aplicación permite preparar prácticamente cualquier tipo de estimado de la amenaza sísmica, ya sea espacial o puntual, y los resultados pueden ser descargados tanto en forma de archivos de texto como de imágenes vectoriales. Se instala lo mismo en un ordenador portátil, que en una computadora personal, como en un servidor (se han experimentado las 3 variantes). En detalle, las características del trabajo fueron:

- Se desarrolló un procedimiento para la preparación de mapas y gráficos de amenaza sísmica a partir de los archivos de los estimados originales de amenaza sísmica obtenidos con el programa R-CRISIS empleando programas en FORTRAN y scripts en “perl”, “cgi” y “bash” confeccionados al efecto.
- La aplicación confecciona los mapas con el GMT y los gráficos con el gnuplot, que son programas de código abierto
- Se incluye un método aproximado de convertir los estimados en roca rígida a estimados en suelo, o en roca con menor valor de V_{S30}
- El procedimiento consiste en una aplicación web, instalada en un servidor apache2 sobre Linux, basada en el principio cliente-servidor, donde el usuario tan solo debe llenar los datos de una planilla en línea y enviar la petición. Esto se hace desde cualquier sistema operativo y usando cualquier navegador
- La aplicación se ha probado con éxito en servidores, computadoras de mesa y portátiles.

Para ver más detalles de esta aplicación web, puede consultarse (Alvarez, 2020)

13) De los estimados de amenaza sísmica a los espectros de diseño

13.1) Datos iniciales

Los cálculos de amenaza sísmica se hicieron en una malla de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ para un total de 1664 puntos. Para todos ellos se determinaron las curvas del espectro de amenaza uniforme (UHS por sus siglas en inglés - **U**niform **H**azard **S**pectrum) que son del tipo de un espectro de respuesta de aceleración (ERA). En lo que sigue se prefirió llamarlos de la segunda forma. La aplicación web descrita en el capítulo anterior, tiene entre sus resultados un fichero de nombre “mapa.xyz” que contiene para cada punto los resultados del procesamiento de árbol lógico en forma de amplitudes de ERA (con 9 puntos del UHS entre 0.01 y 5 seg), procesados usando las 2 variantes estadísticas: normal (media y media + dispersión epistémica) y muestral (mediana, percentil 84). Esto es independiente de que estadística se haya usado para preparar los estimados que se muestran en pantalla. Este fichero depende de dos elecciones que se hacen en cada corrida: período de retorno y V_{S30} . Por tanto se tendrá un fichero mapa.xyz(T_{UHS} , T_{ret} , V_{S30}). Los trabajos de preparación de espectros de diseño se hacen habitualmente para un período de retorno de 475 años (probabilidad de 0.9 de no excedencia) y roca, que se consideró con $V_{S30} \geq 760$ m/seg. Con esos ficheros se preparan gráficos de ERA(T_{UHS}) para diferentes valores de T_{ret} , que permiten tomar decisiones sobre como proceder (Fig. 13.1).

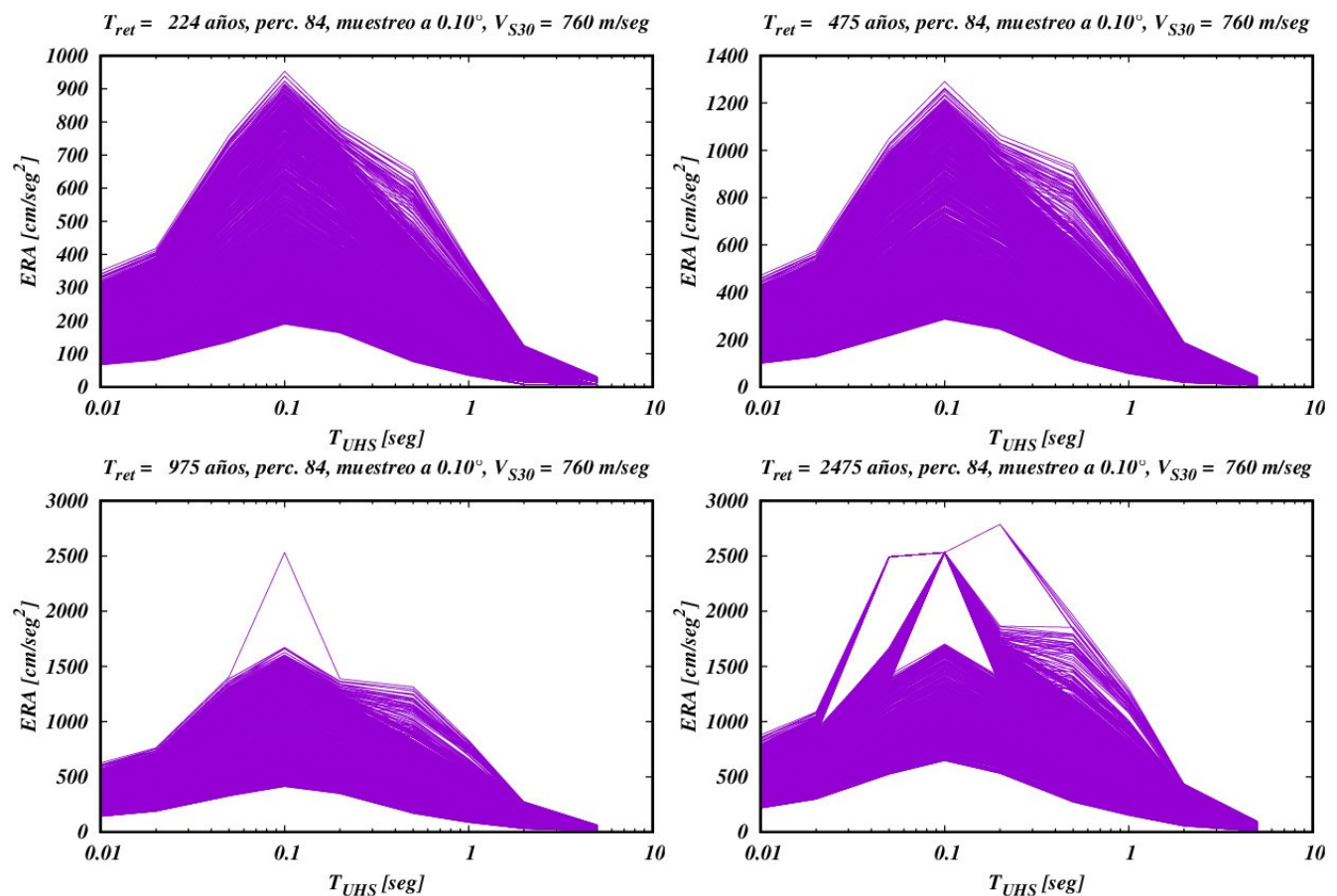


Fig. 13.1. Gráficos del ERA para diferentes T_{ret} ; $V_{S30} = 760$ m/seg.

13.2) Mapa de zonificación por holotipos

13.2.1) Determinación de holotipos

Se parte de la hipótesis de que un mapa de zonificación se debe realizar sobre la base del tipo de espectro asociado a cada punto, en lugar de zonificar un mapa para un valor específico del espectro. Se decidió realizar el trabajo sobre los espectros correspondientes $T_{ret}=2475$ años, que muestran un mayor rango de variabilidad en los espectros que para otros períodos de retorno. Para clasificar por tipo a los espectros se usa un procedimiento de cálculo lógico-combinatorio no supervisado basado en la teoría de holotipos (Pico, 1999; Alvarez, 2011). En este algoritmo, cada punto del UHS se denomina “variable” y cada ERA a clasificar se denomina “objeto”. El proceso se realiza con un programa, denominado “P4” (versión reducida del sistema PROGNOSIS (Ruiz et al. 1993) para clasificación no supervisada), que tiene la característica que deben tomarse las decisiones sobre un dendrograma, algo bastante difícil cuando se tiene una gran cantidad de objetos a clasificar. Por ello se aplica sobre un conjunto reducido de espectros (muestreo a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ con 67 puntos) que es representativa de la población a clasificar (Fig. 13.2). Se obtienen como resultado 7 grupos de espectros caracterizados por su “holotipo” (el objeto más parecido a todos los demás). En la Fig. 13.3a se muestran los 7 holotipos hallados y en la Fig. 13.3b la representación cartográfica de su ubicación. Ese esquema sigue la forma general de los mapas de amenaza sísmica presentados en el capítulo 11, por lo que se considera fundamentada la decisión sobre la clasificación de los espectros. Los holotipos hallados son utilizados para una clasificación con aprendizaje de la población completa de espectros de respuesta, los que se agrupan alrededor de los mismos. En la Fig. 13.4 se presenta la representación cartográfica de los holotipos correspondientes a los 1664 puntos de la población completa (1 valor para cada uno de los puntos en que se calculó la amenaza sísmica).

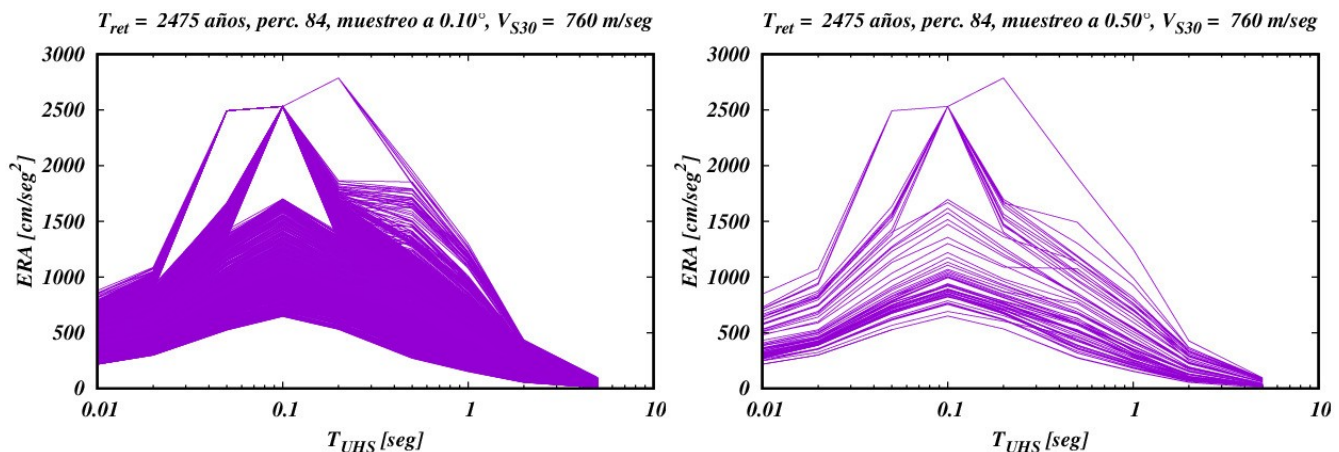


Fig. 13.2. Comparación entre la población total de espectros y la muestra de 67 espectros para $T_{ret}=2475$ años donde se ve que la muestra reducida es representativa de los espectros de la población total.

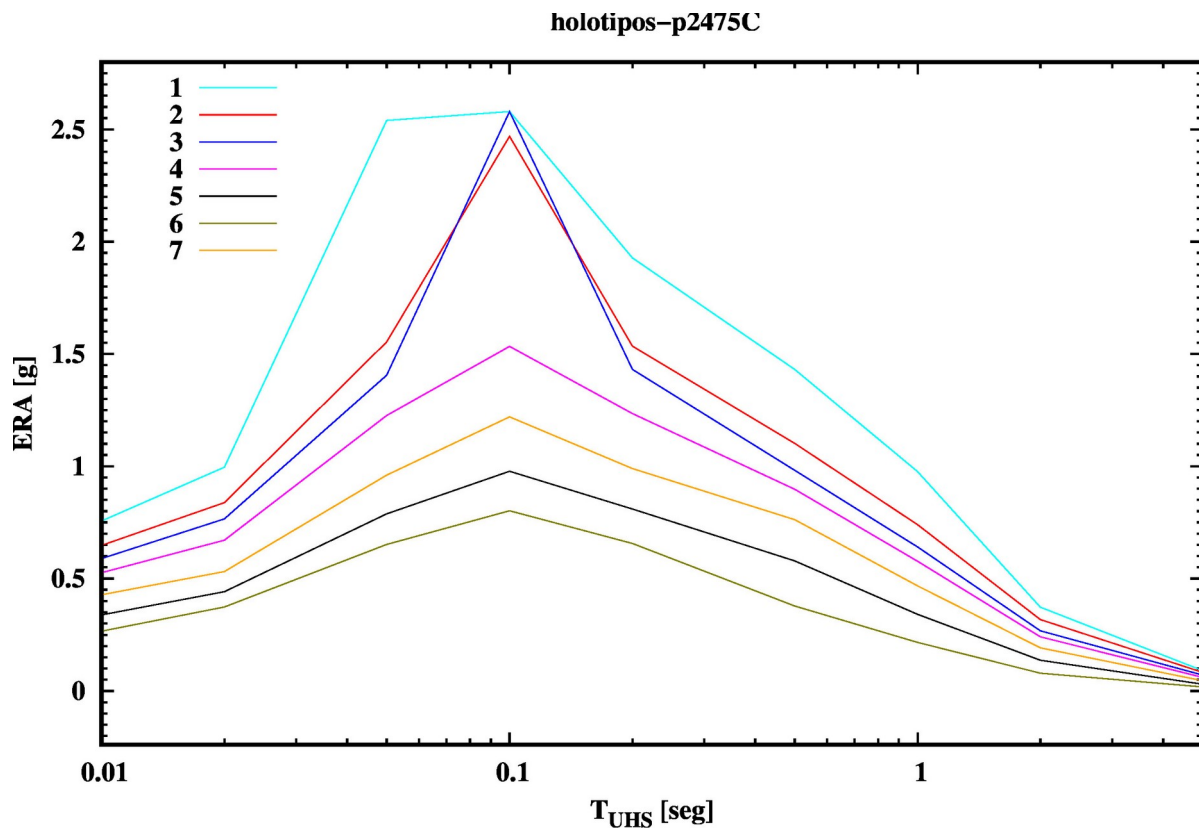


Fig. 13.3a. Holotipos encontrados en el proceso de clasificación para los espectros correspondientes al período de retorno de 2475 años

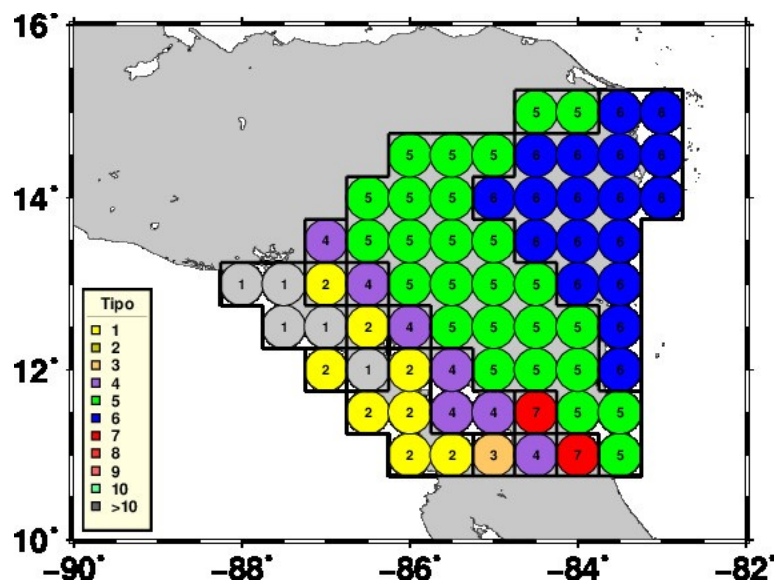


Fig. 13.3b. Ubicación geográfica de los holotipos hallados en la muestra de 67 puntos a $(0.5^\circ \times 0.5^\circ)$. Los números corresponden a los de las curvas en la Fig. 13.3a.

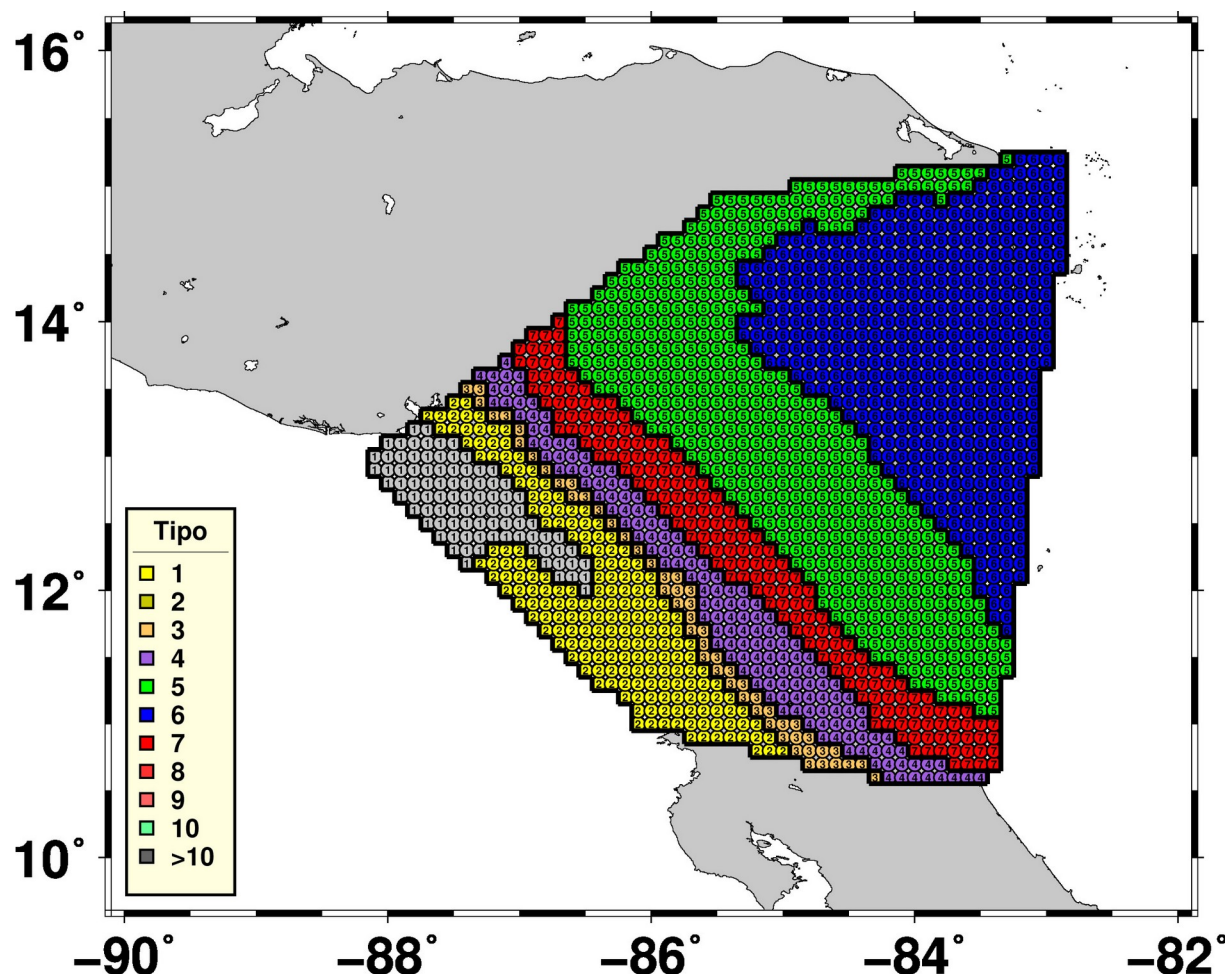


Fig. 13.4. Mapa original de ubicación de la población clasificada en 7 grupos para la población total (a $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$). Los números corresponden igualmente a los de las curvas de la Fig. 13.3a.

13.2.2) Agrupamiento de zonas en el mapa

Los mapas que se presentan en las normas sísmicas no acostumbran a ser tan detallados. Es por ello que se decidió unir zonas pequeñas vecinas, (1, 2, 3) y (4, 7). Debe señalarse que esta unión aumenta el grado de generalidad de los resultados, pero de por sí, los requerimientos de las normas incluyen tales generalizaciones. El gráfico de holotipos cambia a un gráfico híbrido, con holotipos para los grupos no modificados y espectros medios para los modificados, ya que este proceso se realiza fuera de los algoritmos de clasificación (Fig. 13.5). El mapa de zonación (Fig. 13.6) ya presenta solo los 4 grupos resultantes. Por características de los programas de cómputo utilizados, los números de las curvas no siguen el mismo orden que en el caso anterior pero mantienen la correspondencia figura-mapa.

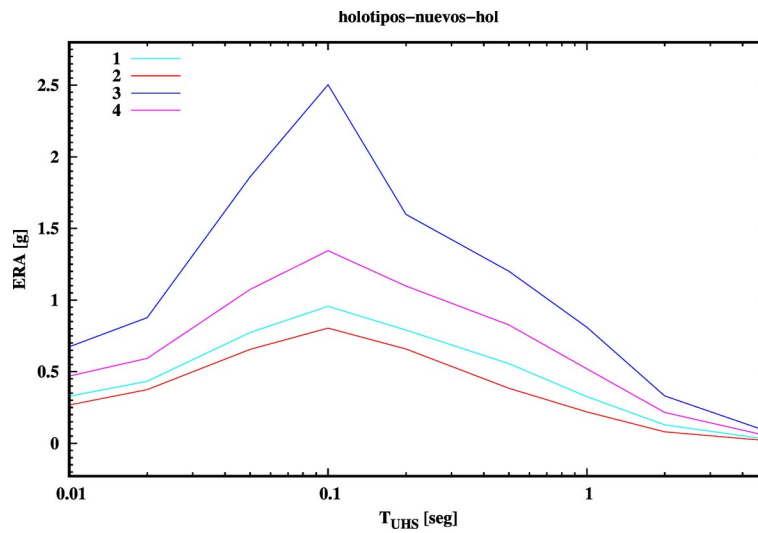


Fig. 13.5. Espectros que caracterizan cada uno de los grupos de espectros y zonas en el mapa para $T_{ret}=2475$ años

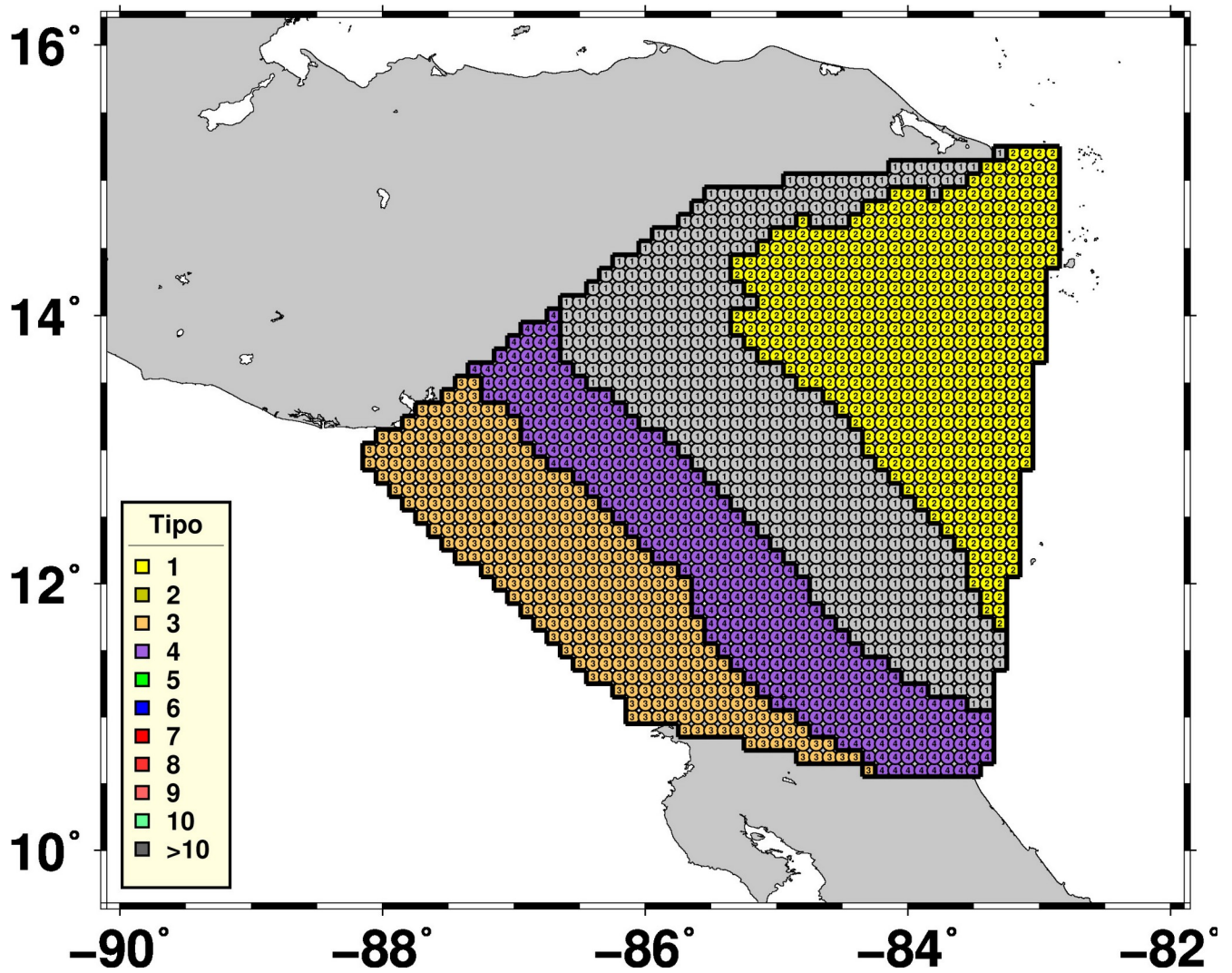


Fig. 13.6. Ubicación en el mapa de los 4 espectros resultantes

13.3) Determinación de los espectros para otros períodos de retorno

Dada la variabilidad existente entre los espectros en función de los períodos de retorno, no se puede repetir el proceso de clasificación no supervisada para determinar los holotipos, pues los resultados no serán coincidentes, En aras de la uniformidad requerida para preparar la norma se decidió usar la información de pertenencia a uno los grupos (zonas en el mapa) para $T_{ret} = 2475$ años como válida para cualquier período de retorno y obtener los espectros medios para cada uno de los grupos. Se analizaron los períodos de retorno 224 (sismo de servicio), 975 (sismo extremo I) y 2475 (sismo extremo II) años. En el caso de 2475 años, lo que se hizo fue sustituir los holotipos de los grupos 1 y 2 por los espectros medios para garantizar la uniformidad en la presentación de resultados. En la Fig. 13.7 se muestran los ERA para todos los grupos en gráficos individuales por período de retorno. Nótese que para comparación se mantiene la misma escala vertical.

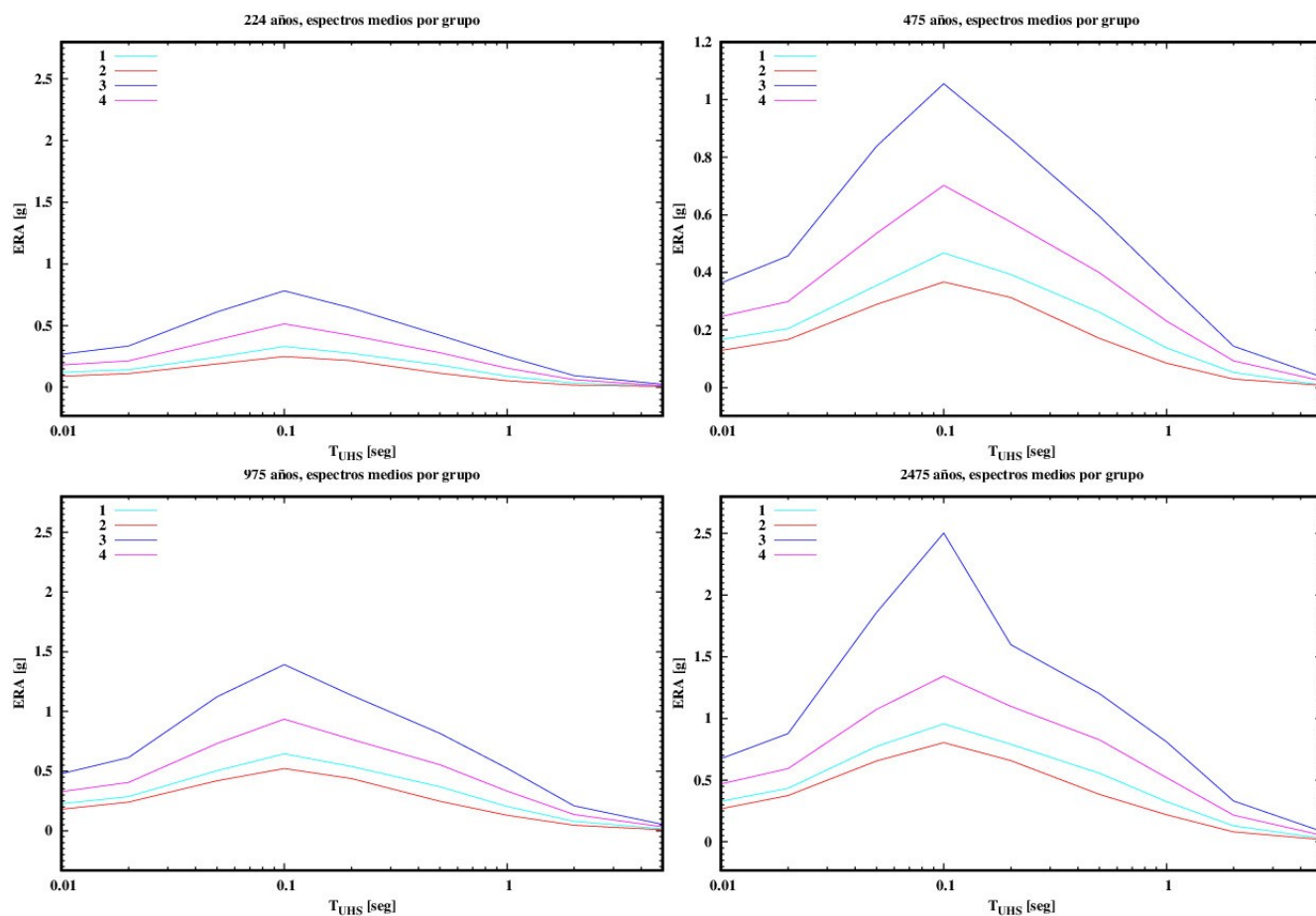


Fig. 13.7. Espectros medios por grupo (zona sobre el mapa de la Fig. 13.6) para los períodos de retorno analizados.

No menos interés presenta analizar la variación dentro de cada grupo (zona en el mapa) de los espectros en función del período de retorno. Esta información se presenta en la Fig. 13.8. Aquí también se usa la misma escala vertical en todos los gráficos para facilitar la comparación. Los datos utilizados para preparar las Fig. 13.7 y 13.8 se presentan en el anexo 12.

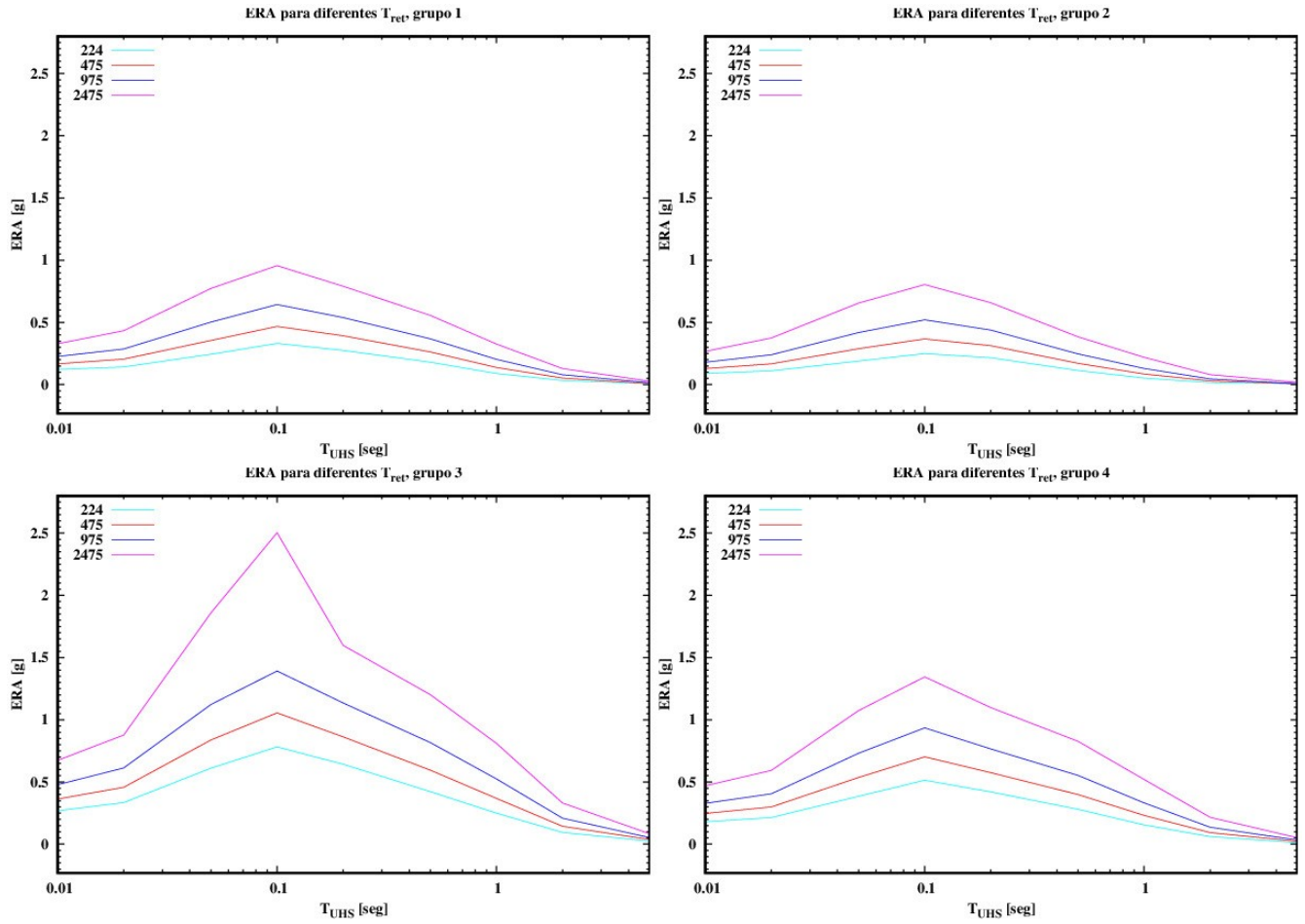


Fig. 13.8. Variación del *ERA* dentro de cada grupo (zona en Fig. 13.6) en función del período de retorno.

13.4) El espectro de diseño

13.4.1) Consideraciones generales

La forma más general del espectro es de 5 ramas (*meseta1* → *recta* → *meseta2* → $(1/T)^p$ → $(1/T)^q$, tipo *Newmark-Hall*), el cual responde a:

$$\begin{aligned}
 A(T) &= A_0 & 0 \leq T \leq T_a \\
 A(T) &= A_0 \left[1 + \frac{(T - T_a)}{(T_b - T_a)} (\beta - 1) \right] & T_a \leq T \leq T_b \\
 A(T) &= \beta A_0 & T_b \leq T \leq T_c \\
 A(T) &= \beta A_0 \left(\frac{T_c}{T} \right)^p & T_c \leq T \leq T_d \\
 A(T) &= \beta A_0 \left(\frac{T_c}{T_d} \right)^p \left(\frac{T_d}{T} \right)^q & T_d \leq T
 \end{aligned} \tag{13.1}$$

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

$A_0 = a_0 \cdot S$, siendo a_0 el valor para roca. Nótese que $\beta = A_{\text{meseta}}/A_0$. El valor de T_a corresponde al período (>0) donde en la práctica se determina el valor a_0 , mientras que el T_d es lo que en la literatura se conoce como T_L . Debe señalarse que aunque todos refieren este espectro al trabajo (Newmark y Hall, 1982) esta expresión no aparece en el mismo y en la práctica se ha venido usando en diferentes normas sísmicas.

Por otra parte, es común usar espectros donde se elimine la primera meseta, esto es, comenzarlos desde 0, asumiendo que a_0 en realidad se mide en $T=0$. En tal caso, la fórmula de los espectros será:

$$\begin{aligned} A(T) &= A_0 \left[1 + \frac{T}{T_b} (\beta - 1) \right] & 0 \leq T \leq T_b \\ A(T) &= \beta A_0 & T_b \leq T \leq T_c \\ A(T) &= \beta A_0 \left(\frac{T_c}{T} \right)^p & T_c \leq T \leq T_d \\ A(T) &= \beta A_0 \left(\frac{T_c}{T_d} \right)^p \left(\frac{T_d}{T} \right)^q & T_d \leq T \end{aligned} \quad (13.2)$$

Por el pequeño valor que tiene T_a , ambos espectros son indistinguibles en un gráfico lineal. En el caso de los espectros del Eurocode 8 de 4 ramas (Eurocode 8, 2007), se asume que $p=1$ y $q=2$, a la vez que se presenta el espectro normalizado (que se obtiene dividiendo entre A_0).

$$\begin{aligned} A(T) &= \left[1 + \frac{T}{T_b} (\beta - 1) \right] & 0 \leq T \leq T_b \\ A(T) &= \beta & T_b \leq T \leq T_c \\ A(T) &= \beta \left(\frac{T_c}{T} \right) & T_c \leq T \leq T_d \\ A(T) &= \beta \cdot \frac{(T_c \cdot T_d)}{T^2} & T_d \leq T \end{aligned} \quad (13.3)$$

Los espectros se acompañan de los valores de a_0 . Los parámetros del modelo a determinar son: T_a (para el caso de 5 ramas), T_b , T_c , T_d , β y S . Esos parámetros corresponden a:

a_0 – valor de aceleración pico

S – factor de amplificación del suelo ($S=1$ para roca)

T_a – período para el que se determinó a_0

T_b – período de inicio de la meseta

T_c – período de final de la meseta e inicio de la parte de velocidad constante

T_d – período de inicio de la parte de desplazamiento constante

β – cociente $a(\text{meseta})/a_0$, se determina experimentalmente; Eurocode asume $\beta=2.5$ para 5% de amortiguamiento crítico

p, q – constantes a ajustar; Eurocode asume $p=1, q=2$

13.4.2) Procedimientos de ajuste de datos experimentales

La comparación de los espectros de respuesta de aceleración (ERA) experimentales con los parámetros que definen la posición de la meseta en los espectros del Eurocode 8 (EC8) y ASCE (ASCE, 2017) muestra que en nuestro caso, que el espectro de tipo 2 de Eurocode es el más cercano (Fig. 13.9). Dicho espectro es recomendado para zonas donde la magnitud de los eventos no sea mayor de $5.5 M_s$, que no es nuestro caso, pero la del tipo 1 están completamente desplazado de la zona de los máximos valores del ERA experimental nuestro. En el caso del ASCE las líneas que se representan en la figura

corresponden al valor mínimo posible de ambos límites, pues en la práctica esos valores tienen una forma compleja de determinarse.

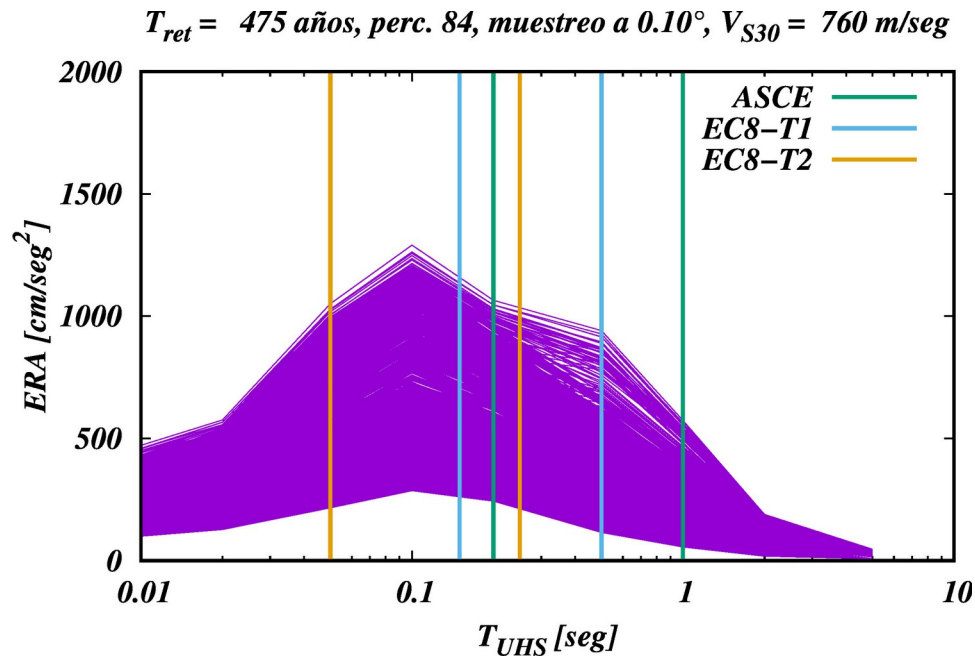


Fig. 13.9. ERA para toda la población y límites de la meseta en EC8 y ASCE

Para comenzar el proceso de ajuste del espectro de diseño primeramente se selecciona el espectro medio de un grupo. El proceso se hace sobre los 4 grupos (zonas en el mapa) existentes.

- La primera decisión tomada es seleccionar el valor del período de inicio de la meseta en 0.05 seg, como corresponde al inicio de la meseta en el espectro tipo 2 del EC8.

A partir de ahí el procedimiento de ajuste de un espectro de 4 ramas es el siguiente:

- se determina el valor del ERA para $T=0.05$ seg: $[ERA(T=0.05)] = ERA_{base}$
- se busca el valor de T en la rama descendente equivalente al determinado en la rama ascendente $T[ERA_{base}(rama\ descendente)] = t_{fin}$
- se forma un triángulo de vértices $(0.05, ERA_{base})$ (t_{fin}, ERA_{base}) $(1, ERA_{pico})$ donde el valor de “1” corresponde al período donde se alcanza el pico de los ERA, y se calcula su área: $Area_{total}$
- se divide la distancia $[ERA_{pico} - ERA_{base}]$ en 20 intervalos y se va calculando el área de los triángulos formados por $(0.05, ERA_j)$ (t_{fin}, ERA_j) $(1, ERA_{pico})$
- se selecciona el ERA_j que cumpla la condición $Area_j \cong Area_{total}/2$ y ese será el valor de la meseta del espectro: ERA_{medio} .

En ese momento ya están definidas las dos primeras ramas del espectro. La 2 ramas descendentes se determinan por las constantes “ p ” y “ q ” de la fórmula (13.2) y el valor de T_L . El procedimiento para ello es por comparación entre espectro de diseño calculado y el $ERA(T)$ experimental de la forma siguiente:

- se toma la aproximación de EC8 ($p=1$, $q=2$) y se calcula el espectro para distintos valores de T_L ; se escoge el T_L que de mejor ajuste visual
- con el T_L determinado se varía la constante “ q ”, que al disminuir su valor hace que la curva para velocidad constante no sea tan cóncava y se acerque más a la curva experimental; se escoge el “ q ” que de mejor ajuste visual

13.4.3) Resultados obtenidos para $T_{ret}=475$ años

Se trabaja sobre el período de retorno de 475 años (sismo de diseño). Como se explicó anteriormente, cada espectro de 4 ramas se determina por un conjunto de parámetros:

a_0 , T_b , T_c , T_d , β , p y q . Como se está trabajando para roca $S=I$, lo que implica que en la fórmula 13.2 $A_0=a_0$. Debe señalarse igualmente que, por definición, $\beta=ERA_{medio}/a_0$. A esto se unen los valores de (p, q) . En el ajuste se fijó el valor $q=2$ usado en EC8. El valor de T_b se fijó en 0.05 para todos los casos. En la tabla 13.1 se presentan los valores determinados que definen las dos primeras ramas del espectro para todos los grupos (zona en el mapa) para el caso $T_{ret}=475$ años. Tanto los valores de T_c como de β son muy próximos, por lo que resulta aceptable promediarlos y de esa forma tener una sola propuesta de forma de espectro, mientras que en cada grupo (zona) se tendrá un valor diferente de escala a_0 .

Tabla 13.1. Parámetros que definen las dos primeras ramas del espectro para el caso $T_{ret}=475$ años. Se presentan separadas por grupos, así como los valores medios de los casos en que es posible sacarlos.

Grupo (zona)	a_0	T_b	T_c	β
1	0.167	0.05	0.29	2.329
2	0.129	0.05	0.25	2.422
3	0.363	0.05	0.23	2.488
4	0.247	0.05	0.27	2.372
Valor medio	-	0.05	0.26	2.403

La selección del valor del T_L (T_d en la fórmula 13.22) se hizo por prueba y error, ajustando con los parámetros de la tabla 13.1 para el grupo 1, con $(p, d)=(1, 2)$. Se probaron varios valores de T_L , los que se presentan en la Fig. 13.10. Se comenzó desde el valor $T_L=1.2$, porque ese es el recomendado por el EC8 para curvas de tipo 2. Entre ellos se considera como mejor ajuste el caso $T_L=2.0$. Este último valor es una media aproximada entre los que presentan McVerry et al. (2017) para Nueva Zelanda en casos de terremotos con $M < 7$, por lo que se considera lógico el resultado, ya que en la formación de los ERA experimentales la mayor contribución es de eventos de ese rango de magnitud.

Finalmente, el ajuste del valor del parámetro “ p ” se hizo por el mismo método para los eventos del grupo (zona) 3, con el valor ya determinado $T_L=2.0$. Se fijó $q=2$, ya que la mayor discrepancia real-modelo se encuentra en la zona del espectro de diseño dependiente de “ p ”. En la Fig. 13.11 se presentan los resultados de tal análisis. Se utilizó en este caso el grupo 3, porque, además de ser el que mayores valores absolutos del ERA tiene, era el que más se diferenciaba del espectro de diseño calculado con $p=1$. Solo se presentan 2 casos, $p=1$ (criterio del EC8) y $p=0.8$ (mejor ajuste). Sin embargo, aún en ese caso queda una parte grande de la banda derecha del espectro de respuesta que eso subestimada el espectro de diseño.

Se realizó una prueba adicional que es aumentar algo el ancho de la meseta (de 0.26 a 0.30, y mejora apreciablemente el ajuste (Fig. 13.12a). Por tanto, se considera que se puede construir un espectro de diseño único para un período de retorno de 475 años, que responde a la fórmula 13.2, con un factor de escala por grupo (zona) dado por $a_0=ERA/[0.01 \text{ seg}]$. Los parámetros de tal modelo se muestran en la tabla 13.2. El espectro normalizado, que se obtiene dividiendo (2) por A_0 , se presenta en la Fig. 10b.

Tabla 13.2. Parámetros que definen el espectro de diseño para el período de retorno de 475 años (sismo de diseño). Valores medios para los 4 grupos (zonas). El valor de a_0 es diferente para cada grupo.

T_{ret} [años]	a_0 (grupo 1)	T_b [seg]	T_c [seg]	β	$T_d(T_L)$ [seg]	p	q
475	$a_0(1) \rightarrow a_0(4)$	0.05	0.30	2.403	2.0	0.8	2

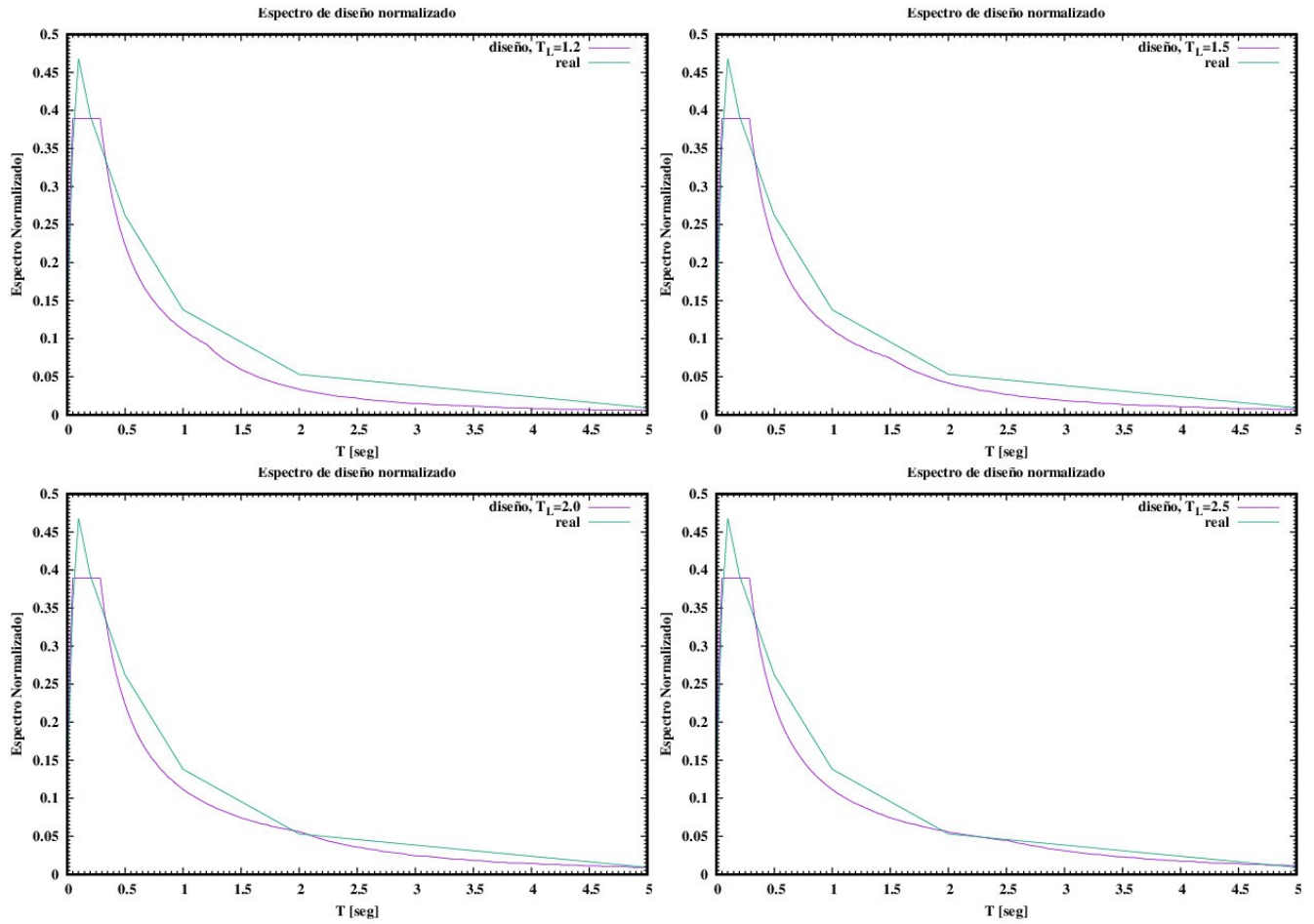


Fig. 13.10. Ajuste de espectro de diseño a gráfico medio de *ERA* para el grupo (zona) 1 con diferentes valores de T_L . ($T_{ret} = 475$ años)

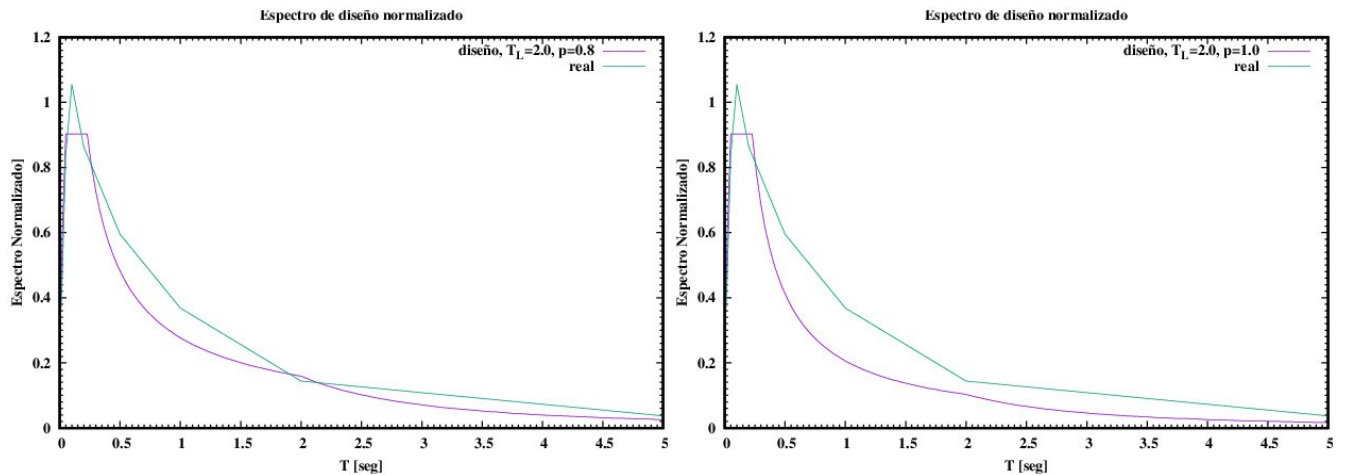


Fig. 13.11. Ajuste de espectro de diseño a gráfico medio de *ERA* para el grupo (zona) 3 con diferentes valores de " p ". ($T_{ret} = 475$ años)

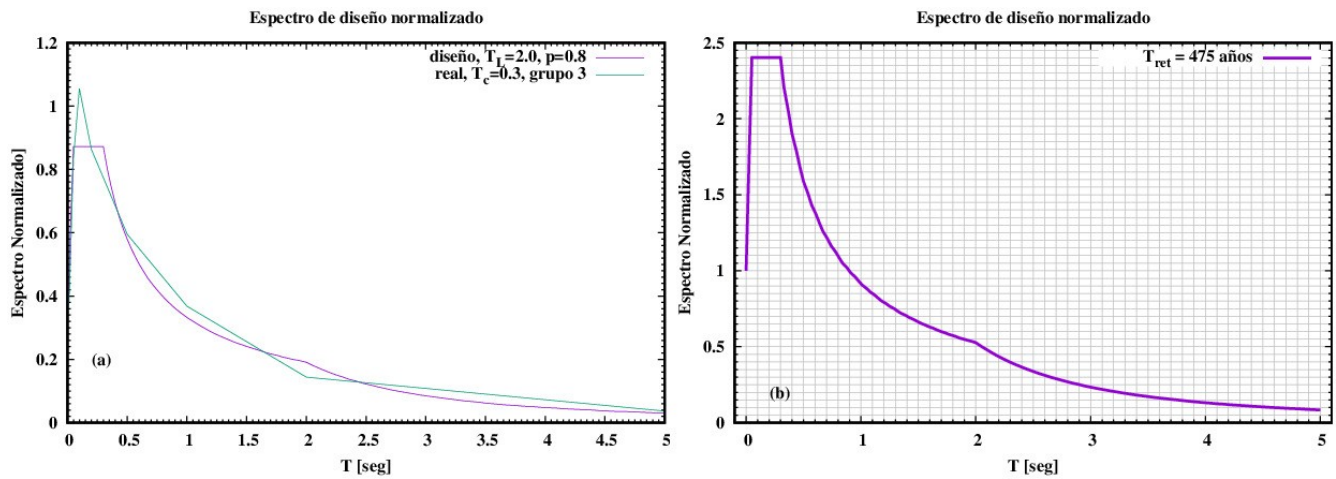


Fig. 13.12. (a) Ajuste del espectro de diseño al espectro medio de aceleración del grupo 3 para $T_{ret}=475$ años, con la combinación ($T_c=0.3, p=0.8$). (b) Espectro de diseño normalizado para $T_{ret}=475$ años, construido de acuerdo a los parámetros de la tabla 13.2. El espectro para cada grupo (zona) se construye multiplicando este por el valor de a_0 .

13.4.4) Variación de los resultados en función de T_{ret}

Se realizó un análisis similar para la determinación de los parámetros de las 2 primeras ramas del espectro de respuesta. En el anexo 13 se presentan las tablas correspondientes a los períodos de retorno (224, 975 y 2475 años). Los resultados medios se presentan en la tabla 13.3, donde para $T_{ret}=475$ años se puso el valor sin modificar T_c a 0.30 seg, pues el objetivo es estudiar la variación del ajuste en función de T_{ret} . Es interesante observar que el ancho de la meseta disminuye al aumentar el T_{ret} , mientras que el cociente *altura_meseta*/ a_0 (β) aumenta. O sea, según aumenta el T_{ret} los espectros son más alargados hacia arriba y más estrechos. Esta dependencia, bastante regular, se representa en la Fig. 13.13.

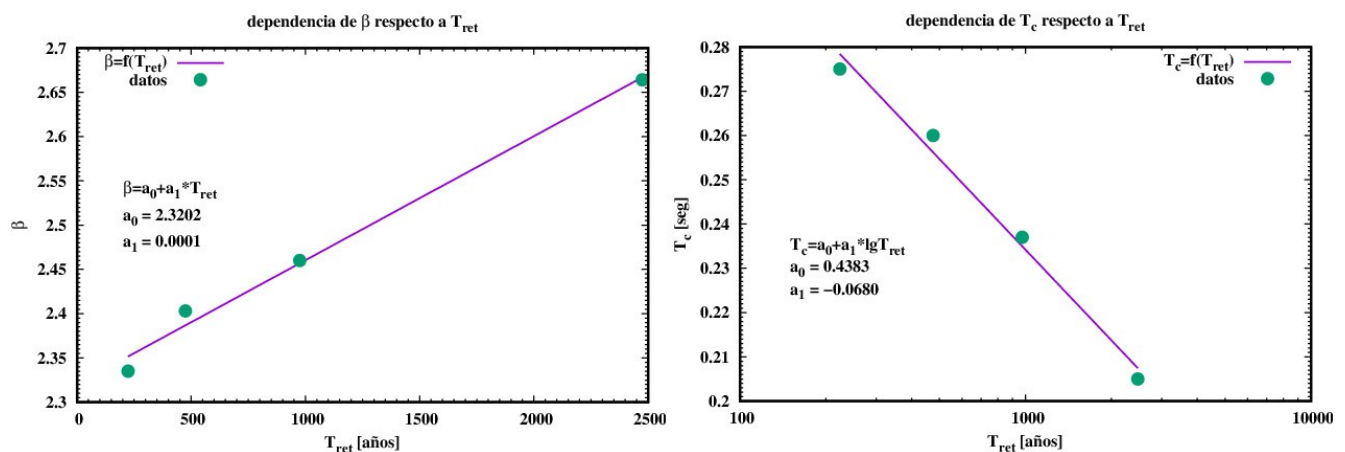


Fig. 13.13. Dependencia de los valores medios para todos los grupos de T_c y β con respecto a T_{ret} .

Otra característica que resulta interesante observar es la dependencia, para cada grupo de espectros, de a_0 vs. T_{ret} . Los datos para ello aparecen resumidos en la tabla 13.4 y en la Fig. 13.14 se presenta un ajuste por el método de los mínimos cuadrados para los 4 grupos por separado.

Tabla 13.3. Parámetros que definen el espectro de diseño para el período de retorno de 475 años. Valores medios para los 4 grupos (zonas). El valor de a_0 es diferente para cada grupo y cada período de retorno.

T_{ret} [años]	a_0 (grupo 1)	T_b [seg]	T_c [seg]	β	$T_d(T_L)$ [seg]	p	q
224	$a_0(1) \rightarrow a_0(4)$	0.05	0.275	2.335	2.0	0.8	2
475	$a_0(1) \rightarrow a_0(4)$	0.05	0.26	2.403	2.0	0.8	2
975	$a_0(1) \rightarrow a_0(4)$	0.05	0.237	2.46	2.0	0.8	2
2475	$a_0(1) \rightarrow a_0(4)$	0.05	0.205	2.664	2.0	0.8	2

Tabla 13.4. Dependencia de a_0 [g] con respecto a T_{ret} [años] para los diferentes grupos

T_{ret} [años]	a_0 (grupo 1)	a_0 (grupo 2)	a_0 (grupo 3)	a_0 (grupo 4)
224	0.121	0.090	0.268	0.181
475	0.167	0.129	0.363	0.247
975	0.226	0.180	0.478	0.328
2475	0.328	0.267	0.674	0.469

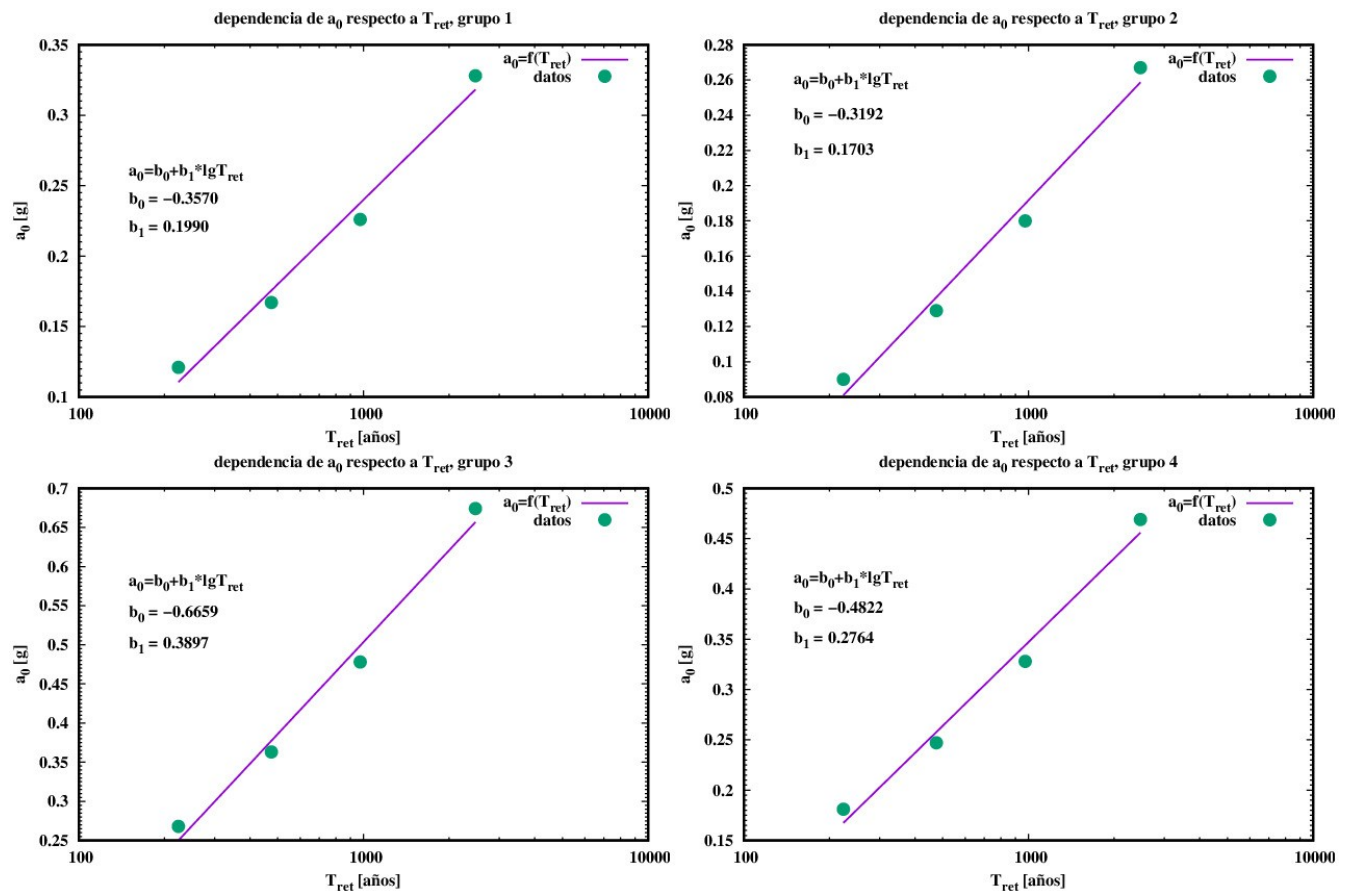


Fig. 13.14. Ajuste por el método de los mínimos cuadrados de a_0 vs. $\lg T_{ret}$ para los diferentes grupos.

De la Fig. 13.14 se ve que aunque el valor de a_0 se incrementa de forma regular respecto T_{ret} , no es uniforme su comportamiento en todos los grupos. Existe una marcada diferencia de la tasa de incremento entre los grupos (1,2) y (3,4).

13.5) Comentarios finales

- 1) Mediante la clasificación no supervisada con algoritmos lógico-combinatorios de los espectros de respuesta de aceleración (*ERA*) se determinaron 7 grupos diferentes de espectro y se representó en un mapa su distribución geográfica. Por consideraciones de cercanía en nivel o geográfica, se unieron algunos de ellos quedando un total de 4 grupos diferentes que corresponden a 4 zonas bien delimitadas en el mapa.
- 2) Se determinaron los parámetros para construir un espectro de diseño de 4 ramas para un período de recurrencia de 475 años para los 4 grupos (zonas) en que se finalmente se clasificaron los ERA obtenidos. Los espectros normalizados para las 4 zonas son muy parecidos, Se preparó un espectro único (promediado y ajustado por diversos criterios) normalizado que se escala por el valor de a_0 . Por ende será aplicable a cualquier punto del mapa para el que se conozca a_0 .
- 3) La forma de los espectros medios de grupo (zona) es bastante parecida para otros períodos de retorno, con una tendencia a incrementar el valor de β y disminuir el ancho de la meseta según aumente T_{ret} . Se obtuvieron regresiones para estimar ese grado de variación. También se determinaron regresiones entre a_0 y T_{ret} para los 4 grupos diferenciados. Estas regresiones son de importancia para definir diversas aproximaciones que se usan en las normas sísmicas.
- 4) Se usaron espectros calculados para un $V_{S30}=760$ m/seg, que es la velocidad definida en Nicaragua como de suelo tipo “roca”. Aunque algunas normas, como la Eurocode (EC8), añaden un coeficiente multiplicativo para pasar de estos resultados a otros tipos de suelo, lo más riguroso es realizar un trabajo de microzonación sísmica.

En el anexo 14 se presentan las indicaciones para construir el espectro de diseño.

14) Discusión y conclusiones

El trabajo consistió en 3 etapas: selección de datos básicos, preparación de los datos para el cálculo y realización de los estimados de amenaza sísmica con propuesta de espectro de diseño para la norma en preparación. Los datos básicos fueron el catálogo de terremotos y la base de datos de los espectros de respuesta de aceleración experimentales.

El primero de ellos, si bien bastante completo, aún no se puede considerar totalmente finalizado. Periódicamente aparecen redeterminaciones de coordenadas y magnitud de terremotos realizadas en proyectos internacionales globales, que en general contienen nuevos datos para nuestra región, lo que implica la necesidad de actualizarlo. Además, el análisis de terremotos aislados o fenómenos agrupados (terremoto-principal réplicas) siempre pueden aportar nuevos datos sobre dichos terremotos. Cuando se preparó la primera versión del catálogo se decidió realizar una actualización anual. La última realizada fue en junio de 2019, pues la necesidad de hacer un corte para realizar los análisis de sismicidad y régimen sísmico, forzó el aplazamiento de la que se hubiera hecho a mediados de 2020.

La base de datos de espectros de respuesta experimentales no incluye los eventos del período 1998-2008. Por problemas técnicos no se podía acceder a los mismos (estaban guardados en bandas magnéticas de datos y no se habían equipos donde se pudiesen leer). A mediados del presente año se logró recuperar una buena parte de esa información, pero su uso requiere un trabajo de preprocesamiento muy grande (del tipo hecho con los acelerogramas ya procesados) que no se podía hacer en el corto tiempo de que disponíamos, por lo que queda para el futuro. Otra cosa importante es que los acelerogramas usados corresponden a registros en suelo y se tenían que usar para ajustar relaciones de atenuación en roca. Para ello era necesario convertirlos a su equivalente en roca, a través de funciones de transferencia suelo-roca o en su defecto, usando valores locales de V_{s30} para evaluar una relación empírica de conversión. No disponíamos ni de las funciones de transferencia ni de los valores de V_{s30} . Esto, como se discute en el informe, es la parte más débil de nuestro proceso de estimación de la amenaza sísmica. Se tomó la decisión de usar los valores de V_{s30} que publica el USGS en un mapa global obtenido a partir del gradiente del relieve. Esto es una aproximación empírica que adolece de tener una gran dispersión. Para poder estar a cubierto de posibles errores de tipo “pérdida de objetivo” (predicciones inferiores a lo que puede ocurrir) se decidió usar dos estimaciones diferentes de los espectros (el convertido directamente y la media geométrica entre este último y el original). En este caso pudiéramos estar en presencia de un error del tipo “falsa alarma” (predicciones superiores a lo que puede ocurrir), pero esto se puede gestionar a través de los pesos relativos que se le den al uso de las dos variantes de espectros experimentales en el árbol lógico.

La preparación de los datos para el cálculo fue un proceso complejo. Se tomó la decisión de usar solo un modelo de zonas fuentes de tipo zonificado, que es la misma decisión que se ha tomado históricamente en la mayoría de los trabajos de AS hechos para Nicaragua hasta la fecha. El uso de otros modelos, como el no zonificado usando mapas de actividad sísmica, el de generación de catálogos sintéticos o el del modelo de sismicidad poissoniano generalizado, hubiera requerido mucho más tiempo que el se tenía a disposición. La estimación de los parámetros del régimen sísmico fue unívoca. Si bien el uso de diferentes procedimientos de ajuste del gráfico magnitud-frecuencia arrojan resultados muy próximos que no influyen mucho en los estimados de AS, no ocurre lo mismo con la M_{max} , que si puede tener una gran influencia. Partiendo del máximo observado se usó una sola estimación de ΔM_{max} , intermedia entre las denominadas “un intervalo adelante” y “estimación de experto”, con un valor de $\Delta M_{max} = 0.3 - 0.5$. Sería conveniente en el futuro probar con otros métodos de estimación de M_{max} .

Por otra parte, cuando se procesan datos de zonas grandes, unas partes son más activas que otras, y las partes menos activas no permiten construir un gráfico magnitud-frecuencia. Lo habitual entonces es

construir uno para zonas extensas, considerar “ $b=cte.$ ” y normalizar “ a ” en función del número relativo de eventos en cada subdivisión que se haga. Aquí se decidió usar dos variantes. Para una subdivisión general en 3 intervalos de profundidad, cada intervalo se consideró (1) como una sola zona, (2) como un conjunto de bloques de zonas, en c/u de los cuales se podía construir un gráfico magnitud-frecuencia, con el mismo criterio sobre las estimaciones de (a,b) .

Finalmente, para la determinación de las relaciones de atenuación a utilizar, ante la imposibilidad de determinar alguna específica para Nicaragua por la distribución insuficiente de la muestra en distancia y magnitud, fue necesario seleccionar entre las relaciones publicadas por otros autores las que se adecuaban mejor a nuestros datos. Como se había decidido usar la transformación suelo-roca de los datos experimentales, había que buscar formulas para la velocidad V_{S30} de referencia en la relación (1130 m/seg), que no abundan. Cualquier otra ya viene con un sesgo. Por tanto la decisión fue ajustar a relaciones para roca sin preocuparse por el valor de V_{S30} que usaran y analizar el sesgo junto con la desviación de los datos experimentales. A diferencia de los trabajos habituales en AS que escogen entre varias relaciones, aquellas que se ajusten mejor a los datos, se decidió “corregir” la relación mediante el añadido de un factor, dependiente del período T_{UHS} , compuesto por el ajuste de una distribución normal de los residuos (observado-fórmula). Aquí no se tuvo en consideración ni la magnitud del terremoto, ni la distancia a que se registraron las aceleraciones. Un análisis más profundo lo hubiera requerido. Para obviar esa insuficiencia se incluyeron varias relaciones de atenuación “corregidas” en los cálculos posteriores, de forma que se “compensaran” los efectos posibles de falta de ajuste. En total se hicieron 6 combinaciones diferentes de relaciones para los 2 intervalos de profundidad analizados, una entre 0 y 40 km y otra entre 40 y 250 km.

La etapa final de preparación de datos fue el diseño del árbol lógico, que al final resultó de 24 ramas. Se diseñó un método de estimación de los pesos que considerara las dos variantes de datos de atenuación y los dos métodos de estimación de (a,b) , ya que se decidió que las 6 combinaciones posibles de relaciones de atenuación corregidas fueran iguales.

Por las limitaciones en la representación gráfica de los mapas que se obtienen con el R-CRISIS se decidió realizar el proceso de obtención de los resultados finales usando una aplicación web, que usa como datos los resultados obtenidos con el R-CRISIS para cada rama. Este permite usar diferentes combinaciones de pesos para las ramas y dos variantes de estadística a usar, normal y muestral (el R-CRISIS solo calcula la muestral) y representar los mapas de valores centrales (media o mediana) y valores con error epistémico (media + dispersión, percentil 84) (el R-CRISIS solo permite representar la mediana). Esto permitió obtener diferentes variantes de resultados finales antes de tomar la decisión de cual mapa se iba a incluir en la norma. Se decidió usar el mapa de a_0 con $T_{ret}=475$ años para el percentil 84.

Por otra parte, se desarrolló un paquete de programas para representar gráficamente los resultados de cálculos con desagregación para puntos aislados. El R-CRISIS procesa la información pero sus posibilidades de representación de esos resultados están limitadas casi exclusivamente a las ramas individuales. El paquete desarrollado permite obtener una multiplicidad de gráficos, tanto para las ramas como para el árbol lógico.

Finalmente, el paso de los estimados de amenaza sísmica a una propuesta de espectro de diseño para la norma se hizo considerando los espectros de amenaza uniforme (UHS) obtenidos en cada punto de la malla usada para el cálculo de la amenaza sísmica. Por ser estos del tipo de espectros de respuesta de aceleración (ERA) se usó la segunda denominación en esa parte del trabajo. Se realizó su clasificación no supervisada por algoritmos lógico-combinatorios. Se delimitaron 4 grupos de espectros y el espectro medio de cada grupo se “ajustó” a un espectro de diseño del tipo de 4 ramas. Los espectros normalizados en $a_0 [ERA(T_{UHS}=0.01 \text{ seg})]$ resultaron muy semejantes por lo que se confeccionó uno con la media de los parámetros obtenidos para los 4 grupos. Esto permite combinarlos con el mapa de a_0 en 475 años (percentil 84). Para otros períodos de retorno cambia el ancho y la altura de la meseta.

Se estimaron las tendencias de cambio, lo que debe ser tomado en consideración para posibles correcciones durante la redacción de la norma.

Se puede concluir que:

- 1) Se preparó un catálogo de Nicaragua para el período 1520-2018 con la característica de que para cada evento se seleccionaron las coordenadas más confiables y el máximo posible de magnitudes
- 2) Se realizó la selección y el preprocesamiento de los acelerogramas registrados en Nicaragua en los períodos 1968-1983 y 2014-2018
- 3) Se seleccionaron 637 casos epicentro-estación a los que se le preparó el espectro de respuesta (ERA) de aceleración horizontal (media geométrica entre las 2 componentes). Los ERA seleccionados fueron incorporados a una base de datos confeccionada al efecto
- 4) Se procesó la información del catálogo de terremotos, que en conjunto con la información sismotectónica existente permitió preparar un mapa de zonas fuentes (para 3 intervalos de profundidad) y estimar sus parámetros fundamentales
- 5) Se realizó un ajuste de los datos observados del ERA y se seleccionaron 5 relaciones de atenuación con un ajuste del sesgado “regular” para todo el rango de períodos, las cuales fueron “corregidas” con los resultados del ajuste de los residuos (observado-fórmula)
- 6) Con esos datos se preparó la información para ser procesada con el R-CRISIS, en forma de árbol lógico de 24 ramas
- 7) Se realizó el estimado de la amenaza sísmica para Nicaragua. En total se obtuvieron 36 mapas de $AS(T_{UHS}, \text{Tipo de estadística})$ para cada T_{ret} analizado: 9 períodos del UHS y 2 tipos de estadística (con 2 variantes – valor central y dispersión)
- 8) Se seleccionó el mapa a incluir en la norma de construcciones sismorresistentes de Nicaragua (a_0 con $T_{ret}=475$ años para el percentil 84)
- 9) Se procesó la amenaza sísmica para un punto aislado en la ciudad de Managua y se analizó en detalle la desagregación de la AS que lo caracteriza
- 10) Se instaló un servidor web y se preparó una aplicación para procesar con más libertad los resultados del R-CRISIS. La misma está instalada en una computadora portátil de la Dirección de Normas del MTI.
- 11) Se preparó una propuesta de espectro de diseño normalizado de 4 ramas para incluir en la norma, el cual se escala por el valor de a_0 del mapa mencionado en el punto 8.

Agradecimientos

Un agradecimiento especial al Ing. Andy Alvarez Fernández, del Banco BBVA Argentina SA, por el diseño de la base de datos que se usó para el procesamiento de los acelerogramas registrados en Nicaragua y por su asesoría en el trabajo con bases de datos. Igualmente se agradece al Ing. Milton Espinoza, del INETER, por su ayuda en el procesamiento de información en un SIG.

Se agradece a los colegas participantes en el proyecto por las fructíferas discusiones y las recomendaciones realizadas para mejorar la calidad de los resultados obtenidos. Finalmente se agradece al Dr. Mario O. Cotilla Rodríguez, de la Universidad Complutense de Madrid, por la revisión del capítulo de sismotectónica de Nicaragua.

Durante los años 2016-2020/02 las actividades fueron financiadas por el INETER. En el período 2020/03-2021/03 se recibió financiamiento del MTI a través del proyecto 2017DEA014 de la AACID.

Referencias

- Akkar S.; Sandikkaya, M.A.; Bommer J.J. (2014). Empirical ground-motion models for point- and extended-source crustal earthquake scenarios in Europe and the Middle East. *Bulletin of Earthquake Engineering*. v. 12, pp. 359-387. <https://doi.org/10.1007/s10518-013-9461-4>
- Alfaro, C. S; Kiremidjian A.; White, R.A. (1990): Seismic zoning and ground motion parameters for El Salvador, John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, 163 pp. <https://blume.stanford.edu/reports>
- Algermissen, S.T.; Dewey, J.W.; Langer, C.J.; Dillinger, W.H. (1974) The Managua, Nicaragua, earthquake of December 23,1972: Location, focal mechanism, and intensity distribution. *Bull. Seism. Soc. Am.* 64:993-1004. <https://doi.org/10.1785/BSSA0640040993>
- Alvarado, G. (1993): The volcanology and petrology of the recent eruptive history of Irazu volcano, Costa Rica. PhD. Thesis, Univ. Kiel, Germany.
- Alvarado, G.E.; Benito, B.; Stallerb, A.; Climent, A.; Camacho, E.; Rojas, W.; Marroquín, G.; Molina, E.; Talavera, E.; Martínez-Cuevas, S.; Lindholm, C. (2017): The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework. *Tectonophysics*, vol. 721, pp. 462–476. <http://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.10.013>
- Alvarez, L. (2011): Processing of data for seismic microzoning. SMLAC (UNESCO/IGCP project 487, ICTP Network NET-58). SMZ, versión 4, April 2011, 38 pp.
- Alvarez, L. (2014): Sistema de análisis de la sismicidad sobre servidor Web. *Ciencias de la Tierra y el Espacio*, vol.15, pp. 184-198. <http://www.iga.cu/wp-content/uploads/2019/05/8.sismicidad.pdf>
- Alvarez, L.; Villalón, M.; Lindholm, C. (2015): Peligrosidad y riesgo sísmicos en Cuba y las regiones circundantes. Peligrosidad sísmica, principios y herramientas. Informe, CENAI, Cuba, 92 pp.
- Alvarez, L. (2018): Sobre la sobreestimación de la amenaza sísmica en Nicaragua en los resultados del RESIS-II, versión 2.0, Fondos de INETER, 18 pp.
- Alvarez, L. (2018a): Preparación de un catálogo sin eventos relacionados. Versión 1.1. Fondos de INETER, 14 pp.
- Alvarez, L.; Alvarez, A. (2019): Nuevo catálogo de terremotos de Nicaragua, versión 4.0. Fondos de INETER, 38 pp.
- Alvarez, L. (2019a): Programas para gráficos magnitud-frecuencia. Paquete “SELCAT”, versión 2.0, Informe, 18 pp.
- Alvarez, L. (2019b): Acelerogramas registrados en Nicaragua. Selección, clasificación y procesamiento preliminar, versión 4.0. Fondos de INETER, 24 pp.
- Alvarez, L. (2020): Confección de una herramienta web para los resultados del proyecto “Normativa sismorresistente para la ciudad de Managua”, versión 1.0. Informe, MTI, 13 pp.
- Alvarez, L.; Rodríguez, A.M.; González, O.; Moreno, B.; Cabrera, A. (2018): Seismotectonics of the Nicaraguan Depression from Recent Seismicity. *J. Geol. Geophys.* Vol. 7: Iss. 5, 1000446. <https://doi.org/10.4172/2381-8719.1000446>
- Arellano (1984): Tesis doctoral defendida en Francia. No hay más información

- ASCE (2017): ASCE/SEI 7-16, Minimum Design Loads and Associated Criteria for Buildings and Other Structures, ASCE Standards, 889 pp. ISBN 10: 0784414246 / ISBN 13: 9780784414248
- Bakun, W.H. (1984): Seismic moments, local magnitudes, and coda-duration magnitudes for earthquakes in central California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, v 74, pp. 439-485. <https://doi.org/10.1785/BSSA0740020439>
- Bird, P. (2003): *An updated digital model of plate boundaries*, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3), 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Bondár, I., Engdahl, E.R.; Villaseñor, A.; Harris, J.; Storchak, D.A. (2015). ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): II. Location and seismicity patterns, *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 239, pp. 2-13. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.002>
- Bondár, I.; Storchak, D. (2011): Improved location procedures at the International Seismological Centre, *Geophys. J. Int.*, vol. 186, pp. 1220-1244. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05107.x>
- Boore, D. (2018): TSPP---A Collection of FORTRAN Programs for Processing and Manipulating Time Series. U.S. Geol. Sur. Open-File Rep. 2008-1111, 50 pp. <https://doi.org/10.3133/ofr20081111>
- Boore, D. M., J. P. Stewart, E. Seyhan, and G. M. Atkinson (2014). NGA-West2 equations for predicting response spectral accelerations for shallow crustal earthquakes, *Earthq. Spectra* 30, 1057–1085. <https://doi.org/10.1193/070113EQS184M>
- Boore, D;M.; Watson-Lamprey, J.; Abrahamson, N.A. (2006): Orientation-Independent Measures of Ground Motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 96, pp. 1502–1511. <http://dx.doi.org/10.1785/0120050209>
- Brent, R. (1973): Algorithms for minimization without derivatives. Prentice - Hall, inc.. 206 pp. ISBN 0130223352 9780130223357.
- Bune, V.I.; Gzovskiy, M.V. et al. (edit.) (1960): Métodos de estudio detallado de la sismicidad (en ruso). Editorial Akademii Nauk SSSR, 327 pp. (Traducción al inglés, 550 pp.)
- CAPRA (2009a): Nicaragua. Tomo I - Metodología de modelación probabilista de riesgos naturales. Informe Técnico ERN-CAPRA-T2-3 – Modelación probabilista de amenazas naturales. 115 pp. https://ecapra.org/sites/default/files/documents/ERN-CAPRA-R7-T2-3%20-%20Modelaci%20Probabilista%20de%20Amenazas%20Naturales_NIC.pdf
- CAPRA (2009b): Amenazas y riesgos naturales de Nicaragua. Compendio de mapas. Secretaría Ejecutiva del SINAPRED, 175 pp. <https://documents1.worldbank.org/curated/en/297861468239096335/pdf/698850ESW0P1010a0Compendio0de0Mapas.pdf>
- Castrillo, E. (2011). Seismic hazard assessment in Nicaragua based on the spatially smoothed seismicity approach, *Engineering Geology*. Engineering Geology, Lund University, Lund.
- Cauzzi C.; Faccioli E.; Vanini M.; Bianchini A. (2015): Updated predictive equations for broadband (0.01-10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records. *Bull. of Earthq. Eng.* Vol. 13(6), pp. 1587-1612. <https://doi.org/10.1007/s10518-014-9685-y>

- Chiou, B.; Youngs, R. (2014). Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra. *Earthq. Spectra*. Vol. 30, pp. 1117-1153. <https://doi.org/10.1193/072813EQS219M>
- Chuy, T. (1984): Datos macrosísmicos de la República de Nicaragua. *Inv. Sismológicas en Cuba*, No. 5, pp. 95-142.
- Climent, A.; W. Taylor, M.; Ciudad Real, M.; Strauch, W.; Villagran, M.; Dahle, A.; Bungum, H. (1994): Spectral strong motion attenuation in Central America. Technical Report 2:17 from the project Reduction Natural Disasters in Central America, NORSAR.
- CMDS (2019): 4ª Jornada del proyecto "Elaboración Colaborativa del Código Modelo de Diseño Sísmico para América Latina y El Caribe", Panamá, 28-30 agosto de 2019. Conclusiones y acuerdos, 15 pp. <https://codigomodelosismico.org/wp-content/uploads/2022/04/Conclusiones-y-Acuerdos-4%C2%B0-Jornada-CMDS.pdf>
- Cowan H, Machette MN, Amador X, Morgan KS, Dart RL, et al. (2000) Map and database of Quaternary faults in the vicinity of Managua, Nicaragua. US Geolog Survey 00-0437, 15pp. <https://pubs.usgs.gov/of/2000/ofr-00-0437/ofr-00-0437pamphlet.pdf>
- Dahle, A.: 1994, NPRISK: Logic tree probabilistic earthquake hazard computation program. *User's Guide*, Version 1.1, 1994.
- DeMets, C.; Gordon, R.G.; Argus, D.F. (2010): Geologically current plate motions, *Geophys. J. Int.*, vol. 181, pp. 1-80, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x>
- Dewey, J.W.; S. T. Algermissen, S.T. (1974): Seismicity of the Middle America arc-trench system near Managua, Nicaragua. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, vol.64, pp. 1033-1048. <https://doi.org/10.1785/BSSA0640041033>
- Douglas, J.; Bungum, H.; A. Dahle, C. Lindholm, A. Climent, W. Taylor Castillo, P. Santos Lopez, V. Schmidt, W. Strauch (2004). Dissemination of Central American strong-motion data using Strong-Motion Datascape Navigator. CD-ROM collection. Engineering and Physical Sciences Research Council, United Kingdom.
- DST (2002): Programa "fft" para el cálculo de los espectros de Fourier y respuesta incluyendo opciones de filtrado en el dominio de la frecuencia y otros ajustes.
- Dziewonski, A. M.; Chou, T.-A.; Woodhouse, J.H. (1981): Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, vol. 86, pp. 2825-2852. <https://doi.org/10.1029/JB086iB04p02825>
- Ekström, G.; Nettles, M.; Dziewonski, A.M. (2012): The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, vol. 200-201, pp. 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2012.04.002>
- Engdahl, E.R.; van der Hilst, R.; Buland, R. (1998). Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 88, pp. 722-743. <https://doi.org/10.1785/BSSA0880030722>
- Engdahl, E.R.; Villaseñor, A. (2002): Global Seismicity: 1900-1999, in W.H.K. Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, C. Kisslinger (edit.), *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Part A, Chapter 41*, pp. 665-690, Academic Press, 2002. (<https://earthquake.usgs.gov/data/centennial/> → última versión)

- Espinosa, S. (1996): Probabilistic macroseismic hazard assessment for Nicaragua (preliminary results). *Natural Hazards*, vol. 13(2), pp. 179-202. <https://doi.org/10.1007/BF00138482>
- EUROCODE 8 (2009): Eurocode 8, Design of structures for earthquake resistance - Part 1: General rules, seismic actions and rules for building. European Standard EN 1998-1, 231 pp. <https://www.phd.eng.br/wp-content/uploads/2015/02/en.1998.1.2004.pdf>
- Flinn, E.A.; Engdahl, E.R.; Hill, A.R. (1974): Seismic and Geographical Regionalization. *Bull. Seism. Soc. Am.*, v64, pp. 771-992. <https://doi.org/10.1785/BSSA0643-20771>
- French, S.W.; Warren, L.M.; Fischer, K.M.; Abers, G.A.; Strauch, W.; Protti, J.M.; Gonzalez, V. (2010): Constraints on upper plate deformation in the Nicaraguan subduction zone from earthquake relocation and directivity analysis, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol, 11: Q03S20. <https://doi.org/10.1029/2009GC002841>
- Ganse, R.A.; Nelson, J.B. (1982): Catalogue of significant earthquakes 2000 B.C. to 1979, including quantitative casualties and damage. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 72, pp. 873-877. <https://doi.org/10.1785/BSSA0720030873>
- Garcia-Pelaez, J.; Gee, R.; Styron, R.; Poggi, V. (2019) GEM Global Mosaic of Hazard Models. Caribbean and Central America (CCA). <https://hazard.openquake.org/gem/models/CCA/>
- García, J.; Slejko, D.; Alvarez, L.; Peruzza, L.; Rebez, A. (2003): Seismic hazard maps for Cuba and surrounding areas. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 93, No. 6, pp. 2563-2590. <https://doi.org/10.1785/0120020144>
- GCMT (2019): The Global CMT Project. <https://www.globalcmt.org/>
- GCMT (2020): The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project. Global CMT Catalog Search. <https://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>
- GEM (2020). The OpenQuake-engine User Manual. Global Earthquake Model (GEM) Open-Quake Manual for Engine version 3.10.0., 189 pp. <http://doi.org/10.13117/GEM.OPENQUAKE.MAN.ENGINE.3.10.0>
- Giardini, D.; Basham, P. (1993): The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP). *Annali di Geofisica*, vol. 36 (3-4), pp. 3-13. <https://doi.org/10.4401/ag-4256>
- Giardini, D.; Grünthal, G.; Shedlock, K.M.; Zhang, P.: (1999) The GSHAP Global Seismic Hazard Map. *Annali di Geofisica*, vol 42(6), pp. 1225-1228. <https://doi.org/10.4401/ag-3780>
- González, O.; Moreno, B.; Alvarez, L. (2015): La serie de terremotos de El Sauce, septiembre – octubre de 2015. Informe. Fondos de INETER, 40 pp.
- Güendel, F. (1988): Sismicidad histórica y su relación a las fuentes sísmicas activas en el presente, resultados preliminares. Tercera Memoria del Seminario Nal. de Geotecnia, San José, C. Rica
- Gutenberg, B. ; Richter, C. (1954): *Seismicity of the Earth and Associated Phenomena*, Princeton University Press, Princeton, NJ, 295 pp.
- Hanks, T.C.; Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophys. Res.*, vol. 84, pp. 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Hudson, D.E. (1979): Reading and interpreting strong motion accelerograms. *Earthquake Engineering Research Institute*, 112 pp.

- Hurukawa, N.; Imoto, M. (1990): Fine structure of an underground boundary between the Philippine Sea and Pacific plates beneath the Kanto district, Japan, *Zisin (J. Seismol. Soc. Jpn.)*, vol. 43, pp. 413-429 (en japonés con resumen en inglés).
- Hurukawa, N.; Imoto, M. (1992): Subducting oceanic crusts of the Philippine Sea and Pacific plates and weak-zone normal compression in the Kanto district Japan, *Geophys. J. Int.*, vol. 109, pp. 639-652. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1992.tb00122.x>
- Idriss I. (2014). An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthakes. *Earthq. Spectra*, Vol. 30, pp. 1155-1177. <https://doi.org/10.1193/070613EQS195M>
- INETER (1995) Mapa geológico-minero de la República de Nicaragua. 1:500,000.
- INETER (2015) Mapa de las fallas geológicas de Managua. Dirección de Geología Aplicada, Dirección General de Geología y Geofísica (DGGG).
- INETER (2019): Archivos de datos de la red de estaciones de Nicaragua. Fondos de INETER.
- ISC (2019): ISC-GEM Earthquake Catalogue, <https://doi.org/10.31905/d808b825>
- ISC (2020): On-line Bulletin, <https://doi.org/10.31905/D808B830>
- ISC (2020a): ISC-EHB dataset, <https://doi.org/10.31905/PY08W6S3>
- ISC (2020b): ISC-EHB: Maps and Cross Sections. <http://www.isc.ac.uk/isc-ehb/regions/>
- Kanasewitch, E.R. (1981). *Time sequence analysis in geophysics. Third Edition*. Edmonton, Alberta: The University of Alberta Press. <https://doi.org/10.2307/3314985-a>
- Kanamori, H.; Anderson, D.L. (1975) Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 65(5), pp. 1073-1095. <https://doi.org/10.1785/BSSA0650051073>
- Kennett, B.L.N.; Engdahl, E.R.; Buland, R. (1995). Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International* vol. 122(1), pp. 108-124. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x>
- Kiremidjian, A.; Sutch, P.; Shah, H. (1979): Seismic hazard analysis of Honduras. John Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University, Pasadena, 301 pp. <https://blume.stanford.edu/reports>
- Kobayashi, D.; LaFemina, P.; Geirsson, H.; Chichaco, E.; Abrego, A. et al. (2014): Kinematics of the Western Caribbean: Collision of the cocos ridge and upper plate deformation. *Geochem, Geophys & Geosys* vol. 15(5), pp. 1671–1683. <https://doi.org/10.1002/2014GC005234>
- Krieger, L.; Heimann, S. (2012): MoPaD - Moment Tensor Plotting and Decomposition: A Tool for Graphical and Numerical Analysis of Seismic Moment Tensors. *Seism. Res. Lett.*, vol. 83, pp. 589-595. <https://doi.org/10.1785/gssrl.83.3.589>
- La Gaceta (1983): Reglamento de construcción que regirá en el territorio Nacional. La Gaceta - Diario Oficial, No. 180 a 187, agosto de 1983, total 64 pp.
- Larsson, T.; Mattson, C. (1987): Seismic Hazard Analysis in Nicaragua – a Summary. En: A.S. Cakmak, ed. *Developments in Geotechnical Engineering*, Elsevier, Vol. 45, pp. 439-453 <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-98955-0.50037-9>

- Lee, W.H.K.; Bennett, R.E.; Meagher, K.L. (1972) A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. USGS Open-File Report 72-223, 28 pp. <https://doi.org/10.3133/ofr72223>
- Leeds, D. (1974): Catalogue of Nicaraguan earthquakes. BSSA, vol. 64(4), pp.1135-1158. <https://doi.org/10.1785/BSSA0640041135>
- Lilljequist, R.; Hodgson, G. (1983): Desplazamiento de actividades volcánicas durante el Terciario y la relación entre los paleoarcos volcánicos y depósitos de minerales en Nicaragua. Swedish Geological (SGAB), INMINE e INETER. Managua, Nicaragua, 87 pp.
- Linkimer, L.; Arroyo, I.; Montero, W. (2014): Enjambres sísmicos en la placa Caribe y la microplaca de Panamá disparados por el terremoto de Nicoya (7,6 M_w) del 5 de septiembre del 2012. Revista En Torno a la Prevención. No. 12, pp. 23-31. <https://hdl.handle.net/10669/75869>
- McVerry, G.H.; Van Houtte, C.; Kaiser, A.; Holden, C.; Fry, B.; Gerstenberger, M. (2017): The transition period T_L in the recommended spectra of the draft New Zealand Seismic Isolation Guidelines. 2017 NZSEE Conference, 8 pp.
- Mann, P. (2007): Overview of the tectonic history of northern Central America (21 pp.). En: Mann, P., edit. "Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Northern Central America", Geological Society of America Special Paper 428. [https://doi.org/10.1130/2007.2428\(01\)](https://doi.org/10.1130/2007.2428(01))
- Matumoto, T.; Ohtake, M.; Latham, G.; Umana, J. (1977): Crustal structure in Southern Central America. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 67(1), pp. 121-134. <https://doi.org/10.1785/BSSA0670010121>
- Miyamura, S. (1980): Sismicidad de Costa Rica, Primera Edición. Editorial Univ.de Costa Rica. San José, Costa Rica.
- Molina, E.; Marroquín, G.; Escobar, J.; Talavera, E.; Rojas, W.; Climent, A.; Camacho, E.; Benito, B.; Lindholm, C. (2008): Proyecto RESIS-II. Evaluación de la amenaza sísmica en Centroamérica. Informe, 237 pp. <https://webserver2.ineter.gob.ni/geofisica/sis/web/PSresisII/doc/resis2.pdf>
- Molnar, P.; Sykes, L. R. (1969): Tectonics of the Caribbean and Middle America regions from focal mechanisms and seismicity. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 80, pp. 1639-1684. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1639:TOTCAM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1639:TOTCAM]2.0.CO;2)
- Montagner J.P.; Kennett, B.L.N. (1995): How to reconcile body-wave and normal-mode reference Earth models? *Geophys. J. Int.*, vol. 125(1), pp. 229-248. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06548.x>
- Montalva, G.A.; Bastías, N.; Rodríguez-Marek, A. (2017). Ground-motion prediction equation for the Chilean Subduction Zone. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 107(2), pp. 901-911. <https://doi.org/10.1785/0120160221>

- Montero, W. (1986): Períodos de recurrencia y tipos de secuencia de los temblores interplaca e intraplaca en la región de Costa Rica. *Rev. Geol. Am. Central*, No. 5, pp 35-72. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i05.12267>
- Montero, W. (1989): Sismicidad Histórica de Costa Rica 1638-1910. *Geof. Int.*, vol 28-3, pp 531-539. <http://www.revistas.unam.mx/index.php/geofisica/article/download/39405/35840>
- Montero, W. (2001): Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, vol. 24, pp. 29-56. <http://dx.doi.org/10.15517/rgac.v0i24.8551>
- Moreno, B.; González, O.; Alvarez, L., Palma, M. (2014): Informe del trabajo realizado sobre el terremoto del 10/4/2014 y sus réplicas. Fondos de INETER, 55 pp.
- Moore, F.A.; Parrales, R.; Guzman, C.; Petrini, V.; Diaz, O. (2001): Zonificación sísmica preliminar para Nicaragua y microzonificación sísmica para Posoltega-Quezalguaque. Informe, 55 pp.
- Newmark, N.M.; Hall, W.J. (1982). *Earthquake spectra and design*. Berkeley, Calif: Earthquake Engineering Research Institute, 103 pp. ISBN-10: 0943198224, ISBN-13: 978-0943198224
- Nishenko, S.P. (1989): Circum-Pacific Seismic Potential. U.S. Geol. Survey, Open File Report, 89-86. <https://doi.org/10.3133/ofr8986>
- MTI (2007): Reglamento Nacional de Construcción RNC-07. Dirección general de Normas de Construcción y Desarrollo Urbano. Managua, Nicaragua, 154 pp. <https://snavarro.files.wordpress.com/2008/08/rnc-2007.pdf>
- Netlib (2020): Netlib Repository at UTK and ORNL <http://www.netlib.org>
- NOAA (1996): The Seismicity Catalog CD-ROM Collection, vol. 1, https://www.ngdc.noaa.gov/hazard/data/cdroms/Seismicity_v1/
- Ordaz, M. (2007): Some Notes about the Use of Logic Trees in Probabilistic Seismic Hazard Analysis. Distribuido junto al programa CRISIS'2007, 13 pp.
- Ordaz, M. (2019): Nicaragua. Modelo de Ciclón Tropical y Terremoto. Informe CCRIF SPC. Fondos de INETER.
- Ordaz, M., Aguilar, A. and Arboleda, J. (2003): CRISIS'2003: Program for computing seismic hazard, Ver. 1.0.1, Instituto de Ingeniería, Univ. Nal. Aut. de México (UNAM).
- Ordaz, M., Aguilar, A. y Arboleda, J. (2007): CRISIS'2007 v.5.1. Program for Computing Seismic Hazard. Instituto de Ingeniería, UNAM, México.
- Ordaz M.; Salgado-Gálvez, M.A. (2019). R-CRISIS Validation and Verification Document. ERN Technical Report. Mexico City, Mexico, 310 pp. http://www.r-crisis.com/Content/files/R-CRISIS%20V_AND_V%20Document_V1%20Full%20document.pdf
- Ottewöller, L.; Voss, P.; Havskov, J. (2018). SEISAN earthquake analysis software for Windows, Solaris, Linux and MacOSX. Version 11.0, 566 pp. <http://seisan.info>

- Pagani, M.; Garcia-Pelaez, J.; Gee, R.; Johnson, K.; Poggi, V.; Styron, R.; Weatherill, G.; Simionato, M.; Viganò, D.; Danciu, L.; Monelli, D. (2018). Global Earthquake Model (GEM) Seismic Hazard Map (version 2018.1 - December 2018), <http://doi.org/10.13117/GEM-GLOBAL-SEISMIC-HAZARD-MAP-2018.1>
- Paniagua, S.; Soto, G. (1986): Reconocimiento de riesgos volcánicos de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. Rev. Ciencia y Tecnología, vol 10(2), pp. 49-72, San José, Costa Rica. <https://www.cne.go.cr/CEDO-CRID/pdf/spa/doc960/doc960-contenido.pdf>
- Papagiannopoulos, G.A.; Hatzigeorgiou, G.D.; Beskos, D.E. (2013): Recovery of spectral absolute acceleration and spectral relative velocity from their pseudo-spectral counterparts. Earthquakes and Structures, vol. 4, pp. 489-508. <https://doi.org/10.12989/EAS.2013.4.5.489>
- Peraldo, G.; Montero, W. (1994): Los temblores del período colonial de Costa Rica. Ed. Tecnológica de Costa Rica, 162 pp. ISBN 9977660662, 9789977660660
- Pico, R. (1999): Determinación del umbral de semejanza β_0 para los algoritmos de agrupamiento lógico-combinatorios, mediante el dendrograma de un algoritmo jerárquico, SIARP'99, IV Simposio Iberoamericano de Reconocimiento de Patrones. Memorias, pp. 259-265.
- qGIS (2020): Quantum GIS. Un Sistema de Información Geográfica libre y de Código Abierto. <https://www.qgis.org>.
- Reasenber, P. (1985): Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. J. Geoph. Res., 90(B7), pp. 5479-5495. <https://doi.org/10.1029/JB090iB07p05479>
- Reasenber, P. (2000). Program cluster2000x. <https://www.usgs.gov/node/279386>
- Reinoso, E.; Zeballos, A.; Hernández, O.; Moore, F.; Chávez, G.; Hernández, J.J.; Arredondo, R.; Hammer, J.; Luna, J. (2005): Estudio de la vulnerabilidad sísmica de Managua. Informe final. Fondos de INETER, 254 pp. <https://www.drmonline.net/drmlibrary/pdfs/NiV01.pdf>
- Rojas, W. (1993): Catálogo de sismicidad histórica y reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. Tesis de Licenciatura en Geología, Universidad de Costa Rica, 91 pp.
- Rojas, W., Bungum, H.; Lindholm, C. (1993): A Catalog of Historical and Recent Earthquake in Central America. NORSAR, technical report. Project: Reduction of Natural Disasters in Central America, Earthquake Preparedness and Hazard Mitigation, Seismic Zonation and Earthquake Assessment. 77 pp. (variante del anterior en colaboración con NORSAR)
- Rothé J.P. (1969): The Seismicity of the Earth 1953-1965. United National Educational, Scientific, and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 334 pp. <https://unesdoc.unesco.org/ark:/48223/pf0000014503>
- Ruiz, J.; Pico, R.; Alaminos, C.; Lazo, M.; Baggiano, M.; Barreto, E.; Santana, A.; Alvarez, L.; Chuy, T. (1993): Prognosis y sus Aplicaciones a las Geociencias. Revista Ciencias Matemáticas. Vol 14, No 2-3. pp. 124-144.
- Sandikkaya, M. A. (2014): Next generation pan-european ground-motion prediction equation for engineering parameters. Ph.D Thesis, Earth Sciences. Université de Grenoble, NNT2014GRENU008, 270 pp. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01233262/file/40105_SANDIKKAYA_MUSTAFA_2014_dif_fusion.pdf

- Schmidt, V. (2014): Ecuaciones predictivas del movimiento del suelo para América Central, con datos de 1972 a 2010. *Rev. Geológica Am. Central*. Vol. 50, pp. 7-37. <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i50.15106>
- Scordilis, E.M. (2006): Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude. *J. Seismology*, 10, pp. 225–236. <https://doi.org/10.1007/s10950-006-9012-4>
- Segura, F. (1997): Amenaza sísmica para el centro de la ciudad de Managua. Informe, Fondos del INETER, 61 pp.
- Segura, F.F. (2019): Reseña de la sismicidad en Nicaragua con énfasis en la Depresión Nicaragüense. Managua, 218 pp. https://webserver2.ineter.gob.ni/sis/literatura/FabioSegura_SismicidadEnNicaragua.pdf
- Segura, F.; Bungum, H.; Lindholm, C.; Hernández, Z. (2000): Estudio de Amenaza sísmica de Managua, Nicaragua, Fase II 1996-2000. Informe, Fondos del INETER, 32 pp.
- Segura, F., Rojas, W. (1996): Amenaza sísmica para el centro de la ciudad de Managua. Informe, Fondos de INETER, 65 pp.
- Shah, H.T.; Mortgat, C.P.; Kiremidjian, A.S.; Zsutty, T.C. (1975): A study of seismic risk for Nicaragua, Parts I-II". Technical Reports No. 11, 12A, 12B, The John A. Blume Earthquake Engineering Center, Department of Civil Engineering, Stanford University. <https://blume.stanford.edu/reports>
- Shedlock, K.M (1999): Seismic hazard map of North and Central America and the Caribbean. *Annali di Geofisica*, vol. 42, pp. 877-997. <https://doi.org/10.4401/ag-3786>
- Shewchuk, J.R. (1996): "Triangle: Engineering a 2D quality mesh generator and Delaunay triangulator", in *First Workshop on Applied Computational Geometry* (Philadelphia, PA), 124-133, ACM. <http://www.cs.cmu.edu/~quake/triangle.html>
- Simpson, B. (2003): feregion – perl program for determination of Flinn-Engdahl Region name from decimal lon,lat values. USGS
- Slejko, D.; Peruzza, L.; Rebez, A. (1998): Seismic hazard maps of Italy. *Annali di Geofisica*, vol. 41, pp. 183-214. <https://doi.org/10.4401/ag-4327>
- Storchak, D.A., Di Giacomo, D.; Engdahl, E.R.; Harris, J.; Bondár, I.; Lee, W.H.K; Bormann, P.; Villaseñor, A. (2015): The ISC-GEM Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900-2009): Introduction, *Phys. Earth Planet. Int.*, vol. 239, pp. 48-63. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- Stuch, P. (1981): Estimated intensities and probable tectonic sources of historic (Pre-1898) Honduran earthquakes, *Bull. Seism. Soc Am.*, vol. 71(3), pp 865-881. <https://doi.org/10.1785/BSSA0710030865>
- Sykes, L.R.; Ewing, M. (1965): The seismicity of Caribbean region. *J. Geophys. Res.*, vol. 70(20), pp. 5065-5074. <https://doi.org/10.1029/JZ070i020p05065>
- Talavera, E. (2008): Evaluación de la Amenaza Sísmica en Nicaragua. Informe. Fondos de INETER, 157 pp.

- Tanner, J.G.; Shepherd, J.B. (1997): Seismic Hazard in Latin America and the Caribbean, Volume 1. Project Catalogue and Seismic Hazard Maps. Ins. Panam. de Geografia y Historia, 144 pp. https://idl-bnc-idrc.dspacedirect.org/bitstream/handle/10625/36053/107805_v1.pdf
- USGS (2019): Earthquake Hazards Program. Search Earthquake Catalogue. <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>
- USGS (2020): Vs30 Models and Data (<https://earthquake.usgs.gov/data/vs30>).
- Utheim, T.; Havskov, J. (2017): SC2SEI. Automatic transfer of phase readings and waveforms from a SeisComp3 data base to a SEISAN data base, Version 1.16. 33 pp. ftp://ftp.geo.uib.no/pub/seismo/SOFTWARE/SC2SEI/sc2sei_v1.00.pdf
- Utsu, T. (1999): Representation and Analysis of the Earthquake Size Distribution. A Historical Review and Some New Approaches. Pure appl. Geophys., vol 155, pp. 509-535. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-8677-2_15
- Uyeda S. (1983): Comparative subductology. Episodes, 5: 19–24. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1983/v6i2/005>
- Uyeda, S., y H. Kanamori (1979): Back-Arc opening and the mode of subduction, Journal of Geophysical Research, 84(B3), 1049–1061. <https://doi.org/10.1029/JB084iB03p01049>
- Venable, M. (1994): A geological tectonic, and metallogenetic evaluation of the Siuna terrane (Nicaragua) [Ph.D. dissertation]: Tucson, University of Arizona, 154 pp. <http://hdl.handle.net/10150/186894>
- Yenier E.; Atkinson, G.M. (2015): Regionally adjustable generic ground-motion prediction equation based on equivalent point-source simulations: application to Central and Eastern North America. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 105(4), pp. 1989-2009. <https://doi.org/10.1785/0120140332>
- Youngs R.R., Chiou S.J., Silva W.J.; Humphrey, J.R. (1997). Strong ground motion attenuation relationships for subduction zone earthquakes. Seism. Res. Lett., Vol. 68, pp. 58-73. <https://doi.org/10.1785/gssrl.68.1.58>
- Waldhauser, F. (2001). hypoDD – A program to compute double-difference hypocenter locations. Technical report, U.S. Geol. Survey, Open-File Report No. 01-113, 25 pp. <https://doi.org/10.3133/ofr01113>
- Ward, P. L.; Harlow, J.D.; Gibbs, K.; Aburto, Q. (1973). Location of the main fault as determined from locations of some aftershocks. En: Managua, Nicaragua earthquake of Dec 23, 1972 Conference Proceedings, vol. I, pp. 89-104. Earthquake Engineering Research Institute, California.
- Wessel, P.; Smith, W.H.F. (1998): “New improved version of generic mapping tools released”, EOS, 79(47), 579. <http://dx.doi.org/10.1029/98EO00426>
- Williams, T.; Kelley, C. (2017): Gnuplot 5.0: An interactive plotting program, manual. http://www.gnuplot.info/docs_5.0/gnuplot.pdf
- Zhao, J. X.; Zhang, J.; Asano, A.; Ohno, Y.; Oouchi, T.; Takahashi, T.; Ogawa, H.; Irikura, K.; Thio, H.K.; Somerville, P.G.; Fukushima, Y. (2006). Attenuation relations of strong ground motion in Japan using site classification based on predominant period. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 96, pp. 898-913. <https://doi.org/10.1785/0120050122>

Anexos

Anexo 1. Formato del catálogo de Nicaragua

A1.1) Descripción de los campos en el catálogo secuencial de 325 caracteres por terremotos

Se considera una sola variable de caracteres "x", con longitud 325 caracteres. Para evitar problemas de errores de lectura escritura todas las variables sean reales, enteras o de caracteres se llevarán a caracteres.

scat – fuente del catálogo → (a6) → x(1:6)

por ejemplo EHB = EHB hipocentro y tiempo de origen por EHB

asol – apertura del azimut de las estaciones telesísmicas ($\Delta > 28^\circ$) → (a1) → x(7:7)

para el período 1900-1963:

bl=desconocido

A = $< 180^\circ$

B = $< 210^\circ$ y $> 180^\circ$

= $< 240^\circ$ y $> 210^\circ$

D = $< 270^\circ$ y $> 240^\circ$

F = $> 270^\circ$

para el período 1964-1999

bl = $< 180^\circ$

Z = $\geq 180^\circ$

tsol – tipo de solución → (a5) → x(8:12)

primera información en los 3 primeros caracteres

HEQ= tiempo de origen e hipocentro fijado

DEQ= profundidad libre

BEQ= profundidad fijada a la del USGS BB (ajustada topo/bati)

CEQ= profundidad fijada a la del "cluster" de Engdahl (profundidad de evento multiple)

FEQ= profundidad fijada por Engdahl basada en información independiente

LEQ= profundidad fijada por el programa

XEQ= solución pobre

P-F= profundidad fijada (SEISAN)

P-S= valor de partida de la profundidad (SEISAN)

P###= Cantidad de fases usadas en la determinación de profundidad (EHDR), (muestra 99 si ≥ 99)

otra información (en los otros 2 caracteres)

M = disponible mecanismo focal

X = "cluster" (evento múltiple) disponible localización conocida hasta x km

T = existe determinación de tensor de momento (EHDR)

F = solución de plano de falla disponible

?= calidad de la solución (EHDF)/evento de intercambio internacional (NOAA,EHDR)

?=X IDE(evento para intercambio de datos) antes de PDE 1/04;

?=('A','B','C','D','H','N') calidad del evento

comenzando con with PDE 1/04

IS= presente en el catálogo de mecanismos focales del ISC (se usa en combinación con el

código ISC que se pone en los últimos 9 caracteres de la variable "cid2" (ver al final)

Estos son añadidos para aprovechar información en catálogos HDF, no se modifica el formato, se cambian algunas letras "X por Q", "M por T", "M por D", para evitar confusión con las ya definidas para otros catálogos en los casos 'X' → 'Q', 'Xx' → 'Qx', 'Mx' → 'Tx', 'M(d,n,r,f,h,x)' → 'T(d,n,r,f,h,x)'

x= localización del terremoto conocida hasta x km (si x es un número)
 c= solo disponibles datos de evento regional
 Q = explosión/colapso de cavidad
 Qx= localización de la explosión conocida hasta x km (si x es un número)
 Tx= localización conocida hasta x km (si x es un número)
 Dd= profundidad revisada y aceptada
 Dn= profundidad no revisada pero aceptada provisionalmente basado en 5 o más fases profundas y/o
 estacion(es) a distancia(s) menores que la profundidad focal
 Dr= profundidad bajo revisión
 Df= profundidad fijada al estimado de profundidad regional
 Dh= profundidad fijada a la profundidad del CMT de Harvard
 Dx= profundidad revisada pero no aceptada
 d= profundidad revisada y aceptada
 n= profundidad no revisada pero aceptada provisionalmente basado en 5 o más fases profundas y/o
 estacion(es) a distancia(s) menores que la profundidad focal
 r= profundidad bajo revisión
 f= profundidad fijada al estimado de profundidad regional
 x= profundidad revisada pero no aceptada
 espacio en blanco x(12:12)
 ciyr – año (i4) → x(14:17)
 cmon – mes (i3) → x(16:20)
 ciday – día (i3) → x(21:23)
 espacio en blanco x(24:24)
 cihr – hora de origen (i3) x(25:27)
 cminu - ídem minuto (i3) x(28:30)
 csec – ídem segundo (6.1) x(31:36)
 epq – autoridad/indicador de calidad (&, *, % ó ?) (EHDF) (a1) → x(37:37)
 espacio en blanco → x(38:38)
 cglat – latitud (f8.3) x(39:46)
 cglon – longitud (f8.3) x(47:54)
 cdep - profundidad focal (f6.1) x(55:60)
 cnreg - número región FE (i4) x(61:64)
 cntel - número de observaciones telesísmicas (delta>28°) o número de llegadas de P o PKP
 (EHDF) usadas en la solución → (i4) → x(65:68)
 Primer bloque de magnitudes (1-8). Cada bloque esta compuesto por:
 cxmag - magnitud → (f4.1)
 espacio en blanco
 msc - escala de magnitud- (a2)
 espacio en blanco
 mdo - fuente de la magnitud- (a5)
 La correspondencia con la ubicación en la variable x es:

No	tipo	cxmag(i)	bl	msc(i)	bl	mdo(i)
1	mb	x(69:72)	x(73:73)	x(74:75)	x(76:76)	x(77:81)
2	Ms	x(82:85)	x(86:86)	x(87:88)	x(89:89)	x(90:94)
3	Mw	x(95:98)	x(99:99)	x(100:101)	x(102:102)	x(103:107)
4	MD, Mt o reserva	x(108:111)	x(112:112)	x(113:114)	x(115:115)	x(116:120)
5	ML o KR	x(121:124)	x(125:125)	x(126:127)	x(128:128)	x(129:133)
6	M(~MS) o reserva	x(134:137)	x(138:138)	x(139:140)	x(141:141)	x(142:146)
7	RG,LG,ME,MG	x(147:150)	x(151:151)	x(152:153)	x(154:154)	x(155:159)

8 MC o reserva x(160:163) x(164:164) x(165:166) x(167:167) x(168:172)

En el caso de EHDR, mdo(1) está formado por ## - número de amplitudes usadas (i2) – se muestra 99 si ≥ 99 - y mdo(2) está formado por 'componente (Z o H)', ## - número de amplitudes usadas (i2) – se muestra 99 si ≥ 99)

Segundo bloque de magnitudes, en este caso la variación está dada por el formato, ya que permite dos cifras decimales

cxmag1 - magnitud $\rightarrow$ (f5.2)

espacio en blanco

msc - escala de magnitud- (a2)

espacio en blanco

mdo - fuente de la magnitud - (a5)

La correspondencia con la ubicación en la variable x es:

No. tipo	cxmag1(i)	bl	sc(i)	bl	mdo(i)
9 Guten.-Rich. o reserva	x(173:177)	x(178:178)	x(179:180)	x(181:181)	x(182:186)
10 MI	x(187:191)	x(192:192)	x(193:194)	x(195:195)	x(196:200)
11 MKr o Mkd	x(201:205)	x(206:206)	x(207:208)	x(209:209)	x(210:214)
12 MwPS	x(215:219)	x(220:220)	x(221:222)	x(223:223)	x(224:228)

Esta última la usaremos para magnitudes finales Mw, reales o convertidas, con fines de PS

Hasta aquí llega la semejanza con el formato “centennial” con ligeras modificaciones. Todo lo que sigue son añadidos para cumplir con los objetivos del presente trabajo

espacio en blanco $\rightarrow$ x(229:229)=' '

I) opciones para datos macrosísmicos

a) indicar si el epicentro y el t_0 fueron determinados por datos macrosísmicos

amac - (a3) $\rightarrow$ x(230:232)

MAC = tiempo de origen e hipocentro determinados por datos macrosísmicos

MSC = tiempo de origen instrumental pero hipocentro macrosísmico

b) existencia datos de macrosísmicos

smac – arreglo de dos variables de un carácter cada una (2a1) $\rightarrow$ x(233:233), x(234:234)

smac(1) - mapa = disponible mapa de isosistas (si hay mapa se pone: C - Cuba, (P = PDE o Monthly Listing o U = U.S. Earthquakes) (EHDR) $\rightarrow$ x(233:233)

smac(2) - efectos = C, D, F or H - casualties, damage, felt o heard (muertos, daños, sentido u oído) $\rightarrow$ x(234:234)

cint - (f4.1) $\rightarrow$ Imax = valor de intensidad máxima $\rightarrow$ x(235:238)

permite intensidades intermedias (ej. 4.5) y también $\geq X$ (ej. 10.0)

c) escala de intensidades - (a3) $\rightarrow$ x(239:241)

espacio en blanco $\rightarrow$ x(242:242)

II) opciones de error

crmst - (f6.2) error medio cuadrático en tiempo de origen $\rightarrow$ x(243:248)

crmsp - (f6.2) error medio cuadrático en profundidad $\rightarrow$ x(249:254)

crmsn - (f6.2) error medio cuadrático en epicentro (N-S) $\rightarrow$ x(255:260)

crmse - (f6.2) error medio cuadrático en epicentro (E-W) $\rightarrow$ x(261:264)

crmsd - (f6.2) error medio cuadrático en epicentro (total) $\rightarrow$ x(267:272)

espacio en blanco $\rightarrow$ x(273:273)

III) opciones de indicadores

ciorden - (i8) número de orden del terremoto en este catálogo $\rightarrow$ x(274:281)

cid1 (a16) - indicador del evento $\rightarrow$ x(282:297)

compuesto por cid1(1:1)=bl, cid1(2:8)=dia juliano, cid1(9:9)='.',

cid1(10:16)=tiempoEnFraccionDeDia*10000000 - la cadena se completa con ceros desde el punto hasta la primera cifra significativa $\rightarrow$ esto permite tratar como un

solo número (de precisión doble) la fecha-hora y considerar diferencias de hasta la centésima de segundo entre registros

cid2 (a16) - identificador del evento → x(298:313)

Los primeros 7 caracteres en este momento no se usan. En los últimos 9 caracteres se coloca el identificador de terremoto del ISC

IV) Otra información otra(a12) → x(314:325)

Es para incluir los indicadores que vienen en otros catálogos, pero que no aparecen en el centennial. Se dan en una sola variable, y se asignan sus valores de acuerdo a la posición

a) primer grupo, correspondiente a la posición 45-50 en NOAA - Associated Phenomena → x(314:319)

1 (45) código de diastrofismo → x(314:314)

F = fallamiento superficial

U = elevación/subsidencia.

D = fallamiento y elevación/subsidencia.

2 (46) código de tsunami → x(315:315)

T = generado un tsunami

Q = possible tsunami.

3 (47) código de seiche → x(316:316)

S = seiche.

Q = possible seiche.

4 (48) código de vulcanismo → x(317:317)

V = terremoto asociado con vulcanismo

Q = probable terremoto volcánico

5 (49) código de fenómenos no tectónicos → x(318:318)

R = explosión minera.

C = Coal bump o explosión minera en una mina de carbón.

M = fuente meteorítica.

E = explosión -- accidental, controlada o sospechada.

P = probable explosión

I = colapso.

L = luces u otros efectos visuales observados

6 (50) código de ondas generadas → x(319:319)

T = onda T.

A = onda acústica

G = onda gravitacional

B = A y G juntas.

M = efectos múltiples (EHDF)

b) segundo grupo, columnas 60 y 69 del formato NOAA: x(320:321)

7 (60) eventos inusuales → x(320:320)

L = liquefacción.

G = geyser/fumarola.

S = deslizamientos, avalancha.

B = flujos de arena.

C = fractura del terreno no asociado con fallamiento

V = fenómenos visuales o luces

O = fenómenos olfatorios

M = más de uno de los anteriores.

8 (68) indicador de control de la profundidad → x(321:321)

A = asignada.

D = profundidad restringida basada en 2 o más reportes de ondas pP

G = profundidad restringida por geofísica

N = profundidad de 33 km (Normal) cuando los datos no son sensibles a la profundidad para focos someros

S = control de la profundidad con ayuda de la fase S.

* = solución de profundidad libre menos “bien-ligada”; 90% confianza si descansa dentro de 8.5 y 16 km (usada desde enero de 1985).

? = solución de profundidad libre pobremente ligada (usada desde enero de 1985).

c) último grupo, indicadores de otros catálogos

9 (SEISAN, tipo1, 11) F - tiempo de origen fijado → x(322:322)

10 (SEISAN, tipo1, 21) cualquier letra, modelo utilizado → x(323:323)

11 (SEISAN, tipo1, 22) L - local, R - regional, etc., → x(324:324)

12 (EHDF) fenómeno de diastrofismo → x(325:325)

(U = elevación, S = subsidencia, F = fallamiento, 3 = U & S, 4 = U & F, 5 = S & F, 6 = todos)

A1.2) Formato SQL para tratamiento en base de datos

El tratamiento en base de datos se hace en “prosgresql”. Se crea una base de datos relacional en la cual el catálogo será una tabla. La creación de la tabla se hace con el “script” siguiente, donde el símbolo “#” en la primera y última instrucciones se debe modificar cada vez que se cree una nueva tabla. La tabla tiene un PRIMARY KEY que le permite enlazar con otras tablas que contengan información adicional, como por ejemplo datos de mecanismo focal. Dicha opción no fue usada en el presente trabajo.

```
CREATE TABLE cat#
(
  scat character varying(6),
  asol character(1),
  tsol character(5),
  ciyr integer,
  cmon integer,
  ciday integer,
  cihr integer,
  cminu integer,
  csec real,
  epq character,
  cglat real,
  cglon real,
  cdep real,
  cnreg integer,
  cntel integer,
  cxmag1 real,
  msc1 character(2),
  mdo1 character(5),
  cxmag2 real,
  msc2 character(2),
  mdo2 character(5),
  cxmag3 real,
  msc3 character(2),
  mdo3 character(5),
  cxmag4 real,
```

```

msc4    character(2),
mdo4    character(5),
cxmag5  real,
msc5    character(2),
mdo5    character(5),
cxmag6  real,
msc6    character(2),
mdo6    character(5),
cxmag7  real,
msc7    character(2),
mdo7    character(5),
cxmag8  real,
msc8    character(2),
mdo8    character(5),
cxmag11 real,
msc9    character(2),
mdo9    character(5),
cxmag12 real,
msc10   character(2),
mdo10   character(5),
cxmag13 real,
msc11   character(2),
mdo11   character(5),
cxmag14 real,
msc12   character(2),
mdo12   character(5),
amac    character(3),
smac1   character(1),
smac2   character(1),
cint    real,
escala  character(3),
crmst   real,
crmsp   real,
crmsn   real,
crmse   real,
crmsd   real,
ciorden integer,
cid1    double precision,
cid2    bigint,
otra    character(12),
CONSTRAINT cat#_pk PRIMARY KEY (cid2)
);

```

Nota: La instrucción CONSTRAINT varía según la base de datos. Para el catálogo se seleccionó la variable cid2 que no se repite nunca por haber 1 solo registro por terremoto. En otros casos pudiera ser necesario usar otra variable.

Anexo 2. Fuentes, tal como aparecen en las columnas 1-4 del catálogo

AKW	tomado de catálogo de RESIS-II (Alfaro et al., 1990)
ALGE	Trabajo de Algermissen et al. (1974) con relocalizaciones de los eventos de Managua de 1972 y 1968
ALV	Alvarado (1993), referencia en Rojas et al. (1983a)
AMB	Estación Amboy de los EE.UU
AMIL	Relocalizaciones de eventos de la red NIC realizados por Amílcar Cabrera (INETER)
AR6	No se ha podido identificar, hay varios registros en el catálogo
AWI	Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, Alemania
BCI	Otro nombre con que aparece el Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie de Francia
BCIS	Determinaciones del Bureau Central de l'Association Internationale de Sismologie de Francia
BJI	China Earthquake Networks Center
BLAD	Relocalizaciones de eventos de la red NIC realizados por Bladimir Moreno (CENAIIS, Cuba)
CADC	Central America Data Centre
CAM	Base de datos regional hecha por el CASC
CASC	Central American Seismic Center, Costa Rica
CENT	Centennial Earthquake Catalog, EE.UU (Engdhal y Villaseñor, 2002)
CGS	Una de las variantes de determinación de hipocentros de terremotos del actual “Geological Survey” de los EE.UU.
CHUY	Artículo publicado por Tomás Chuy con una reevaluación de la información macrosísmica existente en Nicaragua hasta 1980
CSC	University of South Carolina, EE.UU.
CUB	Determinaciones de la red sismológica cubana
DNA	Una de las agencias que se usó en la formación de los catálogos de la NOAA
Doug	Solo hay un caso, tomado de Douglas et al. (2004) correspondiente a un terremoto del que se dispone de acelerograma pero no hay otra localización
EAF	East African Network(?)
EHB	Relocalizaciones de eventos por el ISC usando el algoritmo EHB (Engdahl, van der Hilst y Buland), ISC (2019)
EIDC	Experimental (GSETT3) International Data Center, EE.UU
GAN	tomado de catálogo de RESIS-II (Ganse and Nelson, 1982)
GCG	INSIVUMEH, Guatemala
GEM-	Catálogo del GEM, aparecen dos variantes, diferenciadas en los dos caracteres que siguen a esta clave: “pr” - catálogo principal con estimaciones confiables y “su” con otras determinaciones realizadas con menor confiabilidad por no existir suficientes datos, ISC (2019a)
GUE	tomado de catálogo de RESIS-II (Güendel, 1988)
GUTE	Catálogo de Gutenberg-Richter publicado en el libro “Seismicity of the Earth”, tomado versión digital del cederrón de la NOAA (1996)

HDC	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
HFS	Hagfors Observatory, Suecia
HRV	Corresponde a las determinaciones del actual “Global Centroid-Moment Tensor”, anteriormente a “Harvard University, GCMT(2019)
IDC	International Data Centre, CTBTO, Austria
INET	Nombre dado a las determinaciones del INETER en el catálogo del ISC, en los casos en que no corresponde al catálogo “revisado” del ISC aparece como NIC
ISC	International Seismological Centre, presenta dos catálogos, uno ordinario con todos los eventos en localización preliminar y otro “revisado” (señalizado como “re” a continuación de esa clave) que contiene los eventos que por la cantidad de datos pudieron ser objeto de un reanálisis detallado, ISC (2019b)
ISS	Catálogo del International Seismological Summary que cubre hasta 1963. Este catálogo no incluía magnitudes
ISSV	relocalización de eventos del ISS hecha por Villaseñor
JSN	Jamaica Seismic Network
KSS	tomado de catálogo de RESIS-II (Kiremidjan et al., 1979)
LAO	Large Aperture Seismic Array, EE.UU.
LEED	Artículo publicado por Leeds (1974) como parte de las investigaciones desarrolladas después del terremoto de Managua de 1972; contiene el primer catálogo macrosísmico
LEJ	Otra denominación del catálogo de Leeds (1974), referencia en Rojas (1993)
MOS	Servicio Geofísico de la Academia de Ciencias de Rusia y de la ex-URSS
M-S	Tomado del artículo de Molnar y Sykes (1969), referencia en Rojas (1983a)
MYA	Miyamura (1980), referencia en Rojas (1983a)
NAO	Stiftelsen, NORSAR, Noruega
NEIC	Una de las variantes de determinación de hipocentros de terremotos del actual “Geological Survey” de los EE.UU. (USGS, 2016)
NIC	Catálogo de la red sismológica de Nicaragua
NOU	IRD Centre de Nouméa, Nueva Caledonia (¿?)
NSK	Nishenko (1989), referencia en Rojas et al. (1983a)
OTT	Canadian Hazards Information Service, Natural Resources Canada
PDE	Una de las variantes de determinación de hipocentros de terremotos del actual “Geological Survey” de los EE.UU., (USGS, 2016)
PMEL	Pacific seismicity from hydrophones, EE.UU
PRD	tomado de catálogo de RESIS-II (Peraldo y Montero, 1994)
P-S	Paniagua y Soto (1986), referencia en Rojas (1983a)
ROJ	tomado de catálogo de RESIS-II (Rojas, 1993)
ROT	Libro de Rothé (1969), tomado del cederrón de la NOAA
RSNC	Red Sismológica Nacional de Colombia, o quizás otro nombre de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica
RSN	Red Sismológica Nacional de Costa Rica
SGN	Servicio Geológico Nacional de El Salvador

SIG Una de las agencias que se usó en la formación de los catálogos del cederrón de la NOAA(1996), no identificado su origen

SJS Instituto Costarricense de Electricidad

SNET Servicio Nacional de Estudios Territoriales, El Salvador

SSS Centro de Estudios e Investigaciones Geotécnicas del San Salvador

SUH tomado de catálogo de RESIS-II (Stuch, 1981)

SYK Artículo de Sykes y Ewing (1965), tomado del cdcederrón de la NOAA(1996)

TAC Estación Central de Tacubaya, México

TUCA Resultados del Proyecto TUCAN; epicentros determinados por una red local instalada luego del terremoto de 2005 en Ometepe, cortesía de Wilfred Strauch

UCA Universidad Centroamericana Jose Simeón Cañas, El Salvador

UCR Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica, Costa Rica

UNAH Universidad Nacional Autónoma de Honduras

UPA Universidad de Panama

USCG Una de las variantes de determinación de hipocentros de terremotos del actual “Geological Survey” de los EE.UU.

us Una de las variantes de determinación de hipocentros de terremotos del actual “Geological Survey” de los EE.UU. (USGS, 2019)

WARD Trabajo de Ward(1973) realizado en ocasión del terremoto de Managua de 1972; resultados de una red portátil instala en Managua y sus alrededores

WMP Montero (1986), referencia en Rojas et al. (1983a)

WMR Montero (1989), referencia en Rojas et al. (1983a)

Anexo 3. Códigos presentes en el catálogo homogeneizado a M_W

En el catálogo el tipo de magnitud se simboliza como M_W y a continuación aparece una clave de 3 letras que indica como se obtuvo ese valor convertido. En el caso de magnitudes no convertidas se simbolizan como M_L , M_D y M_O .

Clave de agencia	M_{final}	$M_{inicial}$	Fuente
age	M_W	M_W	ISC,NEIC,HRV,CGMT,GEM (media)
SA1	M_W	M_S	ISC,NEIC,HRV (media)
BA1	M_W	M_B	ISC,NEIC,HRV (media)
NIw	M_W	M_W	NIC
UCw	M_W	M_W	UCR
otr	M_W	M_W	Otras fuentes (media)
SO2	M_W	M_S	Otras fuentes (media)
BO2	M_W	M_B	Otras fuentes (media)
INT	M_W	M_I	intensidad
IN1	M_W	M_I	intensidad determinada por T.Chuy
NIl	M_W	M_L	NIC
UCl	M_W	M_L	UCR
SNl	M_W	M_L	SNET
NIc	M_W	M_C	NIC
CAC	M_W	M_C	CAM
CSd	M_W	M_D	CASC
CSl	M_W	M_L	CASC
SSL	M_W	M_D	SSS
CGd	M_W	M_D	CADCG
UCd	M_W	M_D	UCR
S3l	M_W	M_L	SC3
SNd	M_W	M_D	SNET
SJd	M_W	M_D	SJS
CGd	M_W	M_D	CGC
HDd	M_W	M_D	HDC
WHd	M_W	M_D	WHI (de DNA)
REx	M_W	?	RESIS-II, fuente indefinida
COl	M_W	M_L	COS

SJ?	M_W	$M_?$	SJS
SJl	M_W	M_L	SJS
WAc	M_W	M_C	WARD
S3x	M_W	M_b	SC3
ROl	M_W	M_L	ROJ (Rojas, usados en el RESIS-II)
HOd	M_W	M_D	UNAH
GCd	M_W	M_D	GCG
SSc	M_W	M_D	SSS
pnc	M_L, M_D, M_O	M_L, M_D, M_O	Promedios no convertidos

En caso de no existir M_W se pone en las posiciones 2, 3 y 4 de magnitudes la media de las no transformadas con la clave “*pnc*” (promedio no convertido). En este caso la columna para la magnitud M_W queda en blanco. No todas las magnitudes con conversión estudiada en la tabla 2.4 fueron usadas en el catálogo final. Algunas coexistían con otras más confiables que fueron las usadas finalmente.

Anexo 4. Figuras adicionales de los capítulos 3 y 4

A4.1) Figuras correspondientes al capítulo 3.

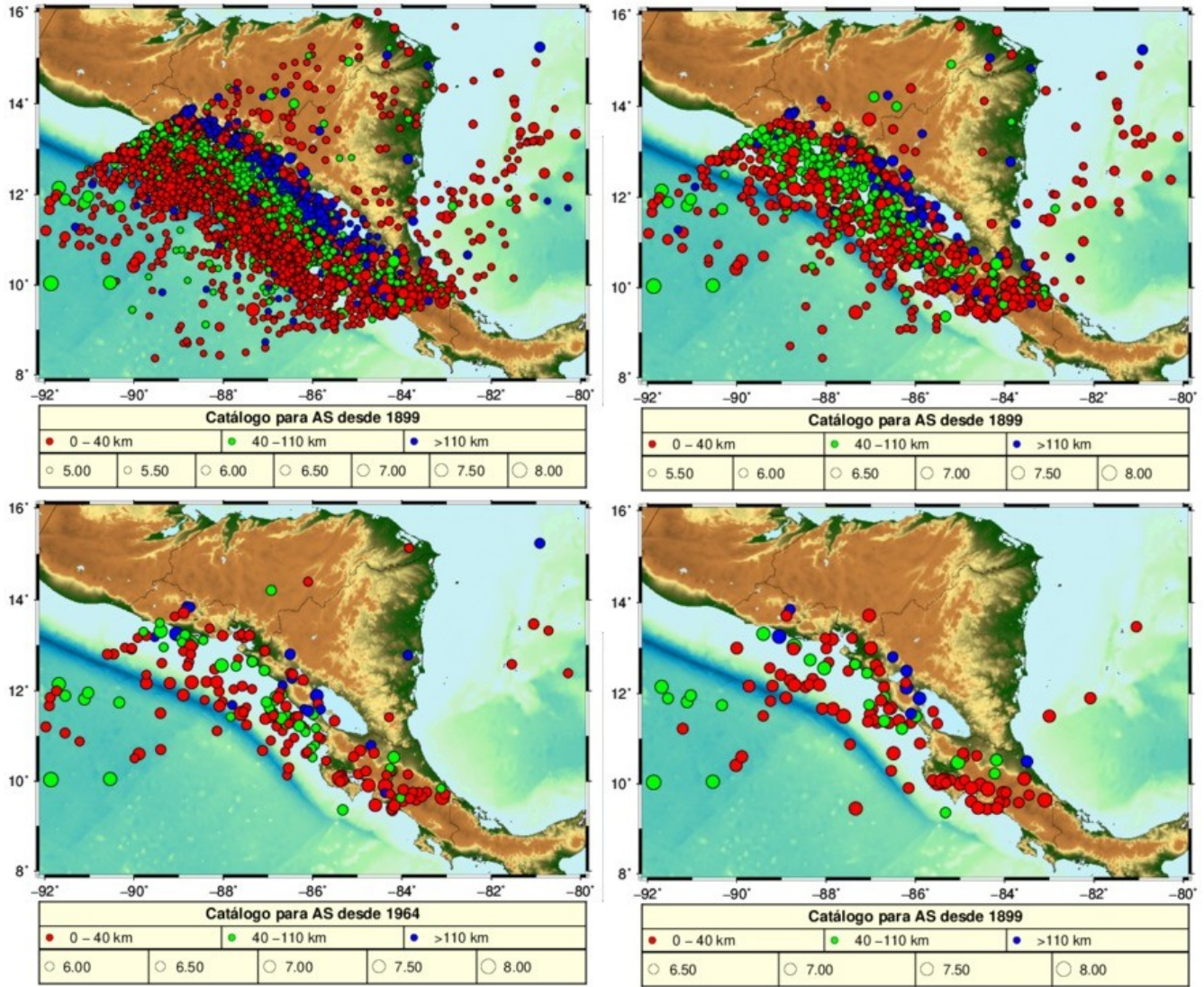


Fig. A4.1. Mapas de epicentros con un umbral M_{min} creciente (desde 5 hasta 6.5) para el período de registro (1899-2018). La mayoría son registros instrumentales, aunque al inicio del período todavía quedan determinaciones de la magnitud por datos macrosísmicos.

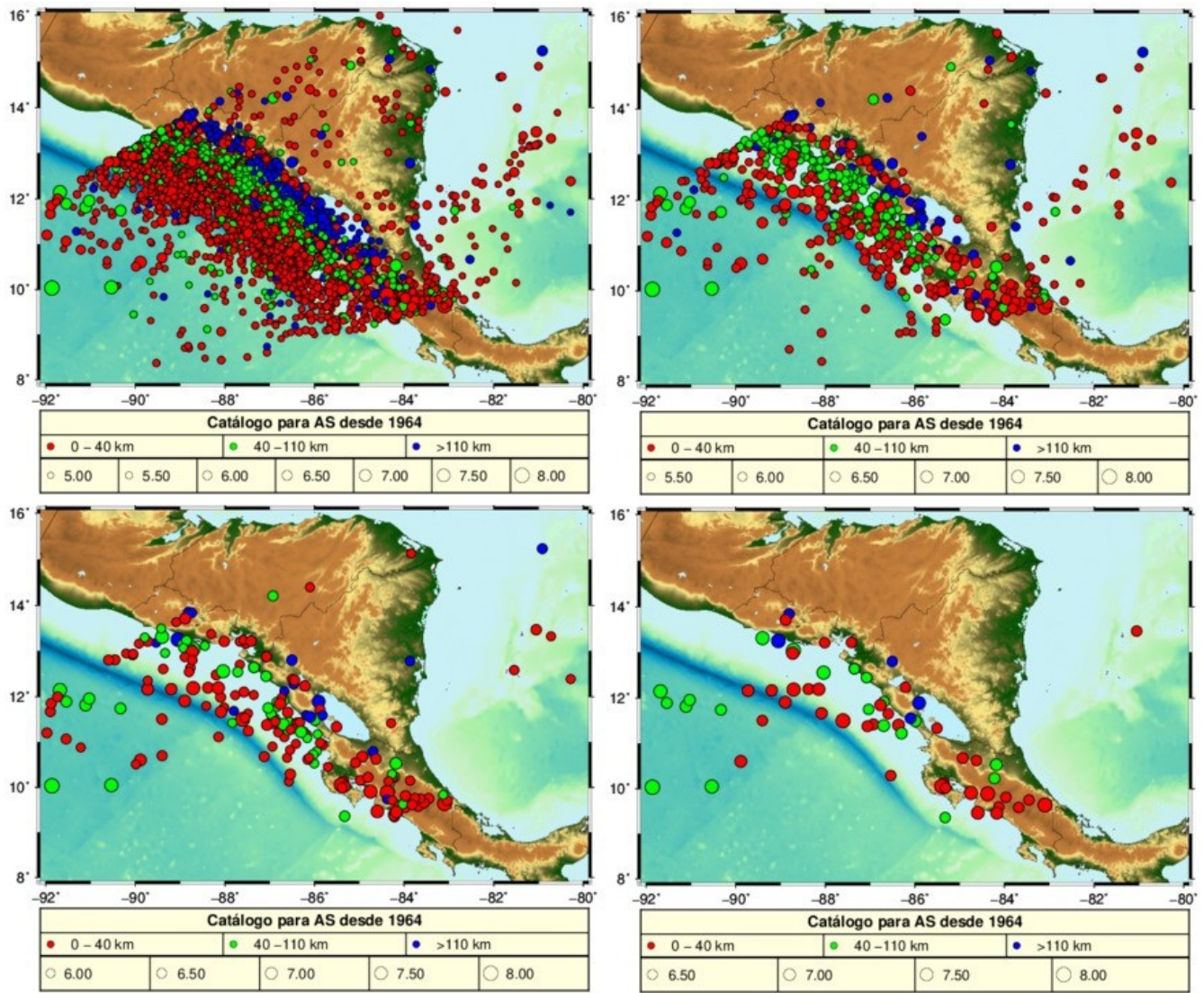


Fig. A4.2. Mapas de epicentros con un umbral M_{min} creciente (desde 5 hasta 6.5) para el período de registro (1964-2018). En este período, con la utilización de computadoras, amén del incremento de las estaciones registradoras, aumenta la precisión en la localización de hipocentros.

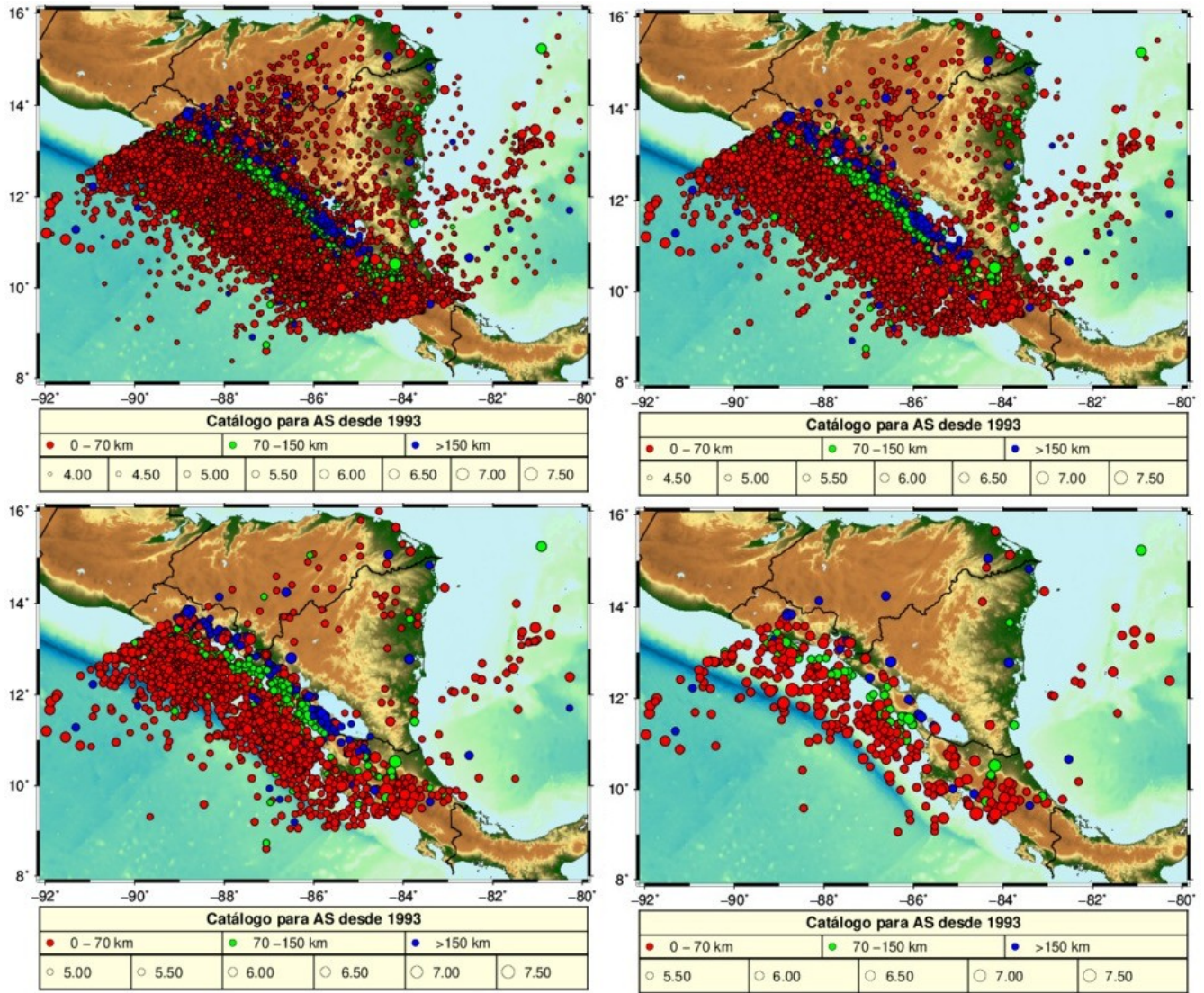


Fig. A4.3. Mapas de epicentros con un umbral $M_{\min}$ creciente (desde 4 hasta 5.5) para el período de registro (1993-2018). Aquí se incluyen terremotos más débiles que en las 2 anteriores, los cuales permiten obtener información sobre la sismicidad al este de la cadena volcánica de Nicaragua.

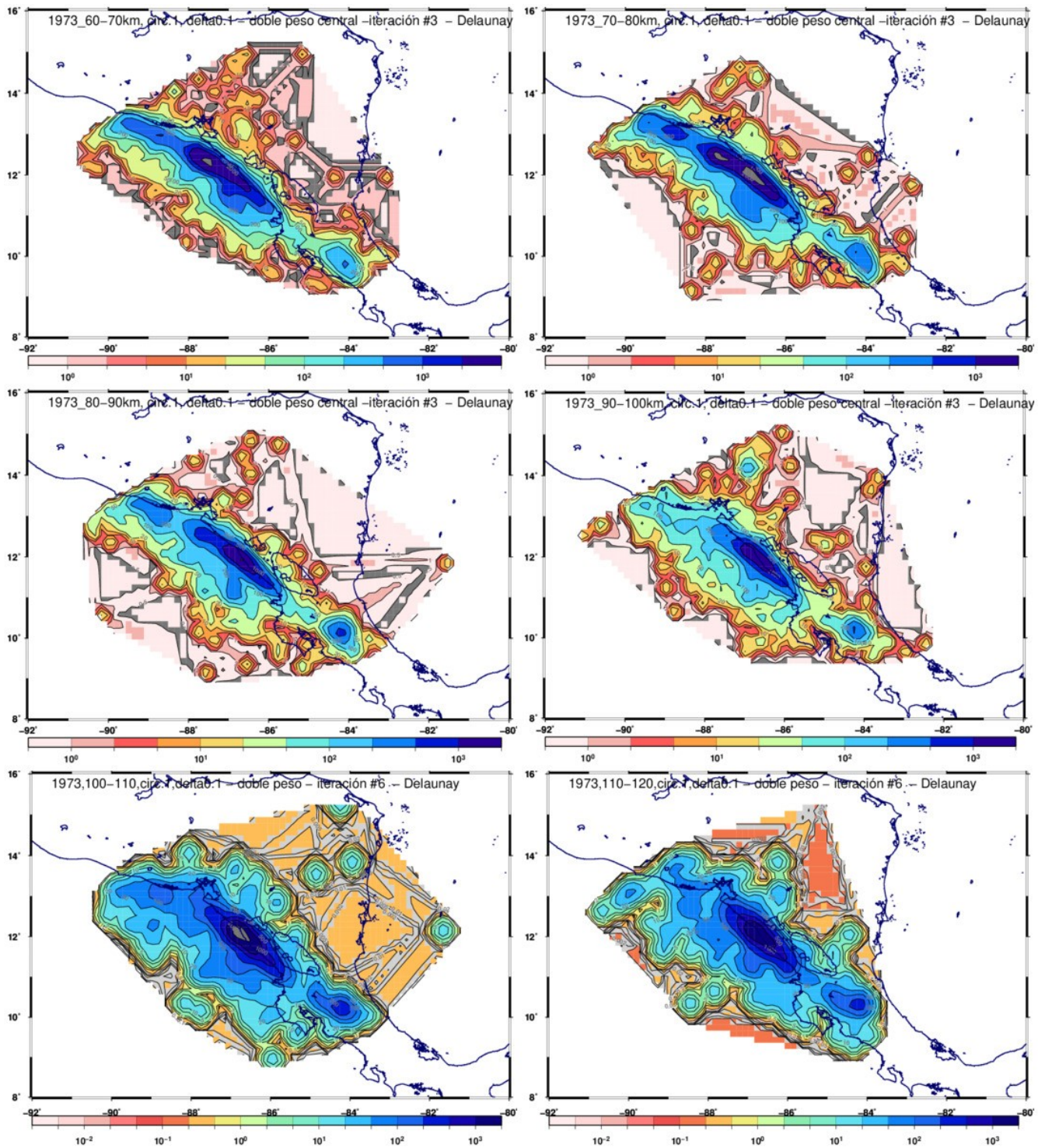


Fig. A4.4. Mapas de densidad de epicentros para intervalos de profundidad de 10 km en el rango de 60 -120 km. Se toma el catálogo en el período 1973-2018. Se observa una contracción de la densidad hacia la zona de subducción

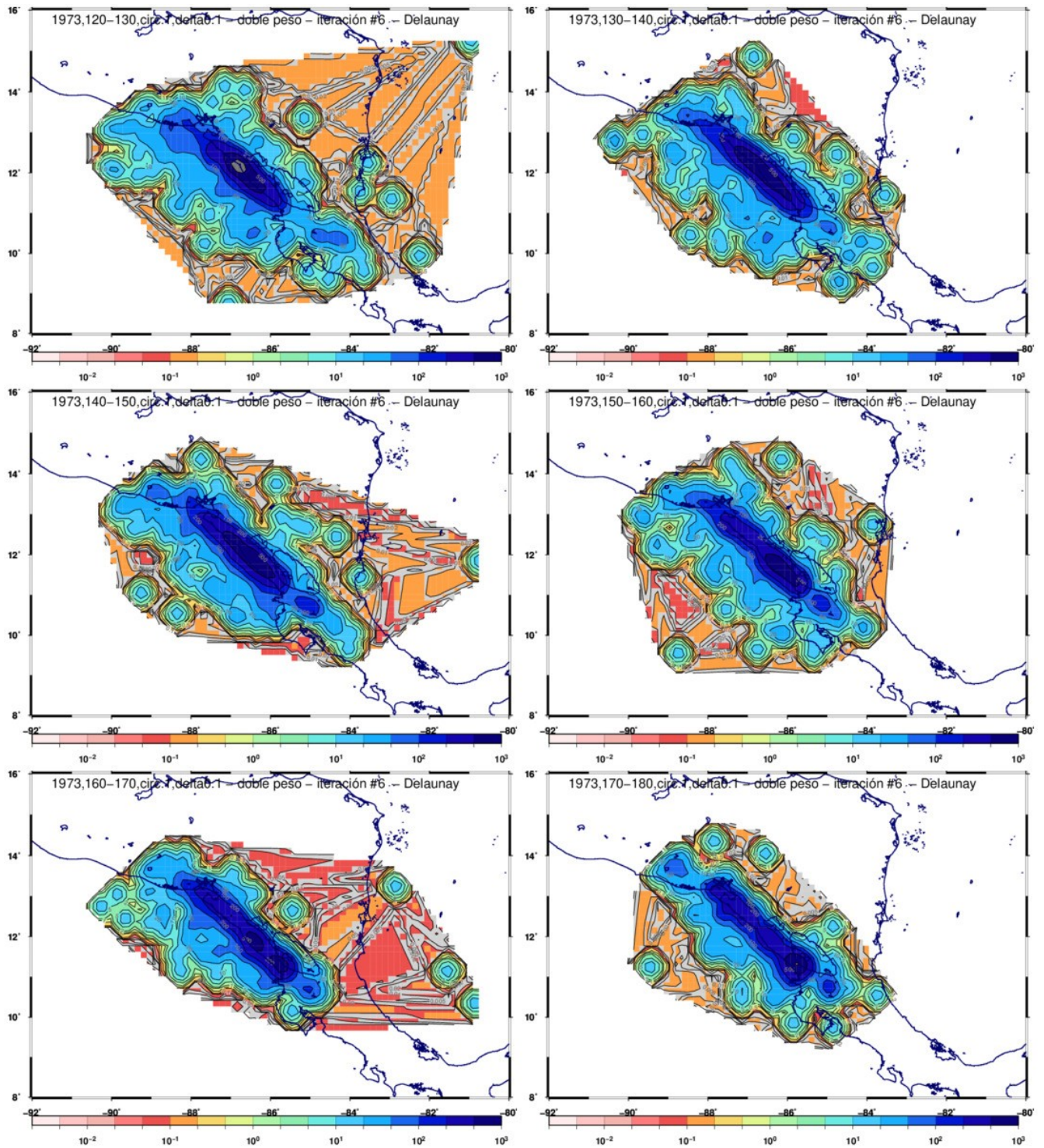


Fig. A4.5. Mapas de densidad de epicentros para intervalos de profundidad de 10 km en el rango de 120 -180 km. Se toma el catálogo en el período 1973-2018. La contracción de la densidad hacia la zona de subducción es aún mayor.

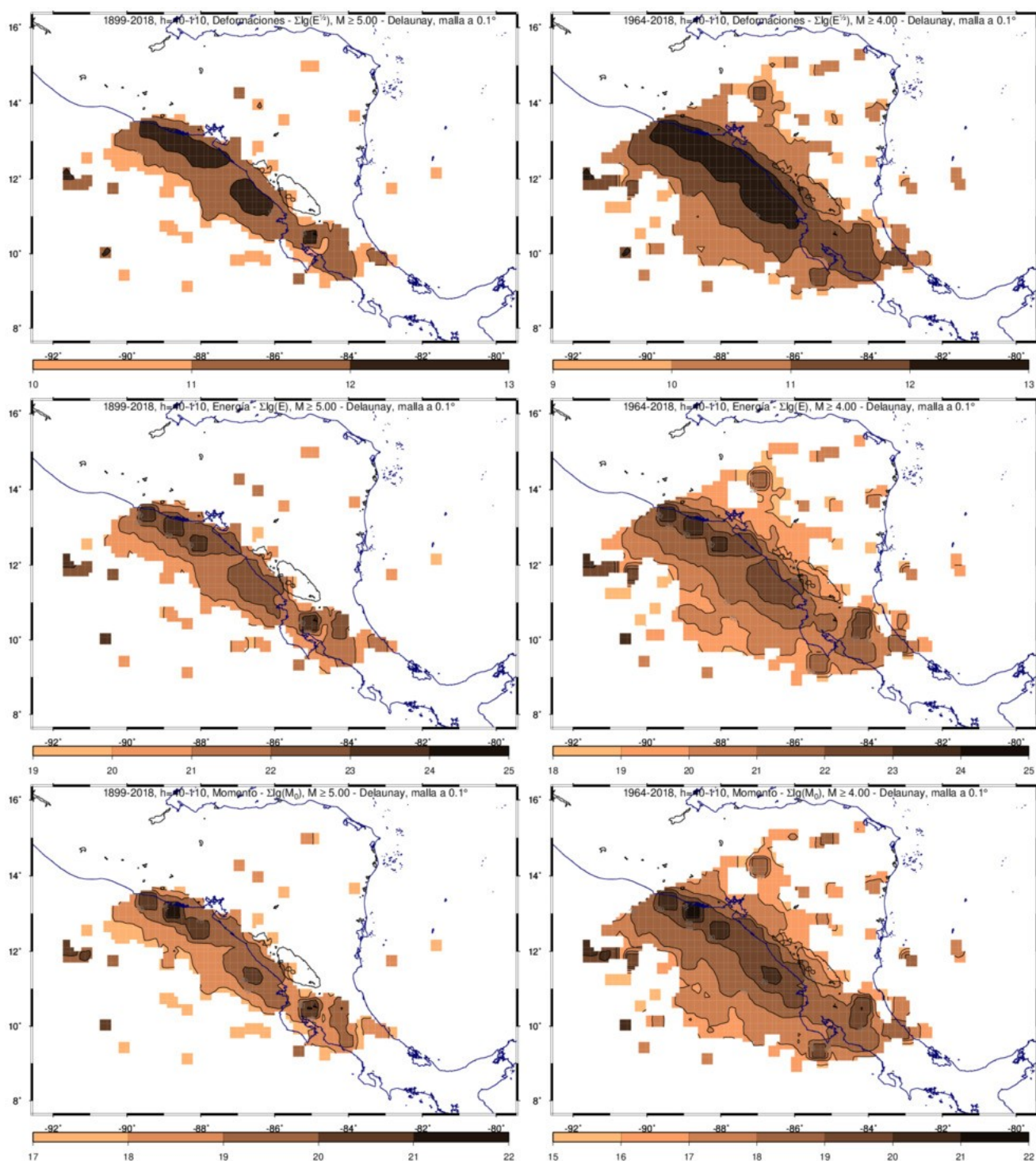


Fig. A4.6. Gráficos de liberación de deformaciones (arriba), energía (centro) y momento sísmico (abajo) en el intervalo de profundidad [40, 110] km. Los de la izquierda corresponden a una selección desde 1899 con $M \geq 5$, mientras que los de la derecha corresponden a una selección desde 1964 con $M \geq 4$.

A4.2) Figuras correspondientes al capítulo 4.

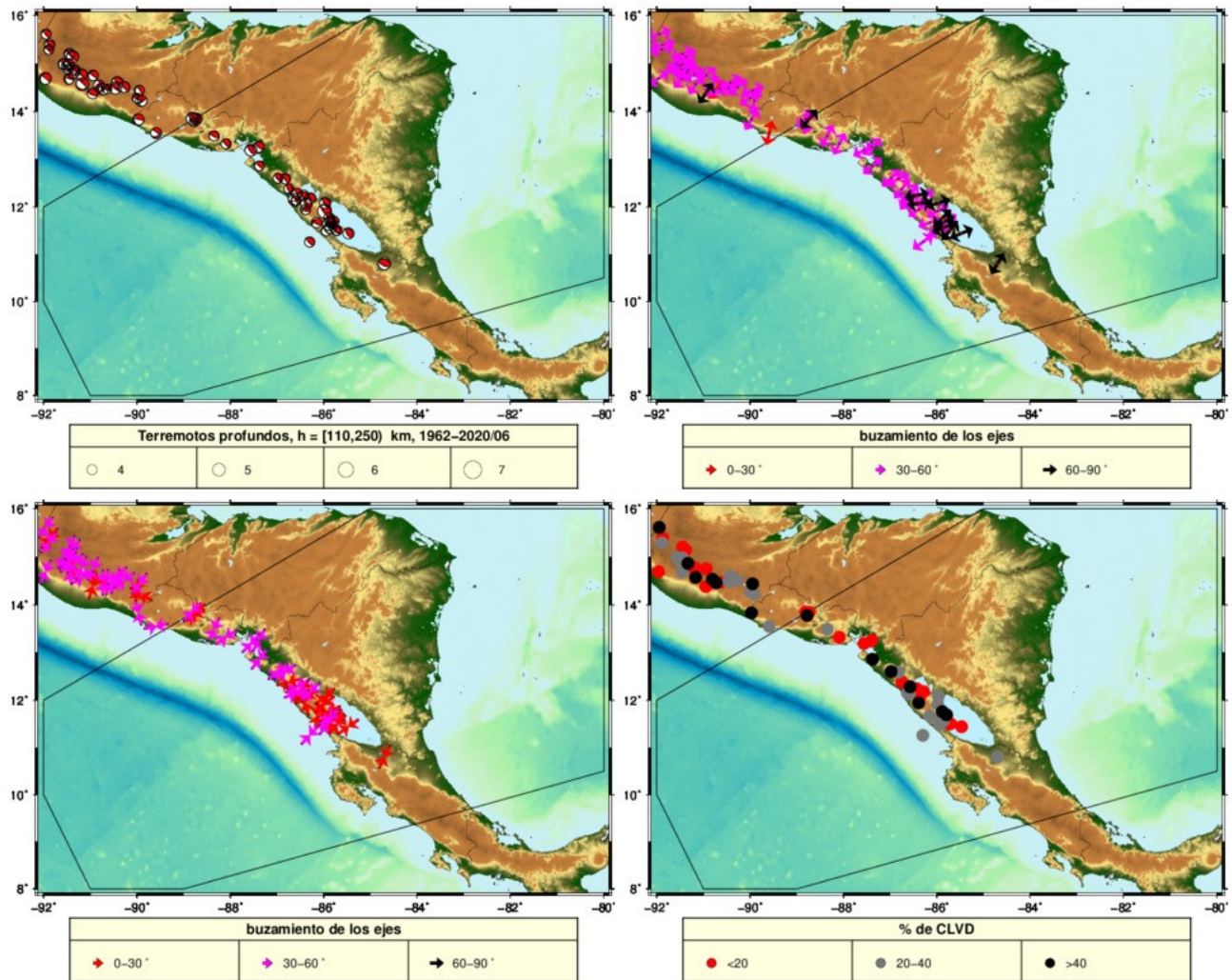


Fig. A4.7. Tensores de momento de terremotos profundos en Nicaragua. Las líneas negras continuas indican el área de estudio del proyecto. Mapas: superior izquierdo = tensores de momento, superior derecho = orientación de los ejes de tensión, inferior izquierdo = orientación de los ejes de compresión; inferior derecho = % de CLVD en las soluciones.

Anexo 5. Materiales adicionales del estudio del régimen sísmico

Tabla A5.1. Período 1519-2018. Terremotos en el intervalo [40, 110) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km. En los de $M_w = 7.5$ el inicio de representatividad parece corresponder a algún año dentro del intervalo que comienza en 1719.

Período \ Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1519-1568	0	0	0	0	0	0	0	0
1569-1618	0	0	0	0	0	0	0	0
1619-1668	0	0	0	0	0	0	1	0
1669-1718	0	0	0	2	0	0	0	0
1719-1768	0	0	0	0	0	0	3	2
1769-1818	0	0	0	0	1	0	2	1
1819-1868	0	0	0	1	1	3	3	6
1869-1918	0	0	0	4	2	1	1	0
1919-1968	4	104	60	37	27	1	1	1
1969-2018	4000	1923	1023	192	34	13	3	3

Tabla A5.2. Período 1899-2018. Terremotos en el intervalo [40, 110) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km.

Período \ Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1899-1908	0	0	0	0	1	0	0	0
1909-1918	0	0	0	4	0	0	0	0
1919-1928	0	0	0	3	1	0	0	0
1929-1938	0	0	0	0	1	0	0	0
1939-1948	0	0	1	2	3	0	0	0
1949-1958	0	0	1	7	11	1	1	1
1959-1968	4	104	58	25	11	0	0	0
1969-1978	800	333	171	39	4	2	0	0
1979-1988	782	334	213	32	12	3	0	1
1989-1998	812	417	265	56	5	4	1	0
1999-2008	805	412	181	40	10	2	1	1
2009-2018	801	427	193	25	3	2	1	1

Tabla A5.3. Período 1974-2018. Terremotos en el intervalo [40, 110) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km. En este caso el inicio de la representatividad para los intervalos de magnitud $M_w = (4.5, 4.4)$ coinciden con los del intervalo de profundidad [0, 40) km.

Período \ Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00	7.50
1974-1974	0	2	11	5	1	0	0	0
1975-1975	106	24	25	2	0	0	0	0
1976-1976	216	78	30	6	1	0	0	0
1977-1977	269	91	22	5	1	0	0	0
1978-1978	209	103	26	6	0	1	0	0
1979-1979	173	67	20	2	1	0	0	0
1980-1980	211	99	34	4	0	0	0	0
1981-1981	165	73	28	1	0	0	0	0
1982-1982	181	50	26	7	3	0	0	1
1983-1983	0	1	16	2	0	1	0	0
1984-1984	0	4	25	2	4	0	0	0
1985-1985	51	11	15	4	3	0	0	0
1986-1986	0	3	13	3	1	0	0	0
1987-1987	0	16	13	5	0	1	0	0
1988-1988	1	10	23	2	0	1	0	0
1989-1989	5	9	12	5	0	0	0	0
1990-1990	7	3	18	7	0	0	0	0
1991-1991	0	6	18	4	1	0	0	0
1992-1992	145	91	81	17	1	4	1	0
1993-1993	149	91	47	9	0	0	0	0
1994-1994	108	30	14	1	1	0	0	0
1995-1995	88	30	20	2	0	0	0	0
1996-1996	143	66	23	5	0	0	0	0
1997-1997	81	49	14	5	1	0	0	0
1998-1998	86	42	18	1	1	0	0	0
1999-1999	101	59	16	2	0	0	0	0
2000-2000	79	53	19	2	0	1	0	0
2001-2001	106	81	30	12	4	0	0	1
2002-2002	73	35	14	4	0	0	0	0
2003-2003	74	20	10	4	0	0	0	0
2004-2004	71	34	12	4	4	0	1	0

2005-2005	62	36	17	6	1	1	0	0
2006-2006	45	27	19	2	0	0	0	0
2007-2007	80	32	28	3	0	0	0	0
2008-2008	114	35	16	1	1	0	0	0
2009-2009	99	52	20	1	0	0	0	0
2010-2010	106	51	21	1	1	0	0	0
2011-2011	59	34	19	6	1	0	0	0
2012-2012	94	60	24	2	0	0	0	0
2013-2013	110	55	22	3	0	1	0	0
2014-2014	123	61	25	1	0	1	0	1
2015-2015	66	31	17	4	0	0	0	0
2016-2016	46	50	17	1	0	0	0	0
2017-2017	50	19	15	3	1	0	0	0
2018-2018	48	14	13	3	0	0	1	0

Tabla A5.4. Período 1519-2018. Terremotos en el intervalo [110, 250) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km. No hay elementos para determinar un inicio de representatividad para el intervalo de magnitud $M_w = 7.0$, mientras que para el $M_w = 7.5$ no hay terremotos

Período \ Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00
1519-1568	0	0	0	0	0	0	0
1569-1618	0	0	0	0	0	0	0
1619-1668	0	0	0	0	0	0	0
1669-1718	0	0	0	0	0	0	0
1719-1768	0	0	0	0	0	0	0
1769-1818	0	0	0	0	0	0	0
1819-1868	0	0	0	0	0	0	0
1869-1918	0	0	0	0	0	1	0
1919-1968	0	24	10	8	7	1	2
1969-2018	1769	698	288	29	10	2	0

Tabla A5.5. Período 1519-2018. Terremotos en el intervalo [110, 250) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km. En este caso se puede identificar el inicio del período representativo en los intervalos $M_w = (6.0, 5.5, 5.0)$. Para $M_w = 6.5$ no fue posible.

período\Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50	7.00
1899-1908	0	0	0	0	0	1	0

1909-1918	0	0	0	0	0	0	0
1919-1928	0	0	0	0	0	0	0
1929-1938	0	0	0	1	1	0	0
1939-1948	0	0	0	0	1	1	1
1949-1958	0	0	1	2	2	0	0
1959-1968	0	24	9	5	3	0	1
1969-1978	404	120	53	9	2	0	0
1979-1988	384	141	58	4	0	0	0
1989-1998	293	165	73	7	5	1	0
1999-2008	436	166	39	6	0	0	0
2009-2018	252	106	65	3	3	1	0

Tabla A5.6. Período 1974-2018. Terremotos en el intervalo [110, 250) km. Se marcan sombreadas en gris las celdas correspondientes a la representatividad encontrada para el intervalo [0, 40) km. En este caso el inicio de la representatividad para los intervalos de magnitud $M_w = (4.5, 4.4)$ coincide con el de los del intervalo de profundidad [0, 40) km.

período\Mag	4.00	4.50	5.00	5.50	6.00	6.50
1974-1974	0	1	3	1	1	0
1975-1975	47	18	8	0	0	0
1976-1976	141	44	15	2	0	0
1977-1977	119	29	6	0	0	0
1978-1978	97	25	2	0	1	0
1979-1979	95	15	7	1	0	0
1980-1980	99	37	10	0	0	0
1981-1981	82	30	4	0	0	0
1982-1982	100	25	2	0	0	0
1983-1983	0	0	6	3	0	0
1984-1984	0	3	2	0	0	0
1985-1985	7	7	8	0	0	0
1986-1986	0	4	4	0	0	0
1987-1987	0	11	6	0	0	0
1988-1988	1	9	9	0	0	0
1989-1989	0	15	11	0	0	0
1990-1990	0	3	6	1	0	0
1991-1991	0	3	1	0	1	0
1992-1992	18	15	7	0	0	0

1993-1993	55	16	9	0	2	0
1994-1994	54	20	6	1	0	0
1995-1995	32	14	10	0	0	0
1996-1996	50	26	8	2	0	0
1997-1997	35	24	10	3	2	1
1998-1998	49	29	5	0	0	0
1999-1999	53	21	7	0	0	0
2000-2000	39	27	5	0	0	0
2001-2001	56	22	2	2	0	0
2002-2002	47	13	3	1	0	0
2003-2003	49	15	5	0	0	0
2004-2004	38	10	4	0	0	0
2005-2005	39	13	4	2	0	0
2006-2006	37	13	1	0	0	0
2007-2007	43	9	4	1	0	0
2008-2008	35	23	4	0	0	0
2009-2009	33	13	7	0	0	0
2010-2010	31	25	10	0	0	0
2011-2011	16	11	4	0	1	0
2012-2012	31	9	4	0	0	0
2013-2013	33	9	5	0	0	0
2014-2014	48	15	6	1	0	1
2015-2015	13	5	4	0	0	0
2016-2016	16	7	4	1	0	0
2017-2017	16	6	7	1	1	0
2018-2018	15	6	14	0	1	0

Tabla A5.7. Coordenadas de los contornos de las diferentes zonas fuente. Las zonas se identifican por los nombres con que aparecen en los mapas de las figuras (5.2, 5.4, 5.5). Cuando para diferentes intervalos de profundidad tienen el mismo nombre se diferencian añadiéndole al final -(c,i,p) [cortical, intermedia, profunda]

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
cade-1			
	-89.4069977	13.4899998	20
	-88.5820007	13.1169996	20
	-88.3580017	13.4589996	20
	-88.9929962	13.7229996	20
cade-2			
	-88.3560028	13.4589996	20
	-88.5839996	13.1149998	20

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
cade-3	-87.5960007	12.6590004	20
	-87.3820038	13.0120001	20
	-87.7190018	13.1870003	20
cade-4	-87.5970001	12.658	20
	-87.1100006	12.4370003	20
	-87.0439987	12.375	20
	-86.8209991	12.7019997	20
	-87.3779984	13.0120001	20
cade-5	-87.0390015	12.3719997	20
	-86.4120026	11.8409996	20
	-86.1360016	12.1800003	20
	-86.5820007	12.5649996	20
	-86.8199997	12.7040005	20
cade-6	-86.4110031	11.8360004	20
	-86.0459976	11.5240002	20
	-85.9690018	11.4519997	20
	-85.6689987	11.7670002	20
	-86.1350021	12.177	20
SanAndres	-85.9720001	11.4540005	20
	-85.4560013	10.8920002	20
	-84.8960037	10.9499998	20
	-85.6679993	11.7620001	20
	-80.0009995	10.4799995	15
escarpeHess	-80.0039978	16.0119991	15
	-82.5080032	16.0119991	15
	-82.0390015	9.9219999	15
	-82.4940033	16.0119991	15
	-83.4020004	15.9910002	15
centronorte	-83.5559998	11.1309996	15
	-83.3310013	10.1780005	15
	-82.0660019	10.3059998	15
	-88.6210022	13.9499998	15
	-86.487999	12.8850002	15
centrosur	-86.2819977	12.7270002	15
	-83.4499969	14.4940004	15
	-83.3929977	16.0030003	15
	-85.0009995	15.9879999	15
	-86.3059998	12.717	15
cric1	-84.5830002	11.1110001	15
	-84.8960037	10.9510002	15
	-83.3330002	10.1859999	15
	-83.5559998	11.1110001	15
	-83.4560013	14.4879999	15
cric2	-84.9509964	9.7639999	15
	-84.4449997	9.2810001	15
	-83.0169983	9.658	15
	-83.3300018	10.1809998	15

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
extramar	-83.3300018	10.1789999	15
	-83.0179977	9.658	15
	-82.0400009	9.915	15
	-82.0690002	10.3059998	15
pacifico-c	-92.0049973	9.9790001	15
	-91.012001	7.993	15
	-88.9850006	7.993	15
	-86.3880005	8.7399998	15
	-91.3069992	12.3769999	15
	-92.0049973	11.9519997	15
subd-1-c	-91.3050003	12.368	15
	-86.3830032	8.7379999	15
	-85.3460007	9.0360003	15
	-85.5889969	9.2410002	15
	-87.5650024	10.9300003	15
	-88.8150024	11.9060001	15
	-89.3970032	12.2309999	15
	-90.5619965	12.8100004	15
subd-2-c	-90.5719986	12.8149996	15
	-89.3850021	12.217	15
	-89.0360031	13.0530005	35
	-89.6640015	13.3389997	35
subd-3-c	-89.0370026	13.0539999	35
	-89.387001	12.2180004	15
	-88.8209991	11.9119997	15
	-88.5630035	11.7060003	15
	-87.9759979	12.5340004	35
	-88.0569992	12.5979996	35
subd-4-c	-88.5619965	11.7119999	15
	-87.5630035	10.934	15
	-86.9020004	11.5430002	35
	-87.987999	12.526	35
subd-5-c	-87.5670013	10.9309998	15
	-85.6320038	9.2740002	15
	-85.0579987	9.8549995	35
	-86.8990021	11.5459995	35
transcade	-85.6289978	9.276	15
	-85.3600006	9.0249996	15
	-84.4430008	9.2810001	35
	-85.0569992	9.8559999	35
borde	-88.9919968	13.724	35
	-87.7399979	13.1949997	35
	-86.5910034	12.573	35
	-84.8919983	10.9499998	35
	-84.5820007	11.1110001	15
	-86.4639969	12.8900003	15
	-88.6149979	13.9429998	15
	-89.6679993	13.3380003	35

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
sureste	-88.0540009	12.5939999	35
	-84.935997	9.7469997	35
	-84.5250015	9.8599997	35
	-85.4570007	10.8970003	35
	-86.0319977	11.5139999	35
	-87.1179962	12.4390001	35
	-89.4020004	13.493	35
bordeExterno-1	-85.4570007	10.8940001	20
	-84.5289993	9.8599997	20
	-83.3310013	10.1829996	20
	-84.9029999	10.9519997	20
bordeExterno-2	-90.2030029	13.026	70
	-90.947998	12.5790005	60
	-88.5800018	11.5710001	60
	-87.5680008	10.8190002	60
	-86.5410004	9.7650003	60
	-86.1470032	10.2580004	70
	-87.1869965	11.3030005	70
	-88.2480011	12.0629997	70
	-89.237999	12.5790005	70
bordeInterno-1	-86.5429993	9.7659998	60
	-85.3899994	9.007	60
	-84.5439987	9.243	70
	-86.1480026	10.2580004	70
bordeInterno-2	-89.5439987	13.4060001	70
	-87.7809982	12.8050003	70
	-86.5110016	12.0030003	70
	-85.5059967	11.073	70
	-84.5199966	10.4189997	70
	-84.2050018	10.757	60
	-86.2149963	12.3059998	60
	-87.625	13.1120005	60
	-89.1849976	13.6110001	60
caribe-i	-84.5199966	10.4189997	70
	-83.1060028	9.632	70
	-82.5849991	9.7749996	60
	-84.2050018	10.757	60
	-84.2050018	10.7559996	60
pacifico-i	-89.1839981	13.6099997	60
	-87.5899963	13.092	60
	-86.2139969	12.3050003	60
	-84.2050018	10.757	60
	-82.5889969	9.776	60
	-79.9919968	10.4610004	60
	-79.9929962	15.9759998	60
	-84.987999	15.9870005	60
caribe-i	-90.9469986	12.5790005	50
	-91.9940033	11.96	50
	-92	9.9709997	50
	-90.9850006	7.9879999	50

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
subd-1-i	-88.961998	7.9899998	50
	-85.3899994	9.007	50
	-86.5419998	9.7650003	50
	-87.5699997	10.8219995	50
	-88.5800018	11.5710001	50
subd-2-i	-90.2030029	13.0249996	70
	-89.237999	12.5780001	70
	-88.9909973	13.2180004	110
	-89.5429993	13.4060001	110
subd-3-i	-88.9909973	13.2180004	110
	-89.2389984	12.5790005	70
	-88.2480011	12.0629997	70
	-87.7809982	12.8059998	110
subd-4-i	-87.7809982	12.8050003	110
	-88.2480011	12.0629997	70
	-87.1869965	11.3030005	70
	-86.5110016	12.0039997	110
subd-5-i	-86.5110016	12.0039997	110
	-87.1869965	11.3030005	70
	-86.1449966	10.2580004	70
	-85.2300034	9.6780005	70
	-84.5189972	10.4180002	110
bordeExterior	-85.5059967	11.0749998	110
	-84.5199966	10.4189997	110
	-85.2300034	9.6780005	70
	-84.5439987	9.243	70
bordeInterior1	-83.1039963	9.6330004	110
	-90.2809982	13.0410004	120
	-90.9290009	12.7040005	110
	-88.4660034	11.6739998	110
	-87.4150009	11.0080004	110
	-86.7419968	10.2299995	110
	-85.6729965	9.5500002	110
	-85.2109985	9.6780005	120
	-86.3170013	10.3859997	120
	-87.0179977	11.434	120
	-88.2259979	12.1409998	120
bordeInterior2	-89.4789963	13.4989996	120
	-87.7679977	12.823	120
	-86.461998	11.9829998	120
	-85.5820007	10.9610004	120
	-84.697998	10.3610001	120
	-84.3069992	10.9040003	110
	-84.3089981	10.9049997	110
	-85.2689972	11.4829998	110
	-86.0579987	12.4239998	110
	-87.3970032	13.3360004	110
	-88.8430023	13.9219999	110
bordeInterior2	-84.697998	10.3620005	120

Nombre de zona	Latitud	Longitud	Profundidad
caribe-p	-83.1090012	9.6450005	110
	-84.3079987	10.9049997	110
	-83.1060028	9.6389999	110
	-79.9720001	10.4639997	110
	-79.9869995	15.9940004	110
	-85.0169983	15.9790001	110
	-88.8539963	13.9200001	110
	-87.4000015	13.3330002	110
	-86.098999	12.4399996	110
	-85.2750015	11.4790001	110
pacifico-p	-84.3119965	10.9020004	110
	-84.3809967	9.2840004	110
	-85.2330017	9.6929998	110
	-85.6640015	9.552	110
	-86.7330017	10.2469997	110
	-87.4150009	11.0430002	110
	-88.4670029	11.6820002	110
	-90.9140015	12.7159996	110
	-92.0199966	12.0509996	110
	-92.0080032	9.9639997	110
subd-1-p	-91.0019989	7.96	110
	-88.9530029	8.0030003	110
	-90.2870026	13.0380001	120
	-89.1949997	12.5430002	120
	-88.9059982	13.2700005	250
subd-2-p	-89.4779968	13.5	250
	-89.1959991	12.5419998	120
	-88.2080002	12.1269999	120
	-87.7480011	12.8260002	250
	-88.9069977	13.283	250
subd-3-p	-88.211998	12.1269999	120
	-87.0199966	11.434	120
	-86.4560013	11.9910002	250
	-87.7699966	12.8269997	250
subd-4-p	-87.0199966	11.4350004	120
	-86.3249969	10.3690004	120
	-85.2089996	9.6739998	120
	-84.697998	10.3620005	250
subd-5-p	-85.5810013	10.9650002	250
	-86.4589996	11.9910002	250
	-85.2129974	9.6750002	120
	-84.3830032	9.2840004	110
	-83.098999	9.6440001	250
	-84.697998	10.3620005	250

Anexo 6. Coordenadas de las estaciones acelerográficas

Tabla A6.1. Coordenadas de las estaciones registradoras para el período 2014-2018

Longitud	Latitud	Clave
-86.54000	12.88816	AESN
-86.59011	13.05314	AAHN
-86.27383	12.15466	ALLN
-86.22583	12.12616	CPAN
-85.95383	11.92900	GRNN
-86.26150	12.11433	ENAN
-86.16933	12.14483	AERN
-86.27416	12.11650	USIN
-87.12600	12.62480	CHNN
-86.27400	12.14650	DECN
-86.24080	11.85700	ADRN
-86.35710	12.16480	ACSN
-86.56380	12.26350	BC86
-86.28990	12.50780	BC87
-86.24816	12.14880	BC8A
-86.23901	12.09453	MAFN
-86.09460	12.19460	TIPN
-86.10030	11.98500	AMYN
-86.30820	12.12170	ABCN
-86.06730	12.31480	SBEN
-86.87066	12.45766	ALEN
-85.83500	11.45430	ARIN
-86.43080	12.23620	AMTN
-86.16959	12.36152	HUEA
-86.24816	12.14880	INET

Tabla A6.2 Coordenadas de las estaciones registradoras para el período 1968-1983

Longitud	Latitud	Clave
-86.2731	12.1489	BANC
-86.3217	12.1450	ESSO
-86.2717	12.1383	UNAN
-87.17	12.48	COR1
-87.17	12.48	COR2
-87.14	12.33	CHI2
-86.2	11.85	JINO
-86.9	12.44	LEON
-87.12	12.61	CHI1
-86.27	12.13	MAN2
-86.3	12.13	AGUA
-86.27	12.15	ISIS
-86.27	12.14	AERO
-86.27	12.13	MAN1
-86.13	12.11	CEME
-87.17	12.48	COR3
-86.72	12.16	TEAT
-85.85	11.43	BOMB
-86.1	11.97	TELC
-86.25	12.11	COCA

Anexo 7. Definiciones de las tablas presentes en la base de datos “acele”

A7.1) Tabla erdat

```
CREATE TABLE erdat
(
fich      character varying(50) ,
ciyr      integer,
cmon      integer,
ciday     integer,
cihr      integer,
cminu     integer,
csec      real,
cglat     real,
cglon     real,
cdep      real,
cxmag1    real,
mdol      character (3) ,
estacion  character (4) ,
distan    real,
fnotch    real,
fpb       real,
fpa       real,
orden     integer NOT NULL,
CONSTRAINT erdat_pk PRIMARY KEY (orden)
);
```

(cxmag1,mdol,estacion) = (magnitud, tipo, agencia)

(fnotch,fpb,fpa)= frecuencias de los filtros (Notch,pasa baja,pasa alta)

A7.2) Tabla “erval”

```
CREATE TABLE erval
(
t0_01r    real,
t0_01s    real,
t0_01m    real,
t0_02r    real,
t0_02s    real,
t0_02m    real,
t0_05r    real,
t0_05s    real,
t0_05m    real,
t0_1r     real,
t0_1s     real,
t0_1m     real,
t0_2r     real,
t0_2s     real,
t0_2m     real,
t0_5r     real,
t0_5s     real,
t0_5m     real,
t1r       real,
t1s       real,
```



```

t1m      real,
t1_5r    real,
t1_5s    real,
t1_5m    real,
t2r      real,
t2s      real,
t2m      real,
t5r      real,
t5s      real,
t5m      real,
t10r     real,
t10s     real,
t10m     real,
orden    integer NOT NULL,
erdat_fk integer NOT NULL,
CONSTRAINT erval_pk PRIMARY KEY (orden),
        FOREIGN KEY (erdat_fk) REFERENCES erdat (orden)
);

```

A7.3) Tabla “erzon”

```

CREATE TABLE erzon(
zona integer,
hipo real,
rjb real,
rrup real,
nevento integer,
orden    integer NOT NULL,
erdat_fk integer NOT NULL,
CONSTRAINT erzon_pk PRIMARY KEY (orden),
        FOREIGN KEY (erdat_fk) REFERENCES erdat (orden)
);

```

(hipo,rjb,rrup) = distancias (hipocentral,Joyner-Boore,de ruptura)
nevento = número de orden del evento, diferente del número de orden
absoluto, pues hay varios espectros de respuesta para un mismo
evento por lo general

A7.4) Scripts típicos de búsqueda

Usando una sola tabla:

```

DROP TABLE selec
SELECT fich,distan,fnotch INTO selec FROM erdat WHERE distan > 30 AND
        fnotch IS NOT NULL and fpb IS NULL;
\copy selec TO './selec.txt' USING DELIMITERS ','

```

Usando dos tablas:

```

DROP TABLE salida
SELECT erdat.cxmag1,erdat.distan,erval.t1r INTO salida FROM erdat JOIN
        erval ON erval.erdat_fk = erdat.orden WHERE cxmag1 > 5.5;
\copy salida TO 'salida' USING DELIMITERS ','

```

A7.5. Datos de los acelerogramas cionados

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2014	4	10	23	27	44.5	12.364	-86.444	5	6.1	INET
2014	4	11	0	1	22.3	12.384	-86.47	0.9	5.4	INET
2014	4	11	3	26	29.76	12.338	-86.438	1.2	4.4	INET
2014	4	11	20	29	12.74	11.558	-86.099	142.3	6.4	INET
2014	4	14	4	12	24.39	12.269	-86.347	4.1	4.3	INET
2014	4	14	5	7	3.56	12.249	-86.346	4.2	5.2	INET
2014	4	14	6	12	31.1	12.219	-86.358	6.5	4.6	INET
2014	4	14	7	16	3.3	12.429	-86.499	1.7	4.6	INET
2014	4	19	18	18	14.4	12.455	-86.505	5.6	4.4	BC8A
2014	5	1	13	25	27.18	12.454	-86.36	3.4	4.6	BC86
2014	5	1	13	25	27.18	12.454	-86.36	3.4	4.6	BC87
2014	5	1	13	25	27.18	12.454	-86.36	3.4	4.6	BC8A
2014	5	17	5	11	44.13	12.62	-87.837	75.4	4.9	BC8A
2014	5	23	13	20	34.88	12.262	-87.4	71.9	4.9	BC86
2014	5	23	13	20	34.88	12.262	-87.4	71.9	4.9	BC8A
2014	9	24	4	43	26.3	11.533	-88.941	15.3	5.3	ABCN
2014	9	24	4	43	26.3	11.533	-88.941	15.3	5.3	ALEN
2014	9	24	4	43	26.3	11.533	-88.941	15.3	5.3	CHNN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ABCN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ACSN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ADRN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ALEN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ALLN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	AMTN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ARIN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	BC86
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	BC8A
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	CHNN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	CPAN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	DECN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	ENAN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	GRNN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	MAFN
2014	10	7	4	28	55.57	11.403	-85.83	188.7	5	SBEN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ABCN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ACSN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	AERN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ALEN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ALLN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	AMYN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ARIN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	BC86
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	BC8A
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	CHNN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	CPAN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	DECN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	ENAN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	GRNN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	MAFN
2014	10	14	3	51	34.44	12.559	-88.04	63.9	7.3	SBEN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	ABCN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	ALEN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	ALLN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	BC86
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	CPAN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	DECN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	ENAN
2014	12	17	18	12	23.2	12.415	-87.541	54	5	MAFN
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	ABCN
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	ALEN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	ALLN
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	BC8A
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	CPAN
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	GRNN
2015	2	6	22	2	26.97	12.526	-87.837	74.6	5.4	MAFN
2015	3	11	16	23	39.49	10.777	-86.393	24.1	5.3	BC86
2015	3	11	16	23	39.49	10.777	-86.393	24.1	5.3	CPAN
2015	3	11	16	23	39.49	10.777	-86.393	24.1	5.3	TIPN
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	BC86
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	BC8A
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	DECN
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	ENAN
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	GRNN
2015	5	14	14	8	16.95	11.039	-86.321	46.7	5.1	SBEN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	ALLN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	BC8A
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	CHNN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	CPAN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	DECN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	ENAN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	GRNN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	MAFN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	SBEN
2015	11	27	11	46	26.79	13.128	-88.988	68.4	5.5	USIN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	ABCN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	ALLN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	AMYN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	ARIN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	BC86
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	BC87
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	BC8A
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	CPAN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	DECN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	ENAN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	GRNN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	MAFN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	SBEN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	TIPN
2015	12	31	10	56	58.79	11.275	-86.533	32.8	5.8	USIN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	ABCN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	ADRN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	AESN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	ALEN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	ALLN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	AMTN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	BC86
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	BC87
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	BC8A
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	CHNN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	CPAN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	DECN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	ENAN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	GRNN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	MAFN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	SBEN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	TIPN
2016	6	10	3	25	21.68	12.881	-87.069	13.7	6.1	USIN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	AESN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	BC87
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	BC8A
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	CHNN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	CPAN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	DECN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	ENAN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	MAFN
2016	6	10	3	28	5.3	12.838	-87.087	9.3	5.4	USIN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	ADRN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	AERN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	ALLN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	BC86
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	BC87
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	CHNN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	CPAN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	DECN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	ENAN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	GRNN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	SBEN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	TIPN
2016	6	14	3	45	28.31	12.911	-87.035	13	5.1	USIN
2016	7	3	1	58	31.24	10.723	-85.07	8.4	5.4	DECN
2016	7	3	1	58	31.24	10.723	-85.07	8.4	5.4	ENAN
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	ADRN
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	BC87
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	DECN
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	MAFN
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	TIPN
2016	9	10	0	25	16.41	11.69	-86.844	36.5	5	USIN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	ABCN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	ADRN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	ALLN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	AMYN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	BC87
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	BC8A
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	DECN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	GRNN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	MAFN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	SBEN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	TIPN
2016	9	15	5	57	22.34	12.462	-86.658	7.4	5.6	USIN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	AAHN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	ABCN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	ADRN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	BC87
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	BC8A
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	DECN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	MAFN
2016	9	28	16	48	55.77	12.456	-86.599	8.5	5.4	USIN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	AAHN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	BC8A
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	DECN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	ENAN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	GRNN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	HUEA
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	MAFN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	TIPN
2016	11	24	18	43	47.71	11.91	-88.897	10	6.9	USIN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	ADRN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	ALLN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	BC8A
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	ENAN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	HUEA
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	MAFN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	SBEN
2016	12	9	10	6	10.36	12.035	-88.744	35.7	5.1	USIN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	ADRN
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	AMTN
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	ARIN
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	ENAN
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	HUEA
2017	3	29	16	59	8.24	11.898	-86.602	79.5	5.1	USIN
2017	5	12	10	41	26.71	12.919	-90.061	16	6.2	AESN
2017	5	12	10	41	26.71	12.919	-90.061	16	6.2	USIN
2017	8	20	15	39	21	12.288	-86.874	149	4.8	ENAN
2017	11	14	19	46	28.6	11.655	-87.148	23	4.9	AERN
2018	1	2	9	40	30.8	12.211	-86.73	107	4.9	ABCN
2018	2	16	1	3	27.7	12.41	-87.697	43	5	BC8A
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	ABCN
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	ADRN
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	AESN
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	ALLN
2014	5	25	17	11	43.3	12.388	-86.507	15	4.5	BC86
2014	6	1	4	8	15.83	12.131	-87.762	29.7	4.4	CHNN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	ACSN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	ADRN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	ALLN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	AMYN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	ARIN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	BC8A
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	CHNN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	ENAN
2014	6	1	9	5	16.4	11.751	-86.493	80.7	4.6	MAFN
2014	6	4	23	3	3	12.312	-87.633	15.4	4.5	CHNN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	ABCN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	ACSN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	BC87
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	CPAN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	DECN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	ENAN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	SBEN
2014	6	8	2	14	29.3	12.373	-86.478	5.4	4.4	TIPN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ABCN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ACSN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ADRN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ALLN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	AMYN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ARIN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	CPAN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	DECN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	ENAN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	MAFN
2014	6	8	6	38	55.48	11.44	-86.687	68.1	4.8	SBEN
2014	6	22	9	15	32	12.569	-87.754	61.5	4.6	AMTN
2014	6	22	9	15	32	12.569	-87.754	61.5	4.6	CHNN
2014	6	22	9	15	32	12.569	-87.754	61.5	4.6	ENAN
2014	6	27	3	0	8.1	12.538	-87.723	16.5	4.6	ABCN
2014	6	27	3	0	8.1	12.538	-87.723	16.5	4.6	CHNN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ADRN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ALEN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ARIN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	CHNN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ABCN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ADRN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ALLN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ARIN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	CPAN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	DECN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	ALLN
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	BC86
2018	2	16	11	1	26	12.671	-88.144	35	5	MAFN
2018	7	27	20	42	1.7	12.564	-88.322	39	5.4	ENAN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ADRN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ALEN
2014	8	4	20	0	43.7	12.244	-86.966	101.7	4.6	ARIN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ABCN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ADRN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ALLN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	AMTN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	AMYN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ARIN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	CHNN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	CPAN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	DECN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	ENAN
2014	8	5	4	11	6.32	11.355	-85.689	188.9	5	MAFN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	ABCN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	ACSN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	ALLN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	ARIN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	BC86
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	DECN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	ENAN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	MAFN
2014	8	30	10	31	43.95	11.548	-85.217	2.9	4.5	SBEN
2014	9	1	9	7	12.54	12.041	-87.942	57.7	4.9	CHNN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	ABCN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	ADRN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	ALEN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	ALLN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	BC86
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	CHNN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	CPAN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	DECN
2014	9	4	12	31	23.1	11.974	-87.332	19.1	4.5	ENAN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	ABCN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	ADRN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	AERN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	ALEN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	ALLN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	AMYN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	BC86
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	CPAN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	DECN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	ENAN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	GRNN
2014	9	18	13	14	17.39	10.762	-86.226	32	5.1	SBEN
2014	10	6	4	14	6.98	11.291	-85.9	135.1	4.6	ABCN
2014	10	6	4	14	6.98	11.291	-85.9	135.1	4.6	ADRN
2014	10	6	4	14	6.98	11.291	-85.9	135.1	4.6	CHNN
2014	10	6	4	14	6.98	11.291	-85.9	135.1	4.6	ENAN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	ABCN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	ALEN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	ALLN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	AMTN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	AMYN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	ARIN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	CPAN
2014	10	8	5	40	57.53	10.647	-86.87	16	4.9	ENAN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	ABCN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	ADRN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	ALEN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	AMYN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	ARIN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	BC86
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	CPAN
2014	10	12	14	51	43.8	11.43	-86.197	108.1	4.1	ENAN
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	ABCN
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	AERN
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	ALLN
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	BC86
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	ENAN
2014	10	14	4	14	36.92	11.901	-86.527	35	4.6	SBEN
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	ALLN
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	ARIN
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	BC86
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	CHNN
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	DECN
2014	10	14	12	27	25.7	12.444	-88.113	54.5	4.9	ENAN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ABCN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ADRN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ALEN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ALLN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ARIN
2014	11	2	21	34	45.37	11.581	-86.334	84.5	4.8	ENAN
2014	11	10	12	46	22.63	12.097	-86.398	188.3	5	ADRN
2014	11	10	12	46	22.63	12.097	-86.398	188.3	5	ALEN
2014	11	10	12	46	22.63	12.097	-86.398	188.3	5	ARIN
2014	11	19	2	5	43.21	12.667	-88.009	64	4.8	ABCN
2014	11	19	2	5	43.21	12.667	-88.009	64	4.8	ALLN
2014	11	19	2	5	43.21	12.667	-88.009	64	4.8	CHNN
2014	11	29	2	31	18.9	12.109	-87.474	13.6	3.7	ABCN
2014	11	29	2	31	18.9	12.109	-87.474	13.6	3.7	ALEN
2014	11	30	4	48	4.02	11.063	-86.502	31	4.5	ABCN
2014	11	30	4	48	4.02	11.063	-86.502	31	4.5	ALLN
2014	11	30	4	48	4.02	11.063	-86.502	31	4.5	AMYN
2014	11	30	4	48	4.02	11.063	-86.502	31	4.5	BC86
2014	11	30	4	48	4.02	11.063	-86.502	31	4.5	ENAN
2014	12	20	12	37	32.58	11.414	-86.965	21.7	4.7	ABCN
2014	12	20	12	37	32.58	11.414	-86.965	21.7	4.7	ALEN
2014	12	20	12	37	32.58	11.414	-86.965	21.7	4.7	BC86
2014	12	20	12	37	32.58	11.414	-86.965	21.7	4.7	CPAN
2014	12	20	12	37	32.58	11.414	-86.965	21.7	4.7	ENAN
2015	1	10	21	28	47.3	12.672	-87.444	102.6	4.8	ABCN
2015	1	10	21	28	47.3	12.672	-87.444	102.6	4.8	ALEN
2015	3	14	6	13	35.78	12.582	-88.02	66.4	5	AMTN
2015	3	14	6	13	35.78	12.582	-88.02	66.4	5	CHNN
2015	3	14	6	13	35.78	12.582	-88.02	66.4	5	CPAN
2015	3	14	6	13	35.78	12.582	-88.02	66.4	5	ENAN
2015	3	14	6	13	35.78	12.582	-88.02	66.4	5	MAFN
2015	3	17	5	7	11.4	12.145	-87.235	54.4	4.7	ABCN
2015	3	17	5	7	11.4	12.145	-87.235	54.4	4.7	ALLN
2015	3	17	5	7	11.4	12.145	-87.235	54.4	4.7	AMTN
2015	3	17	5	7	11.4	12.145	-87.235	54.4	4.7	CHNN
2015	3	17	5	7	11.4	12.145	-87.235	54.4	4.7	DECN
2015	4	27	14	27	35.5	12.087	-87.344	15	4.8	CHNN
2015	4	27	14	27	35.5	12.087	-87.344	15	4.8	CPAN
2015	4	27	14	27	35.5	12.087	-87.344	15	4.8	DECN
2015	4	27	14	27	35.5	12.087	-87.344	15	4.8	ENAN
2015	4	27	14	27	35.5	12.087	-87.344	15	4.8	SBEN
2015	5	5	0	1	54.2	12.029	-86.893	78.1	4	ENAN
2015	5	31	14	5	16.3	12.313	-87.173	54.6	4.6	ALEN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2015	5	31	14	5	16.3	12.313	-87.173	54.6	4.6	ENAN
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	ADRN
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	ALLN
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	AMTN
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	BC86
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	ENAN
2015	6	9	6	37	50.84	12.523	-86.884	173.9	4.9	MAFN
2015	6	18	16	58	41.91	12.687	-88.02	70.8	5	BC86
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ABCN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ACSN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ADRN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	AERN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ALEN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ALLN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	AMTN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	AMYN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ARIN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	BC86
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	BC8A
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	CHNN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	DECN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	ENAN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	HUEA
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	MAFN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	SBEN
2015	7	4	4	0	4.46	11.91	-86.657	87.9	4.9	TIPN
2015	7	19	9	25	59.6	12.685	-86.916	14	4.4	ABCN
2015	7	19	9	25	59.6	12.685	-86.916	14	4.4	AMTN
2015	7	19	9	25	59.6	12.685	-86.916	14	4.4	CHNN
2015	7	19	9	25	59.6	12.685	-86.916	14	4.4	ENAN
2015	8	23	11	50	33.5	12.83	-87.074	15	4.3	CHNN
2015	8	23	11	50	33.5	12.83	-87.074	15	4.3	USIN
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	CHNN
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	CPAN
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	DECN
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	ENAN
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	HUEA
2015	9	3	18	46	2.38	12.355	-87.723	67	4.9	USIN
2015	9	7	7	6	9.17	12.618	-88.304	50	4.8	ALEN
2015	9	7	7	6	9.17	12.618	-88.304	50	4.8	CHNN
2015	9	7	7	6	9.17	12.618	-88.304	50	4.8	ENAN
2015	9	7	7	6	9.17	12.618	-88.304	50	4.8	USIN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	AESN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	BC86
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	CPAN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	DECN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	ENAN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	GRNN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	MAFN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	SBEN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	TIPN
2015	9	12	11	22	2.06	12.955	-86.583	15.3	4.5	USIN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	ALLN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	AMTN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	AMYN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	BC86
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	CHNN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	CPAN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	DECN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	ENAN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	HUEA
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	MAFN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	SBEN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	TIPN
2015	9	14	8	13	4.79	12.954	-86.593	15.8	4.7	USIN
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	ADRN
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	AMYN
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	ARIN
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	BC86
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	ENAN
2015	9	17	5	51	35.3	11.286	-85.883	128.4	4.4	USIN
2015	9	17	7	33	0.33	12.917	-86.588	7.4	4.3	AESN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	AESN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	CHNN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	ENAN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	SBEN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	TIPN
2015	9	28	6	23	41.2	12.896	-86.573	6.2	4.3	USIN
2015	10	11	23	9	16.5	12.968	-86.565	15	4.2	AAHN
2015	10	11	23	9	16.5	12.968	-86.565	15	4.2	AESN
2015	10	11	23	9	16.5	12.968	-86.565	15	4.2	CPAN
2015	10	11	23	9	16.5	12.968	-86.565	15	4.2	ENAN
2015	10	12	7	17	17	12.538	-88.465	25.5	4.7	CHNN
2015	10	12	15	18	52.65	12.838	-88.552	60.6	5	CHNN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	AAHN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	AESN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	ALLN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	BC87
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	DECN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	ENAN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	SBEN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	TIPN
2015	11	1	0	35	37	12.939	-86.584	19.4	4.7	USIN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	ABCN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	ADRN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	ALLN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	BC87
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	DECN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	ENAN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	GRNN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	MAFN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	SBEN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	TIPN
2015	11	25	0	19	14.9	12.352	-86.505	6.4	5	USIN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	ADRN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	BC86
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	BC87
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	BC8A
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	ENAN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	MAFN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	SBEN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	TIPN
2015	11	25	4	9	43.2	12.37	-86.501	7.8	4.3	USIN
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	BC87
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	CPAN
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	DECN
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	ENAN
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	SBEN
2015	12	16	20	40	25.3	11.589	-86.996	25.6	4.5	USIN
2015	12	22	3	19	22.9	11.177	-85.866	81.5	4.5	ADRN
2015	12	22	3	19	22.9	11.177	-85.866	81.5	4.5	USIN
2015	12	23	4	35	10	11.271	-86.053	91.9	4.1	ADRN
2015	12	23	4	35	10	11.271	-86.053	91.9	4.1	ALLN
2015	12	23	4	35	10	11.271	-86.053	91.9	4.1	AMYN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2015	12	23	4	35	10	11.271	-86.053	91.9	4.1	ENAN
2015	12	23	4	35	10	11.271	-86.053	91.9	4.1	USIN
2016	1	14	5	15	22	11.384	-85.633	190.2	4.4	ENAN
2016	2	5	4	2	54.9	12.777	-87.11	5.4	4.7	CHNN
2016	2	9	12	12	58.71	11.196	-86.717	33.4	5	ADRN
2016	2	9	12	12	58.71	11.196	-86.717	33.4	5	ENAN
1980	8	1	8	16	12.98	12.6	-87.589	86.3	5.6	CHI1
1980	8	1	8	16	12.98	12.6	-87.589	86.3	5.6	CHI2
1979	10	1	12	15	4.84	11.362	-86.491	65	4.9	TELC
1972	1	3	4	31	3.07	12.293	-86.213	16.9	4.5	ESSO
1977	9	3	22	33	7.7	12.537	-87.605	71.3	5.7	CHI1
1977	9	3	22	33	7.7	12.537	-87.605	71.3	5.7	CHI2
1968	4	1	10	3	59.8	12.11	-86.26	2	4.9	BANC
1972	1	5	11	52	28.15	12.462	-86.195	33	4.6	ESSO
1972	1	5	11	52	28.15	12.462	-86.195	33	4.6	UNAN
1980	6	6	20	35	37.49	12.593	-87.92	65	5	CHI1
1980	7	13	23	38	25.1	10.159	-85.063	0	5	BOMB
1981	10	14	8	9	31.24	12.58	-87.806	85	5.2	CHI1
1981	10	14	8	9	31.24	12.58	-87.806	85	5.2	CHI2
1981	10	14	1	17	50.1	11.462	-87.41	125.8	4.5	CHI2
1983	7	18	12	52	44.84	12.646	-87.353	89.8	6.4	AGUA
1983	7	18	12	52	44.84	12.646	-87.353	89.8	6.4	TEAT
1983	10	19	9	33	11.74	12.6	-87.771	91.8	5.3	CEME
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	AERO
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	AGUA
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	BOMB
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	CEME
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	CHI1
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	CHI2
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	COCA
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	COR1
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	COR2
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	COR3
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	ISIS
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	JINO
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	LEON
1978	7	20	9	34	48.6	12.126	-86.671	136.5	5.9	TEAT
1981	10	20	19	48	20.11	11.282	-84.084	14	4.9	CHI1
1972	12	23	6	29	44.8	12.15	-86.27	5	6.3	ESSO
1972	12	23	7	17	39.83	12.111	-86.199	15	5.1	ESSO
1972	12	23	7	19	51.87	12.18	-86.05	6.1	5.2	ESSO
1977	9	30	7	10	25.94	11.177	-85.927	63.5	5.8	BOMB
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	AERO
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	AGUA
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	CEME
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	CHI1
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	CHI2
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	COR1
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	COR2
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	COR3
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	ISIS
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	JINO
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	LEON
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	MAN1
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	MAN2
1978	5	31	1	7	22.47	12.649	-87.352	71.6	6.5	TEAT
2016	2	9	12	12	58.71	11.196	-86.717	33.4	5	SBEN
2016	2	9	12	12	58.71	11.196	-86.717	33.4	5	USIN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	ABCN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	AERN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	ALLN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	AMTN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	AMYN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	ENAN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	SBEN
2016	2	9	19	0	38.31	12.051	-86.159	16.8	4.3	USIN
2016	2	16	2	50	3.8	11.802	-86.424	90.4	4.7	ENAN
2016	2	16	2	50	3.8	11.802	-86.424	90.4	4.7	USIN
2016	4	27	4	18	35.45	11.112	-86.501	20.8	4.5	ALLN
2016	4	27	4	18	35.45	11.112	-86.501	20.8	4.5	ENAN
2016	4	27	4	18	35.45	11.112	-86.501	20.8	4.5	USIN
2016	5	18	13	16	18.81	10.993	-86.564	21	4.7	ADRN
2016	5	18	13	16	18.81	10.993	-86.564	21	4.7	DECN
2016	5	18	13	16	18.81	10.993	-86.564	21	4.7	ENAN
2016	5	18	13	16	18.81	10.993	-86.564	21	4.7	SBEN
2016	5	18	13	16	18.81	10.993	-86.564	21	4.7	USIN
2016	6	10	3	39	29.18	12.834	-87.081	13	4.9	ALEN
2016	6	10	3	39	29.18	12.834	-87.081	13	4.9	BC87
2016	6	10	3	39	29.18	12.834	-87.081	13	4.9	CHNN
2016	6	10	3	39	29.18	12.834	-87.081	13	4.9	SBEN
2016	6	10	3	39	29.18	12.834	-87.081	13	4.9	TIPN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	AESN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	ALEN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	BC86
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	BC87
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	CHNN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	ENAN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	SBEN
2016	6	10	3	45	9.52	12.858	-87.068	16.8	4.6	USIN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	ADRN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	AESN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	ALLN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	AMTN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	BC86
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	BC87
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	CHNN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	DECN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	ENAN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	GRNN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	MAFN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	SBEN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	TIPN
2016	6	10	4	33	0.5	12.841	-87.089	7.6	4.8	USIN
2016	6	10	20	57	26.54	12.913	-87.033	11.8	4.5	AESN
2016	6	10	20	57	26.54	12.913	-87.033	11.8	4.5	BC87
2016	6	10	20	57	26.54	12.913	-87.033	11.8	4.5	SBEN
2016	6	11	9	25	20.04	12.838	-87.089	14.3	4.5	SBEN
2016	6	11	9	25	20.04	12.838	-87.089	14.3	4.5	USIN
2016	6	11	21	42	31.25	12.789	-87.098	13.8	4.6	AESN
2016	6	11	21	42	31.25	12.789	-87.098	13.8	4.6	ALEN
2016	6	11	21	42	31.25	12.789	-87.098	13.8	4.6	BC87
2016	6	11	21	42	31.25	12.789	-87.098	13.8	4.6	CHNN
2016	6	12	7	5	19.61	12.911	-87.052	10.3	4.3	CHNN
2016	6	12	19	4	15.12	12.9	-87.046	18	4.3	BC87
2016	6	12	19	4	15.12	12.9	-87.046	18	4.3	CHNN
2016	6	24	5	44	22.06	12.922	-87.045	7	4.2	AAHN
2016	6	24	5	44	22.06	12.922	-87.045	7	4.2	SBEN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	AAHN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	ABCN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	AESN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	BC86
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	BC87
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	CHNN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	CPAN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	DECN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	ENAN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	MAFN
2016	7	11	11	31	10.4	12.245	-87.406	47.3	4.6	USIN
2016	7	19	8	31	28.56	12.894	-87.073	7	4.3	SBEN
2016	8	3	12	5	40.4	11.214	-85.841	83.2	5	DECN
2016	8	3	12	5	40.4	11.214	-85.841	83.2	5	ENAN
2016	8	3	12	5	40.4	11.214	-85.841	83.2	5	USIN
2016	8	11	13	33	57.27	12.783	-87.119	20.8	4.6	CHNN
2016	8	13	13	38	9.6	11.381	-86.971	16.9	4.6	BC86
2016	8	13	13	38	9.6	11.381	-86.971	16.9	4.6	DECN
2016	8	31	18	14	32.19	12.337	-87.456	64.5	4.8	USIN
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	ABCN
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	ADRN
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	ALLN
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	BC86
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	BC87
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	DECN
2016	9	3	3	12	18.4	11.841	-86.644	62.8	4.2	USIN
2016	9	8	9	6	43.5	12.505	-88.038	13.9	4.2	CHNN
2016	9	8	9	6	43.5	12.505	-88.038	13.9	4.2	MAFN
2016	9	8	9	6	43.5	12.505	-88.038	13.9	4.2	USIN
2016	9	8	13	35	14.5	11.154	-85.764	87.3	4.8	ADRN
2016	9	8	13	35	14.5	11.154	-85.764	87.3	4.8	AMTN
2016	9	8	13	35	14.5	11.154	-85.764	87.3	4.8	USIN
2016	9	15	6	2	27.27	12.47	-86.653	7.4	4.9	ABCN
2016	9	15	6	2	27.27	12.47	-86.653	7.4	4.9	GRNN
2016	9	15	6	2	27.27	12.47	-86.653	7.4	4.9	MAFN
2016	9	15	6	2	27.27	12.47	-86.653	7.4	4.9	SBEN
2016	9	15	6	2	27.27	12.47	-86.653	7.4	4.9	USIN
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	BC86
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	BC87
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	DECN
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	GRNN
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	MAFN
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	SBEN
2016	9	15	7	14	54.81	12.439	-86.663	10	4.7	TIPN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	ABCN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	ADRN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	ALLN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	BC86
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	BC87
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	DECN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	GRNN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	MAFN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	SBEN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	TIPN
2016	9	15	7	45	43.68	12.441	-86.627	13.4	4.2	USIN
2016	9	15	8	0	59.99	12.483	-86.643	7.1	3.9	BC86
2016	9	15	8	0	59.99	12.483	-86.643	7.1	3.9	BC87
2016	9	15	8	0	59.99	12.483	-86.643	7.1	3.9	SBEN
2016	9	15	8	0	59.99	12.483	-86.643	7.1	3.9	USIN
2016	9	15	8	51	48.66	12.496	-86.661	7.1	3.8	BC86
2016	9	15	8	51	48.66	12.496	-86.661	7.1	3.8	MAFN
2016	9	15	8	51	48.66	12.496	-86.661	7.1	3.8	USIN
2016	9	27	20	38	59.8	11.687	-86.053	182.7	5.2	ADRN
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	AAHN
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	ABCN
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	ADRN
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	BC87
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	DECN

Año	M	D	H	Mi	S	Lat	Lon	h	N	est
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	MAFN
2016	9	28	16	50	45.23	12.456	-86.626	12.1	5.1	USIN
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	AAHN
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	ALLN
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	BC86
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	CHNN
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	MAFN
2016	10	5	7	25	6.66	12.674	-87.676	84.4	4.9	USIN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	ADRN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	DECN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	ENAN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	HUEA
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	MAFN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	TIPN
2016	10	16	4	59	56.2	11.176	-86.581	15.3	4.4	USIN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	AESN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	AMTN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	ENAN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	HUEA
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	MAFN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	SBEN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	TIPN
2016	11	3	4	59	12.03	12.274	-87.832	40.5	5.1	USIN
2016	11	15	23	6	48.9	13.019	-86.123	7.2	3.9	AESN
2016	11	15	23	6	48.9	13.019	-86.123	7.2	3.9	BC87
2016	11	15	23	6	48.9	13.019	-86.123	7.2	3.9	ENAN
2016	11	15	23	6	48.9	13.019	-86.123	7.2	3.9	HUEA
2016	11	15	23	6	48.9	13.019	-86.123	7.2	3.9	USIN
2016	11	30	8	31	4.7	11.646	-86.618	60.9	4.4	ADRN
2016	11	30	8	31	4.7	11.646	-86.618	60.9	4.4	ENAN
2016	11	30	8	31	4.7	11.646	-86.618	60.9	4.4	GRNN
2016	11	30	8	31	4.7	11.646	-86.618	60.9	4.4	USIN
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	AAHN
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	ADRN
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	AESN
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	BC87
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	CHNN
2016	12	3	11	17	57.95	12.877	-87.071	12.8	5	HUEA
2016	12	16	13	1	50.9	13.06	-86.681	6.9	4.4	HUEA
2016	12	16	17	52	31.3	12.009	-87.201	24.2	4.8	ABCN
2016	12	16	17	52	31.3	12.009	-87.201	24.2	4.8	HUEA
2016	12	16	17	52	31.3	12.009	-87.201	24.2	4.8	USIN
2016	12	17	3	33	54.7	12.167	-87.283	23.9	4.4	CHNN
2016	12	17	3	33	54.7	12.167	-87.283	23.9	4.4	ENAN
2016	12	17	3	33	54.7	12.167	-87.283	23.9	4.4	HUEA
2016	12	20	22	26	59.2	12.497	-87.576	49.7	4.7	CHNN
2016	12	20	22	26	59.2	12.497	-87.576	49.7	4.7	USIN
2017	1	8	18	25	58.72	11.708	-86.176	115.6	4.9	HUEA
2017	1	8	18	25	58.72	11.708	-86.176	115.6	4.9	USIN
2017	4	12	21	13	5.3	11.914	-87.104	25.9	3.8	DECN
2017	4	12	21	13	5.3	11.914	-87.104	25.9	3.8	USIN
2017	4	28	7	53	2.3	11.53	-86.013	183.5	4.9	USIN
2017	6	19	3	14	17.02	11.666	-87.3	35	4.9	AESN
2017	9	24	9	32	55.7	11.936	-86.853	44	4.7	ENAN
2018	2	12	1	27	18.9	11.324	-86.705	8	4.3	ALLN
2018	2	12	1	27	18.9	11.324	-86.705	8	4.3	ENAN
2018	5	26	8	9	43.9	11.025	-86.48	11	4.2	ENAN
2018	10	10	8	1	30.5	10.968	-86.812	12	5	ENAN
2018	10	10	8	1	30.5	10.968	-86.812	12	5	USIN
2018	11	7	17	32	53.1	11.901	-86.857	41	4.9	MAFN

A7.6) Corrección de las relaciones de atenuación seleccionadas.

Tabla A7.6.1. Valores del sesgo μ_i en función del T_{UHS} para el caso de acelerogramas convertidos a roca (caso “r”). La clave en la columna “R” (región) corresponde a: (1) Schmidt (2014) - terremotos corticales, (2) Schmidt (2014) - terremotos de subducción, (3) Idriss (2013), (4) Yenier y Atkinson (2017) -terremotos corticales, (5) Yenier y Atkinson (2017) – terremotos intermedios y profundos

R\T	0.01	0.02	0.05	0.1	0.2	0.5	1.	2.	5.
1	-0.1031E+01	-0.1267E+01	-0.1131E+01	-0.1277E+01	-0.1447E+01	-0.1281E+01	-0.1550E+01	-0.1628E+01	-0.1429E+01
2	-0.8403E+00	-0.9351E+00	-0.4654E+00	-0.5687E+00	-0.1320E+01	-0.1435E+01	-0.1981E+01	-0.2213E+01	-0.2089E+01
3	-0.1035E+01	-0.1177E+01	-0.1000E+01	-0.9529E+00	-0.1162E+01	-0.1628E+01	-0.2132E+01	-0.2366E+01	-0.1915E+01
4	-0.1012E+01	-0.1212E+01	-0.1334E+01	-0.1062E+01	-0.1121E+01	-0.1433E+01	-0.1655E+01	-0.1852E+01	-0.1796E+01
5	-0.1089E+00	-0.2800E+00	-0.2095E+00	0.2084E+00	-0.1098E+00	-0.1038E+01	-0.1690E+01	-0.2090E+01	-0.1927E+01

Tabla A7.6.2. Valores de la dispersión σ_i del ajuste en función del T_{UHS} para el caso de acelerogramas convertidos a roca (caso “r”). La clave en la columna “R” (región) corresponde a: (1) Schmidt (2014) - terremotos corticales, (2) Schmidt (2014) - terremotos de subducción, (3) Idriss (2013), (4) Yenier y Atkinson (2017) -terremotos corticales, (5) Yenier y Atkinson (2017) – terremotos intermedios y profundos

R\T	0.01	0.02	0.05	0.1	0.2	0.5	1.	2.	5.
1	0.1169E+01	0.1297E+01	0.1442E+01	0.1446E+01	0.1380E+01	0.1281E+01	0.1349E+01	0.1331E+01	0.1139E+01
2	0.1189E+01	0.1225E+01	0.1438E+01	0.1504E+01	0.1398E+01	0.1371E+01	0.1331E+01	0.1225E+01	0.1010E+01
3	0.1080E+01	0.1282E+01	0.1435E+01	0.1450E+01	0.1421E+01	0.1358E+01	0.1445E+01	0.1362E+01	0.1222E+01
4	0.1057E+01	0.1263E+01	0.1426E+01	0.1485E+01	0.1436E+01	0.1292E+01	0.1325E+01	0.1322E+01	0.1280E+01
5	0.1228E+01	0.1280E+01	0.1463E+01	0.1526E+01	0.1458E+01	0.1418E+01	0.1337E+01	0.1207E+01	0.1087E+01

Tabla A7.6.3. Valores del sesgo μ_i en función del T_{UHS} para el caso de la media geométrica de los acelerogramas en suelo y los convertidos a roca (caso “m”). La clave en la columna “R” (región) corresponde a: (1) Schmidt (2014) - terremotos corticales, (2) Schmidt (2014) - terremotos de subducción, (3) Idriss (2013), (4) Yenier y Atkinson (2017) -terremotos corticales, (5) Yenier y Atkinson (2017) – terremotos intermedios y profundos

R\T	0.01	0.02	0.05	0.1	0.2	0.5	1.	2.	5.
1	-0.7342E+00	-0.9836E+00	-0.9418E+00	-0.1034E+01	-0.1075E+01	-0.7198E+00	-0.9459E+00	-0.1038E+01	-0.9451E+00
2	-0.5561E+00	-0.6558E+00	-0.2809E+00	-0.3352E+00	-0.9598E+00	-0.8896E+00	-0.1391E+01	-0.1642E+01	-0.1641E+01
3	-0.7382E+00	-0.8935E+00	-0.8107E+00	-0.7095E+00	-0.7909E+00	-0.1066E+01	-0.1527E+01	-0.1776E+01	-0.1430E+01
4	-0.7151E+00	-0.9285E+00	-0.1144E+01	-0.8193E+00	-0.7493E+00	-0.8716E+00	-0.1050E+01	-0.1262E+01	-0.1311E+01
5	0.1752E+00	-0.7310E-03	-0.2493E-01	0.4419E+00	0.2507E+00	-0.4917E+00	-0.1100E+01	-0.1519E+01	-0.1479E+01

Tabla A7.6.4. Valores de la dispersión σ_i del ajuste en función del T_{UHS} para el caso de de la media geométrica de los acelerogramas en suelo y los convertidos a roca (caso “m”). La clave en la columna “R” (región) corresponde a: (1) Schmidt (2014) - terremotos corticales, (2) Schmidt (2014) - terremotos de subducción, (3) Idriss (2013), (4) Yenier y Atkinson (2017) -terremotos corticales, (5) Yenier y Atkinson (2017) – terremotos intermedios y profundos

R\T	0.01	0.02	0.05	0.1	0.2	0.5	1.	2.	5.
1	0.1162E+01	0.1299E+01	0.1437E+01	0.1438E+01	0.1373E+01	0.1282E+01	0.1383E+01	0.1415E+01	0.1269E+01
2	0.1186E+01	0.1230E+01	0.1433E+01	0.1493E+01	0.1387E+01	0.1360E+01	0.1346E+01	0.1296E+01	0.1143E+01
3	0.1072E+01	0.1283E+01	0.1431E+01	0.1442E+01	0.1414E+01	0.1357E+01	0.1472E+01	0.1439E+01	0.1325E+01
4	0.1051E+01	0.1266E+01	0.1423E+01	0.1479E+01	0.1430E+01	0.1291E+01	0.1357E+01	0.1402E+01	0.1390E+01
5	0.1227E+01	0.1285E+01	0.1459E+01	0.1516E+01	0.1448E+01	0.1407E+01	0.1352E+01	0.1279E+01	0.1202E+01

A7.7) Relaciones de atenuación originales

A continuación se presentan las expresiones analíticas originales de las fórmulas de atenuación utilizadas, las cuales, con pequeñas transformaciones corresponden al término $f(M, \Delta, h, T_{UHS}, X_i)$ de la fórmula (8.3)

I) Schmidt (2014), corticales y subducción

Unidades de aceleración [cm/seg²], magnitud: M_w , rango de períodos: [0.02, 5] seg para PSA y PGA, distancia hasta 200 km.

a) corticales

$$\lg(Y) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot \lg[\sqrt{D^2 + C_4^2} + S \cdot C_5 + H \cdot C_6] \quad (A7.1)$$

b) profundos

$$\lg(Y) = C_1 + C_2 \cdot M + C_3 \cdot \lg[\sqrt{D^2 + 5^2} + S \cdot C_4 + H \cdot C_6] \quad (A7.2)$$

El término S corresponde a la condición del suelo en el sitio de registro y el H a la incertidumbre en la predicción. En caso de que sea roca ($V_{s30} > 600$ m/seg), según el autor, $S = H = 0$. Los coeficientes C_i y D fueron estimados por regresión para PSA y 23 períodos del PSA entre 0.02 y 5 seg y aparecen tabulados en el trabajo.

II) Idriss (2014), corticales

Unidades de aceleración [g], magnitud: M_w , rango de períodos: [0.01, 5] seg para PSA, terremotos corticales, distancia hasta 300 km.

$$\ln(Y) = \alpha_1 + \alpha_2 \cdot M + \alpha_3 \cdot (8.5 - M)^2 - (\beta_1 + \beta_2 \cdot M) \cdot \ln[R_{rup} + 10] + \xi \cdot \ln(V_{s30}) + \gamma \cdot R_{rup} + \varphi \cdot F \quad (A7.3)$$

con un error estándar dado por

$$S_e = 1.18 + 0.035 \cdot \ln(T) - 0.06 \cdot M \quad (A7.4)$$

El coeficiente F indica el tipo de mecanismo focal. $F=0$ (corrimiento por el rumbo y normal), $F=1$ (todos los demás). Las letras griegas corresponden a los coeficientes estimados por regresión para 22 períodos entre 0.01 y 10 seg, los cuales aparecen tabulados en el trabajo.

III) Yenier y Atkinson (2017), corticales y subducción

Es de forma general, no define tipo de terremoto ni fija a una región; los autores indican que se ajusta por análisis de residuos. PSA en rango 0.01-10 seg, en unidades [g], magnitud en el rango de 3 a 8 y distancia hasta 600 km.

$$\lg(Y) = F_E + F_Z + F_Y + F_S + C \quad (A7.5)$$

F_E , F_Z , F_Y y F_S representan funciones fuente, dispersión geométrica, atenuación inelástica y efecto de sitio, mientras que C es el término de calibración que debe ajustarse por datos experimentales.

$$F_E = F_M + F_{\Delta\sigma} \quad (A7.6)$$

donde

$$F_M = \begin{cases} e_0 + e_1 \cdot (M - M_h) + e_2 \cdot (M - M_h)^2 & M \leq M_h \\ e_0 + e_3 \cdot (M - M_h) & M > M_h \end{cases} \quad (A7.7)$$

M_h se da en función de T_{UHS} . El término $F_{\Delta\sigma}$ no se utilizó, pues depende de la caída de esfuerzos $\Delta\sigma$, parámetro que no se define en este estudio para las distintas zonas fuente. La distancia efectiva es:

$$R = \sqrt{R_{rup}^2 + h^2} \quad (A7.8)$$

siendo h un término de pseudo-profundidad que toma en consideración los efectos de saturación a corta distancia

$$h = 10^{-0.405 + 0.235 \cdot M} \quad (A7.9)$$

Por otra parte, se tiene que:

$$F_Z = \ln(Z) + (b_3 + b_4 \cdot M) \cdot \ln(R/R_{ref}), \quad R_{ref} = \sqrt{1 + h^2} \quad (A7.10)$$

donde Z representa la atenuación geométrica de las amplitudes de Fourier, mientras que el segundo término considera el cambio de la atenuación aparente que ocurre cuando los movimientos del terreno se modelan en el dominio espectral de respuesta, en vez del dominio de Fourier. R_{ref} es la distancia efectiva de referencia. Se define Z como

$$Z = \begin{cases} R^{b_1} & R \leq R_t \\ R_t^{b_1} \cdot (R/R_t)^{b_2} & R > R_t \end{cases} \quad (A7.11)$$

donde se fija $R_t = 50$ km, y (b_1, b_2) se fijan como $b_1 = -1.3$ y $b_2 = -0.5$. La función de atenuación se representa por

$$F_Y = \gamma \cdot R_{rup} \quad (A7.12)$$

Se adopta un modelo de efecto de sitio compuesto de parte lineal y no lineal.

$$F_S = F_{lin} + F_{nl} \quad (A7.13)$$

donde

$$F_{lin} = \begin{cases} c \cdot \ln(V_{S30}/760) & V_{S30} \leq V_c \\ c \cdot \ln(V_c/760) & V_{S30} > V_c \end{cases} \quad (A7.14)$$

V_c es el límite de velocidad mas allá del cual el movimiento del terreno no cambia mas en función de V_{S30} . El término de los efectos no lineales no se consideró. Los coeficientes e_i , b_3 , b_4 , M_h y γ son estimados para PGA, PGV y 31 períodos en el rango 0.01-10 seg y aparecen tabulados. Los restantes c , V_c y V_{ref} se toman del trabajo (Boore et al., 2014).

Nota: El proyecto NGA2-West facilita una tabla con los valores de los coeficientes de las fórmulas en 5 casos, incluidos los 2 usados aquí, que según ellos se van actualizando periódicamente: https://apps.peer.berkeley.edu/ngawest2/wp-content/uploads/2016/02/NGAW2_GMPE_Spreadsheets_v5.7_041415_ProtectedLocked.xlsm. Por otra parte, las versiones originales de los informes que fueron publicados como artículos en 2014 en Earthquake Spectra están accesibles en <https://peer.berkeley.edu/research/nga-west-2/final-products>.

Anexo 8. Influencia de las zonas de Alvarado et al. (2017) en la amenaza sísmica de Nicaragua

En el marco de una actualización de los estudios del RESIS-II (Molina et al., 2018), se realizó una revisión de la zonación de las fuentes, la cual fue publicada por Alvarado et al. (2017). En dicho trabajo se publicaron mapas de zonas fuente para diferentes intervalos de profundidad y se tabularon los parámetros de (a , b y M_{max}), con estimados de λ . Se obtuvieron los ficheros de datos de los contornos de las zonas fuente de tal estudio por cortesía de Luis Mixco de El Salvador. Estos están divididos en corticales [0,40) km, de interfase y de intraplacas. La decisión tomada para el presente trabajo fue usar las zonas de Alvarado et al. solo cuando estuviesen fuera del área del nuevo catálogo de Nicaragua. Esto hace que muchas zonas que aparecen en la frontera entre las dos áreas tengan que ser re-escaladas. El re-escalado se decidió que fuera del tipo

$$\lambda_{parte} = \lambda_{total} \cdot \text{área}_{parte} / \text{área}_{total} \quad (A8.1)$$

considerando que se mantiene el valor de β determinado para área_{total} .

En la Fig. A8.1 se muestran las zonas corticales que fueron ajustadas, en la A8.2 las de interfase y en la A8.3 las de intraplaca, para un total de 14 zonas. En la tabla A8.1 se muestran los detalle del ajuste. En todas las figuras y en la tabla las zonas se simbolizan por las denominaciones que aparecen en el trabajo de Alvarado et al. (2017).

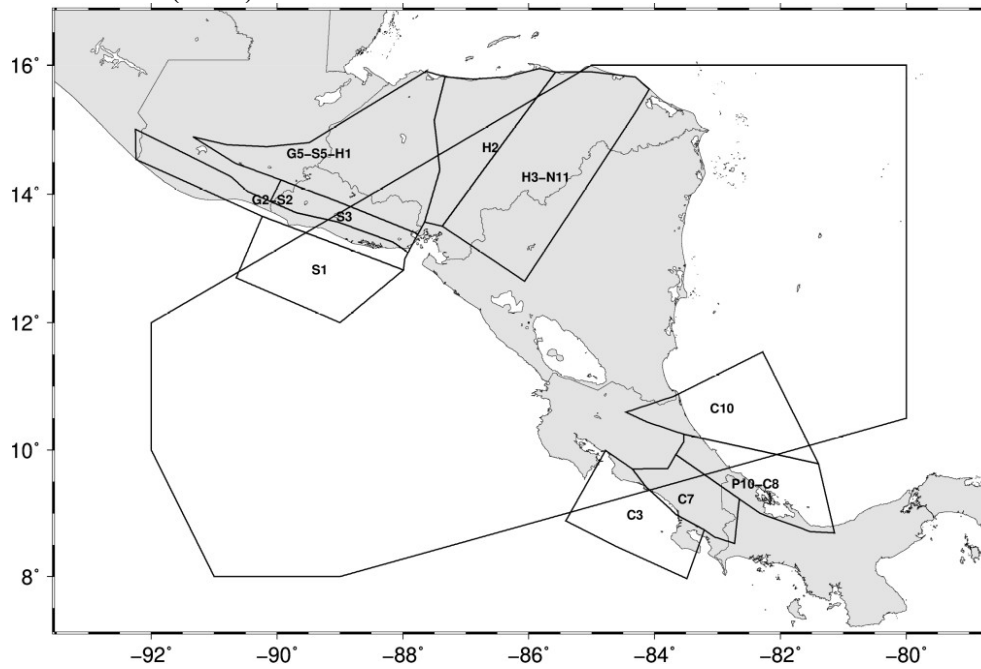


Fig. A8.1. Zonas corticales en la frontera del área cubierta por el catálogo que fueron ajustadas (ver tabla A8.1)

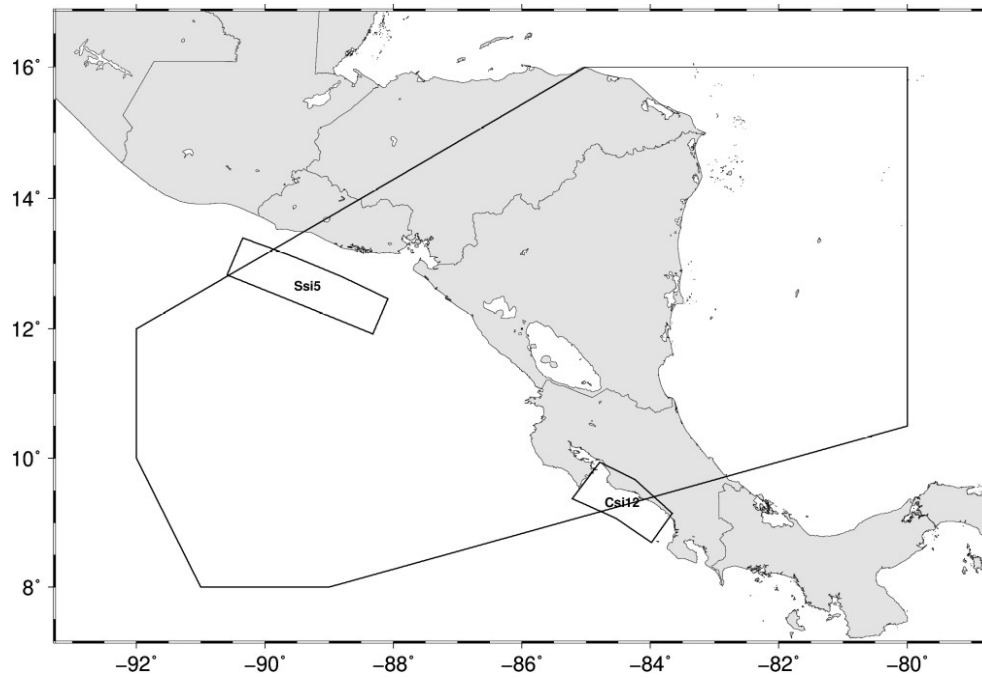


Fig. A8.2. Zonas fronterizas de la interfase que fueron ajustadas (ver tabla A8.1)

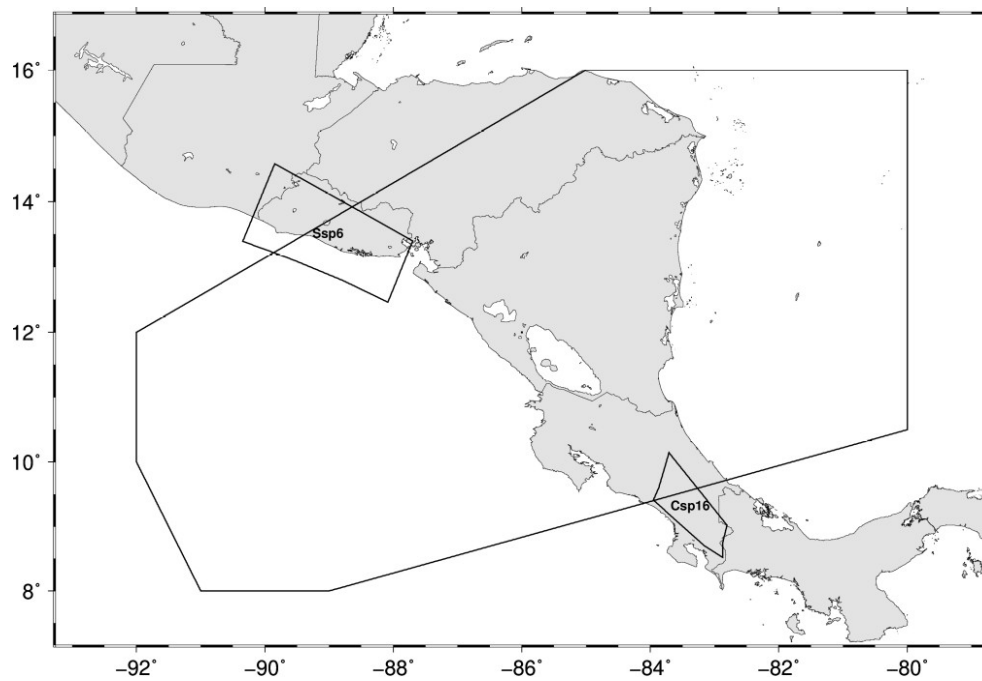
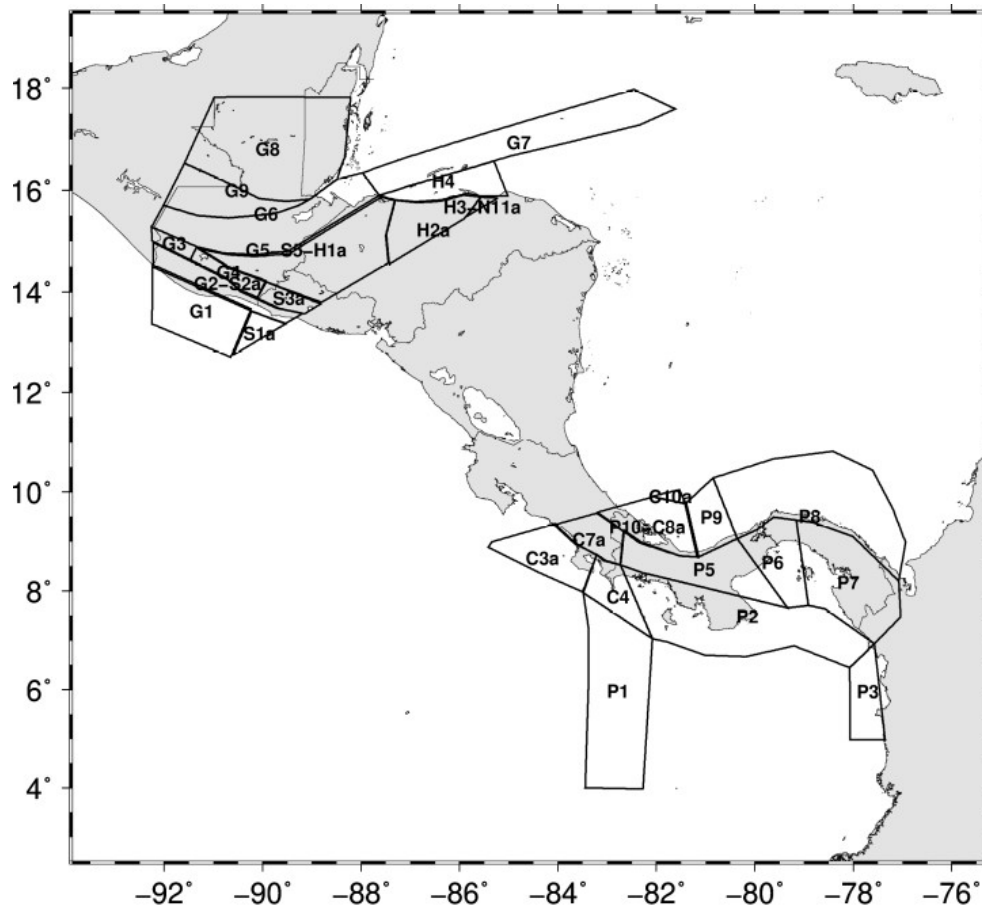


Fig. A8.3. Zonas fronterizas de intraplaca profundas que fueron ajustadas (ver tabla A8.1)

Tabla A8.1. Ajuste de valores de λ para zonas en la frontera de acuerdo a su área relativa

Zona	área _{fuera}	área _{total}	área _{fuera} /área _{total}	λ_{total}	λ_{fuera}
Ssi5	1977.42	19015.32	0.1040	12.24	1.273
Csi12	4600.48	10876.85	0.4230	3.57	1.510
Ssp6	14121.01	33997.32	0.4154	9.05	3.759
H3-N11	839.48	60084.66	0.0140	0.65	0.009
H2	16133.64	28057.32	0.5750	0.68	0.391
G5-S5-H1	39799.92	51286.57	0.7760	1.35	1.048
S3	4811.41	9008.91	0.5341	0.91	0.486
G2-S2	13153.01	19530.83	0.6734	0.27	0.182
S1	4258.41	27924.31	0.1525	2.1	0.320
C10	1103.06	29056.49	0.0380	0.58	0.022
P10-C8	17722.69	23674.94	0.7486	1.66	1.243
C7	10007.2	13623.99	0.7345	1.84	1.352
C3	18795.24	25019.97	0.7512	1.37	1.029
Csp16	6794.2	9901.08	0.6862	0.7	0.480



Aparte de estas 14 zonas, hay un total de 19 zonas ubicadas fuera del área que cubre el catálogo de Nicaragua, lo que hace un total de 37 zonas que se tomarán del trabajo de Alvarado et al. (2017). En las Fig. A8.4, A8.5 y A8.6 se presentan todas las zonas que se consideraron en cada intervalo.

Fig. A8.4. Zonas corticales tomadas del trabajo de Alvarado et al. (2017), completas y ajustadas. Las ajustadas tienen una clave que termina en “a”.

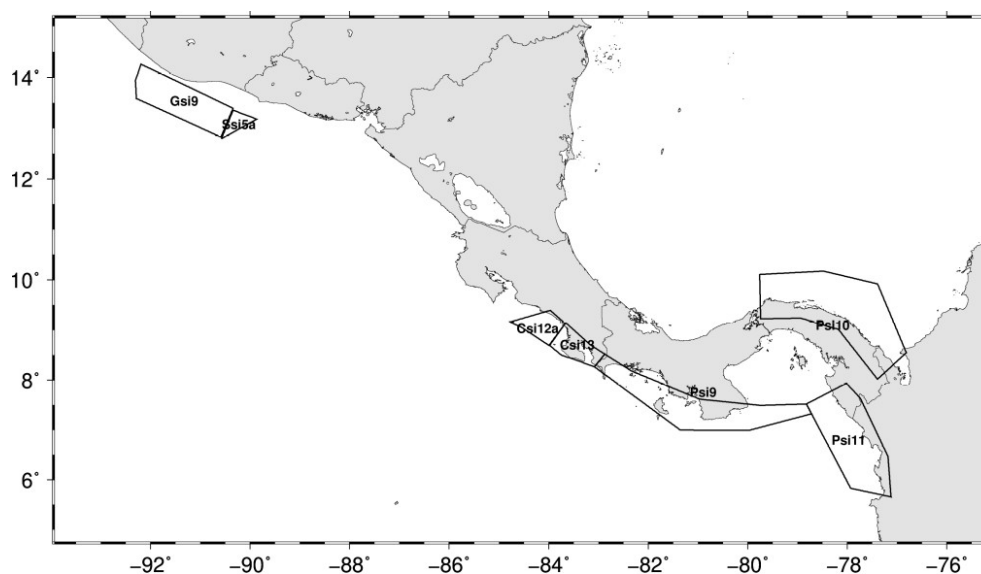


Fig. A8.5. Zonas de la interfase tomadas del trabajo de Alvarado et al. (2017), completas y ajustadas. Las ajustadas tienen una clave que termina en “a”.

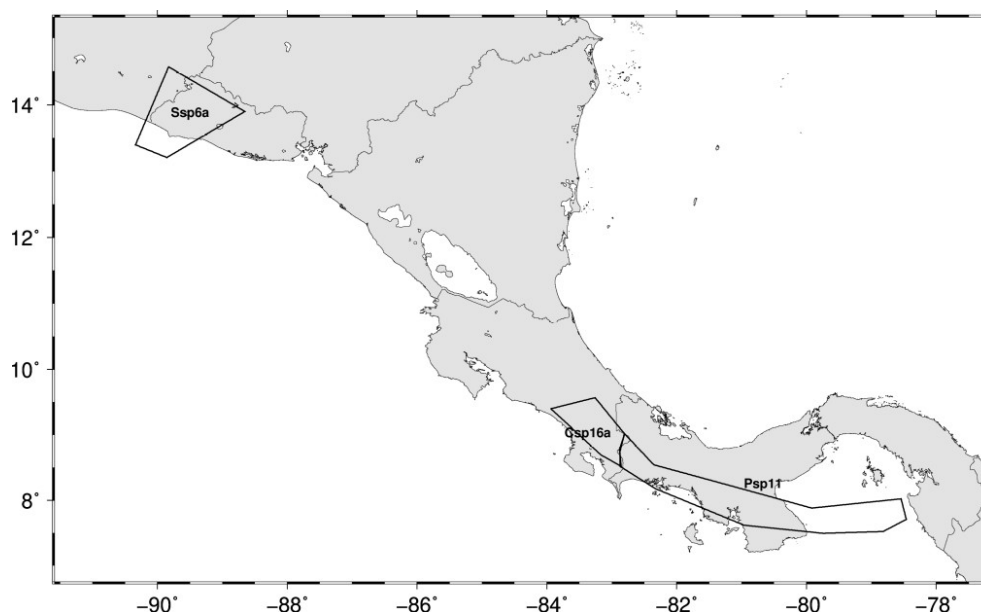


Fig. A8.6. Zonas de la interfase tomadas del trabajo de Alvarado et al. (2017), completas y ajustadas. Las ajustadas tienen una clave que termina en “a”.

Para analizar la influencia que estas zonas tienen sobre la amenaza sísmica de Managua se hizo una corrida del programa R-CRISIS donde solo se consideraron esas zonas, es decir, excluyendo la contribución de la sismicidad de la región cubierta por el catálogo. En este caso se usaron algunas de las relaciones de atenuación del trabajo RESIS-II, ya que cuando se realizaron estas pruebas aún no se había realizado el análisis presentado en el capítulo 8. En las Fig. A8.7 y A8.8 se presentan mapas para PGA con un período de retorno de 475 años

Aceleración espectral: (cm.s^{-2}), $T_{\text{ret}}: 475$, $T_{\text{uhs}}: 0.01 \text{ s}$ — media

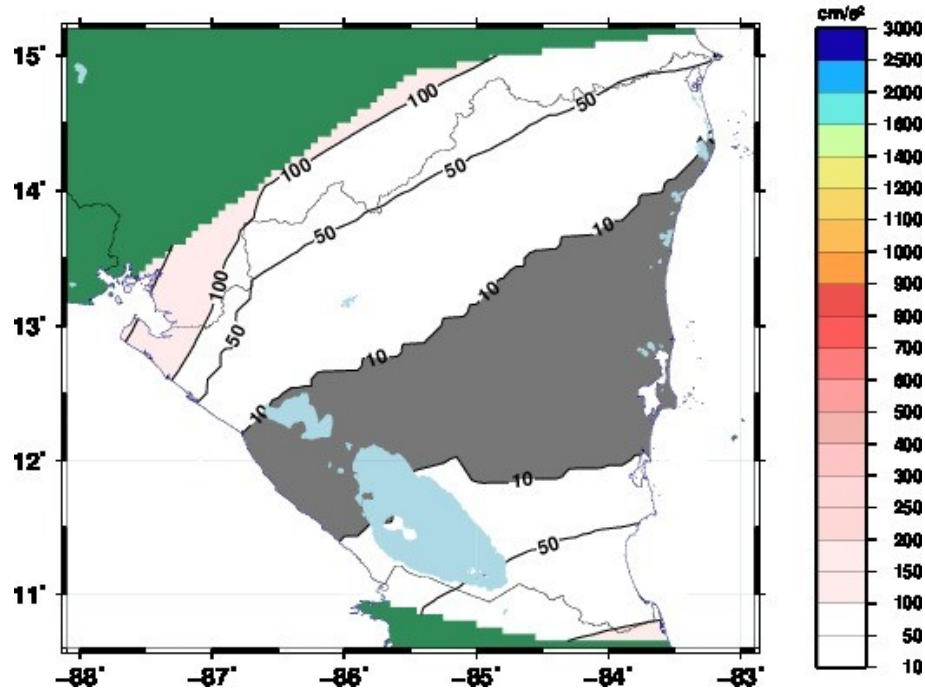


Fig. A8.7. Prueba que indica la influencia de las zonas exteriores a la región que cubre el catálogo (según Alvarado et al. (2017), para una distancia de búsqueda de 300 km.

Aceleración espectral: (cm.s^{-2}), $T_{\text{ret}}: 475$, $T_{\text{uhs}}: 0.01 \text{ s}$ — media

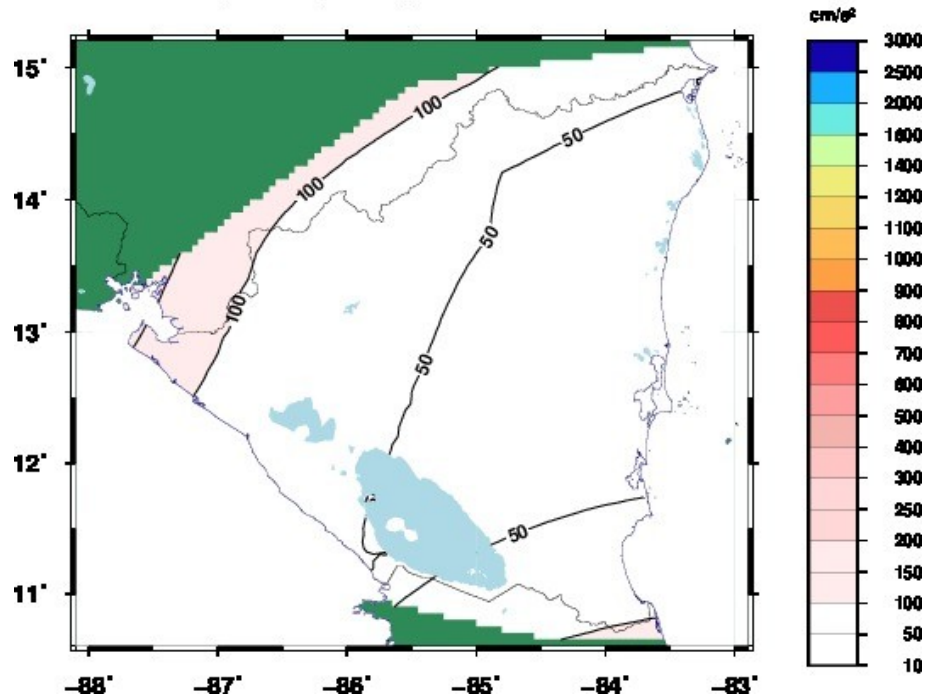


Fig. A8.8. Prueba que indica la influencia de las zonas exteriores a la región que cubre el catálogo (según Alvarado et al. (2017), para una distancia de búsqueda de 500 km.

En esas pruebas se usaron dos distancias máximas de búsqueda. Para el caso de 300 km, bastante común en los trabajos de amenaza sísmica, la influencia es sumamente baja. Si se amplía a 500 km esa distancia, aumenta algo la influencia, pero sigue sin ser determinante (Fig. A8.8). Es por ello que no se buscaron relaciones de atenuación específicas para esas zonas, sino que para el cálculo final de AS del proyecto se usaron las que se determinaron para Nicaragua (capítulo 8). En la tabla A8.2 se presentan los parámetros finales usados en las corridas de R-CRISIS para esta zonas.

Tabla A8.2. Parámetros de las zonas de Alvarado et al. (2017) usados en las corridas finales de R-CRISIS.

Nombre	λ	β	$\delta\beta$	$M_{\max}$	$\Delta M_{\max}$
G4	5.20E-01	1.865	0.300	6.800	0.250
P6	1.10E-01	0.967	0.300	7.300	0.250
P7	5.10E-01	1.405	0.300	7.300	0.250
P3	4.50E-01	0.599	0.300	6.800	0.250
P5	6.60E-01	2.026	0.300	6.500	0.250
G1	1.31E+00	1.842	0.300	7.500	0.250
G3	1.30E-01	1.796	0.300	6.800	0.250
G6	1.49E+00	1.819	0.300	7.800	0.250
G8	6.00E-01	1.474	0.300	7.000	0.250
P2	1.68E+00	1.428	0.300	7.300	0.250
G7	9.60E-01	1.059	0.300	7.700	0.250
G9	6.60E-01	1.635	0.300	7.000	0.250
H4	5.80E-01	0.322	0.300	6.300	0.250
P8	4.40E-01	1.497	0.300	8.200	0.250
P9	4.10E-01	0.345	0.300	5.300	0.250
C4	2.52E+00	1.243	0.300	7.300	0.250
P1	6.14E+00	1.105	0.300	7.300	0.250
S1a	3.20E-01	1.013	0.300	5.800	0.250
S3a	4.86E-01	1.957	0.300	6.800	0.250
G5-S5-H1a	1.05E+00	2.003	0.300	7.500	0.250
H2a	3.91E-01	1.474	0.300	6.700	0.250
H3-N11a	9.00E-03	1.220	0.300	6.200	0.250
G2-S2a	1.82E-01	1.589	0.300	7.500	0.250
C10a	2.20E-02	2.418	0.300	6.000	0.250
C3a	1.03E+00	2.533	0.300	7.300	0.250
C7a	1.35E+00	2.441	0.300	7.200	0.250
P10-C8a	1.24E+00	2.349	0.300	7.800	0.250

Gsi9	6.20E+00	1.773	0.300	7.500	0.250
Csi13	2.33E+00	2.095	0.300	7.700	0.250
Psi9	3.85E+00	1.819	0.300	7.700	0.250
Psi10	1.28E+00	1.266	0.300	7.500	0.250
Psi11	1.31E+00	1.105	0.300	7.300	0.250
Csi12a	1.51E+00	2.349	0.300	7.500	0.250
Ssi5a	1.27E+00	1.612	0.300	8.300	0.250
Psp11	6.30E-01	1.474	0.300	7.300	0.250
Ssp6a	3.76E+00	1.497	0.300	8.000	0.250
Csp16a	4.80E-01	2.090	0.300	8.000	0.250

Anexo 9. Algoritmos de procesamiento estadístico para el árbol lógico

a) Estadística normal (Ordaz, 2007)

Sean x_i las observaciones y w_i los pesos:

media pesada: $x_{med} = \sum x_i \cdot w_i$

varianza pesada: $Var = \sum [(x_i - x_{med})^2] \cdot w_i$

desviación estándar: $\sigma = Var^{1/2}$

Hay otras fórmulas para la varianza pesada, como:

$$Var' = Z_1 / (Z_1^2 - Z_2) \cdot Var, \quad \text{con } Z_1 = \sum w_i, \quad Z_2 = \sum w_i^2$$

en el caso que estamos tratando $Z_1=1$ y tendríamos $Var' = 1 / (1 - \sum w_i^2) \cdot Var$, lo que elevaría bastante la varianza.

Se decidió usar la primera, que es recomendada por Ordaz.

b) Estadística muestral (Alvarez et al., 2015)

Lo primero que se hace es ordenar la muestra, por lo que se tiene un conjunto de valores de AS ordenados de menor a mayor: $\{AS_1 \leq AS_2 \leq \dots \leq AS_N\}$. Cada una de esas ramas tiene un peso dado en el problema: $peso_i = peso(ramaAS_i)$

Se calcula entonces la probabilidad asociada a cada uno de los puntos de la muestra:

$$prob_1 = peso_1 \quad i=1$$

$$prob_i = prob_{i-1} + peso_i \quad i=2, N$$

Sean $vper_j, j=1, m$ los valores de los percentiles buscados y $ASper_j$ los valores de AS correspondientes a esos percentiles. El cálculo se hace como:

$$ASper_j = AS_i \quad \text{si } vper_j = prob_i \text{ (orden } 1e-10)$$

$$ASper_j = vper_j \cdot AS_i / prob_i \quad \text{si } vper_j < prob_i$$

$$ASper_j = AS_i + (vper_j - prob_i) \cdot (AS_{i+1} - AS_i) / (prob_{i+1} - prob_i) \quad \text{si } vper_j > prob_i \text{ y } vper_j < prob_{i+1}$$

Preparado a partir de algunas referencias de la Wikipedia (no había nada aceptable de muestras “pesadas”) comparando con lo que daba en las salidas “pct” de las corridas de árbol en CRISIS'2015. Las diferencias son muy pequeñas, y pueden ser achacadas a problemas de precisión y de complejidad de algoritmos de interpolación.

c) Error epistémico

Cuando se tiene un conjunto de realizaciones del mismo fenómeno basadas en diferentes concepciones de como explicar el fenómeno y se procesan estadísticamente, se obtiene un valor central y un nivel de error, que se denomina epistémico. En el caso de estadística normal el error epistémico se considera igual a la dispersión estándar σ , y en el caso de estadística muestral es equivalente a considerar el percentil 84 de la distribución muestral.

Anexo 10. Mapas adicionales de amenaza sísmica para Nicaragua

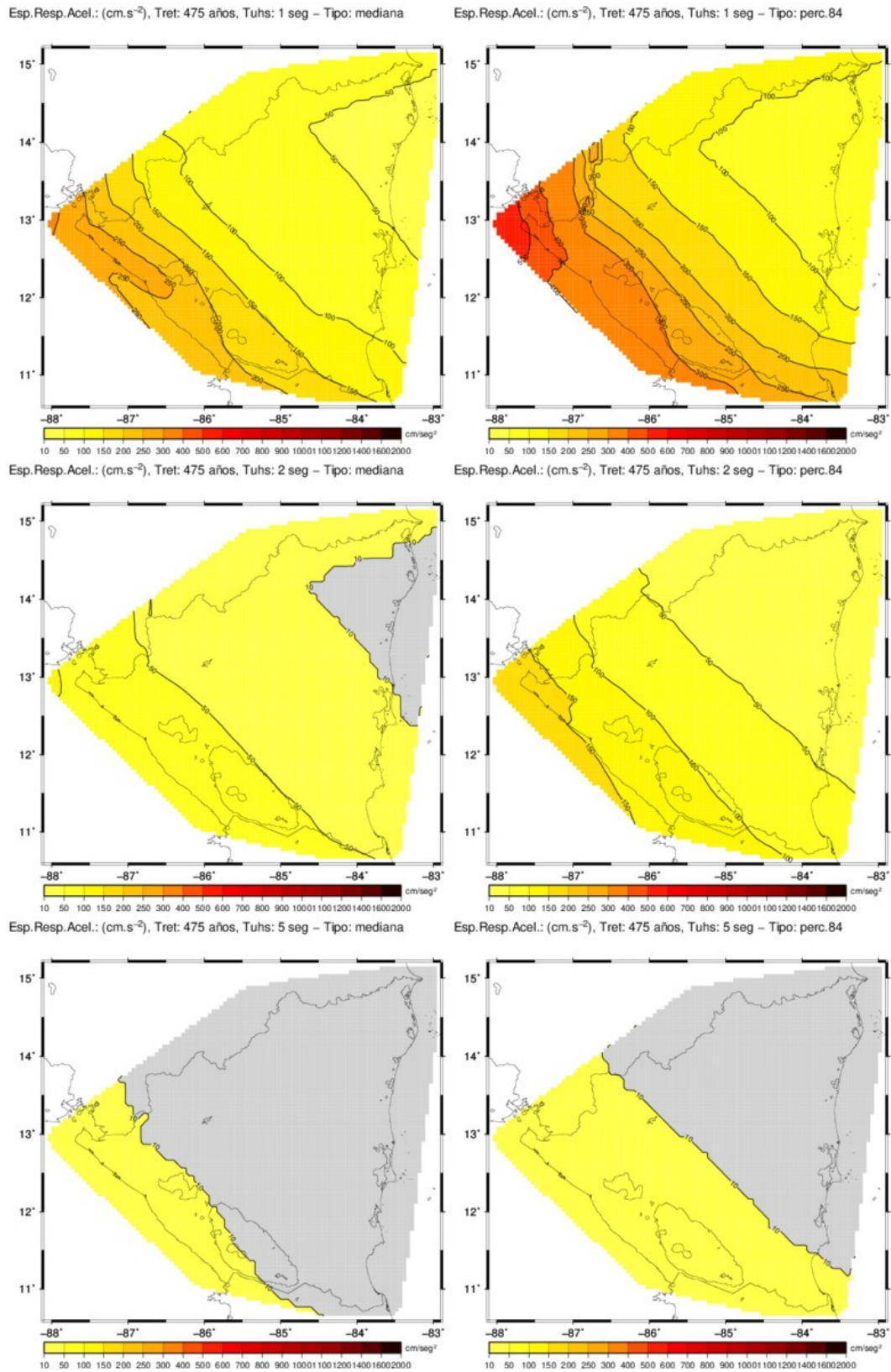
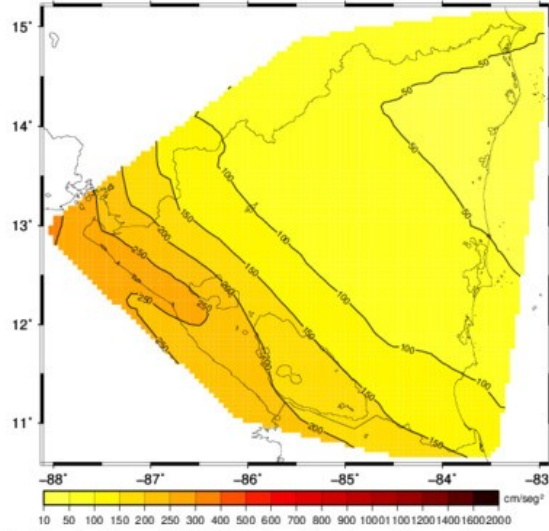
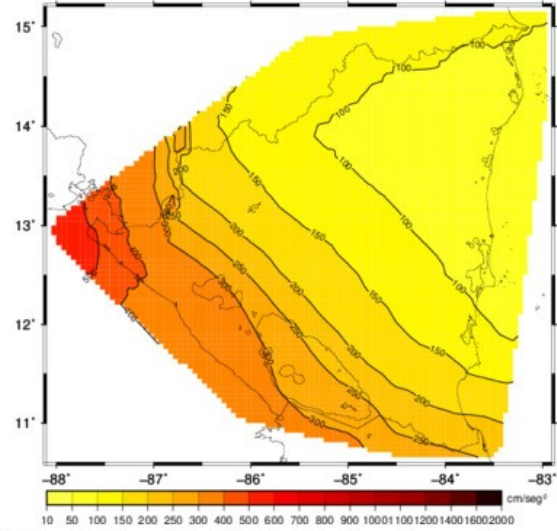


Fig. A10.1. AS por estadística muestral (mediana, perc. 84) para $T_{UHS} = (0.1, 0.2, 0.5)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

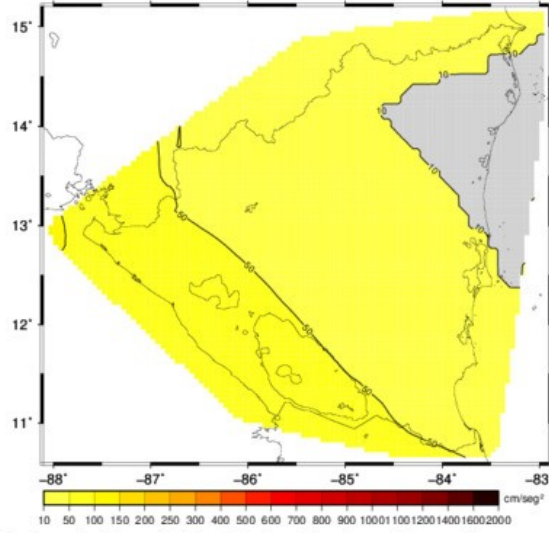
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 1 seg – Tipo: mediana



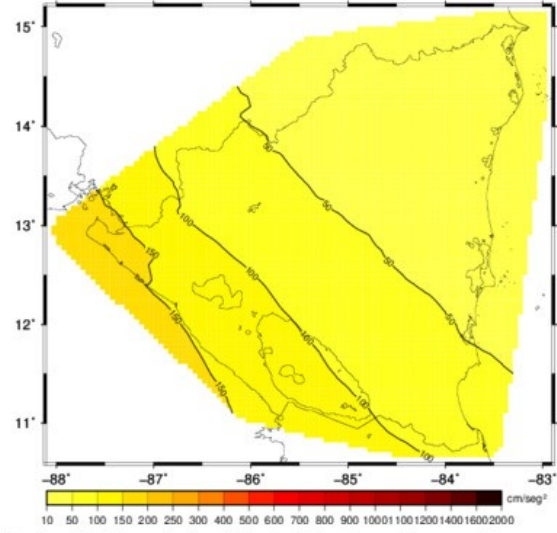
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 1 seg – Tipo: perc.84



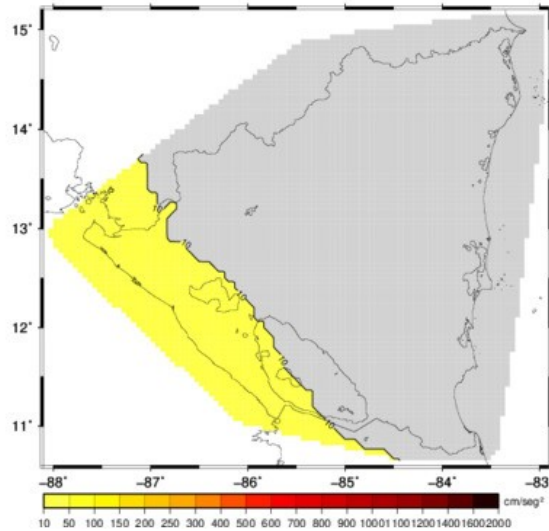
Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 2 seg – Tipo: mediana



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 2 seg – Tipo: perc.84



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 5 seg – Tipo: mediana



Esp.Resp.Acel.: (cm.s⁻²), Tret: 475 años, Tuhs: 5 seg – Tipo: perc.84

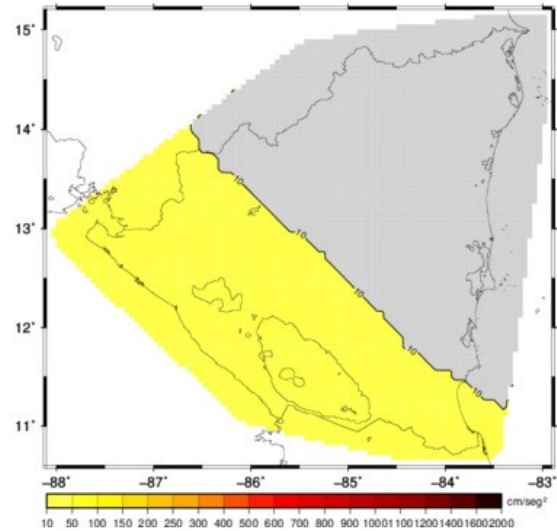
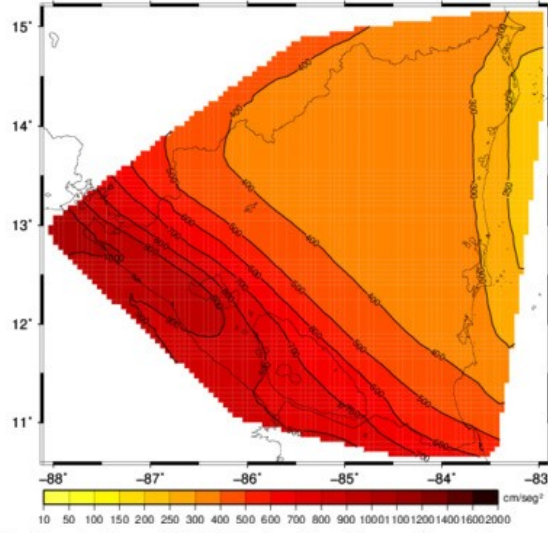
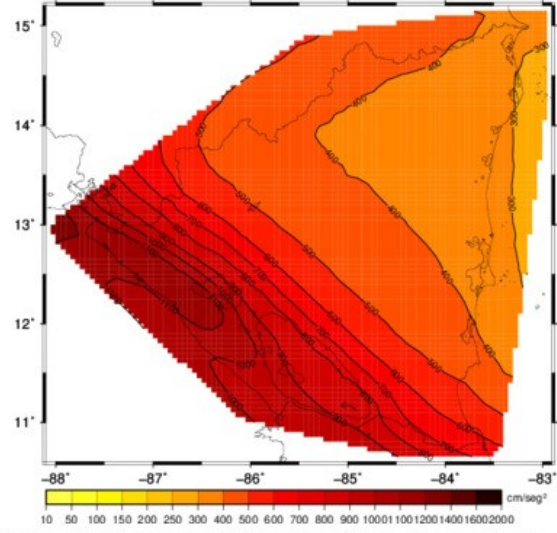


Fig. A10.2. AS por estadística muestral (mediana, perc. 84) para $T_{UHS} = (1, 2, 5)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

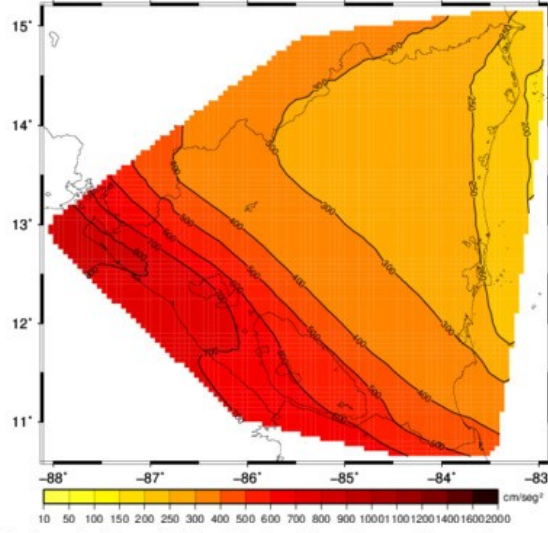
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.1 seg – Tipo: media



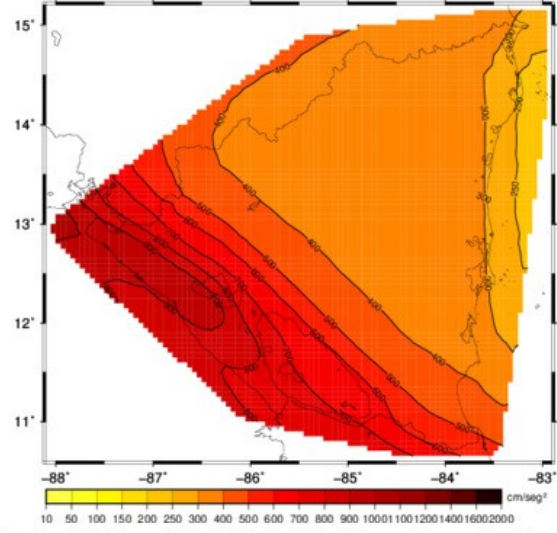
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.1 seg – Tipo: media+SDe



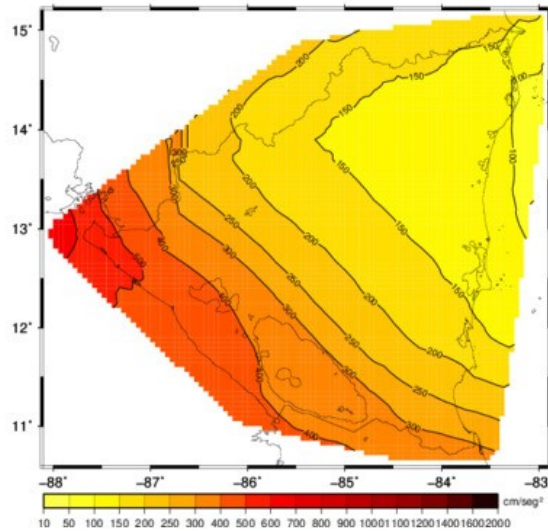
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.2 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.2 seg – Tipo: media+SDe



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.5 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 0.5 seg – Tipo: media+SDe

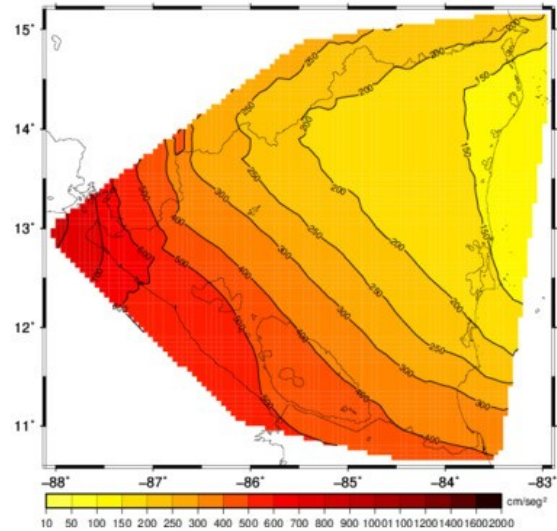
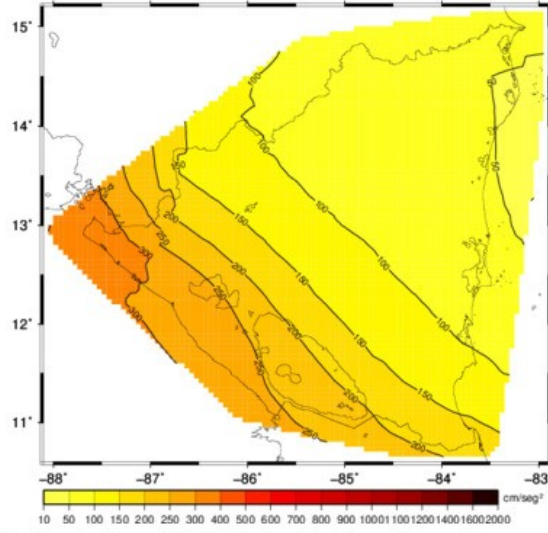
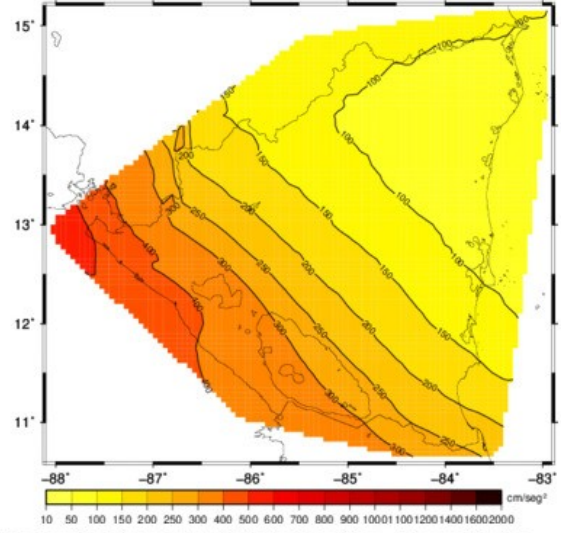


Fig. A10.3. AS por estadística normal ($\mu, \mu+\sigma_e$) para $T_{UHS} = (0.1, 0.2, 0.5)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

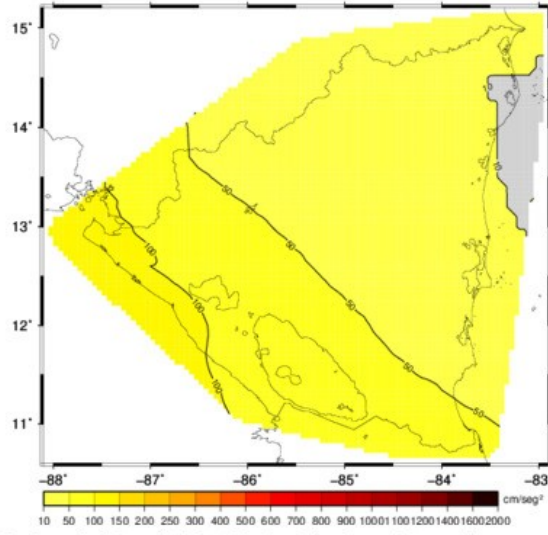
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 1 seg – Tipo: media



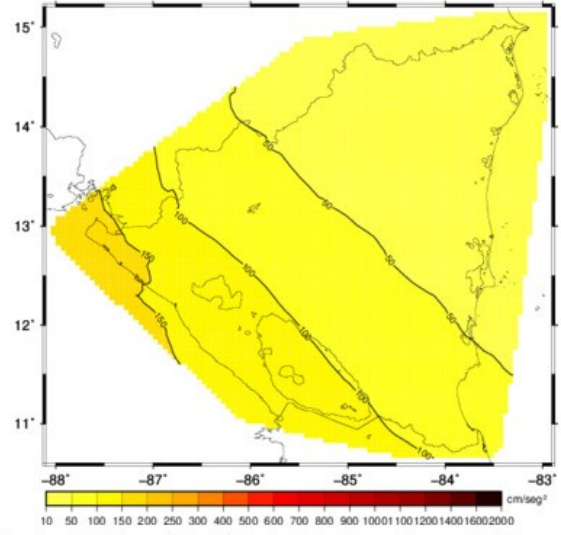
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 1 seg – Tipo: media+SDe



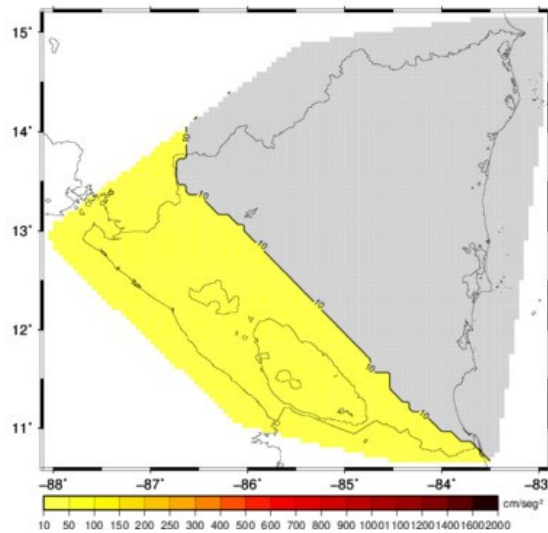
Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 2 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 2 seg – Tipo: media+SDe



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 5 seg – Tipo: media



Esp.Resp.Acel.: (cm.s^{-2}), Tret: 475 años, Tuhs: 5 seg – Tipo: media+SDe

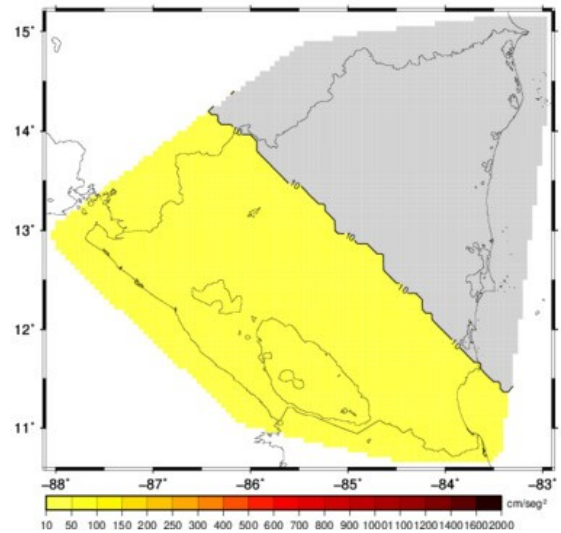
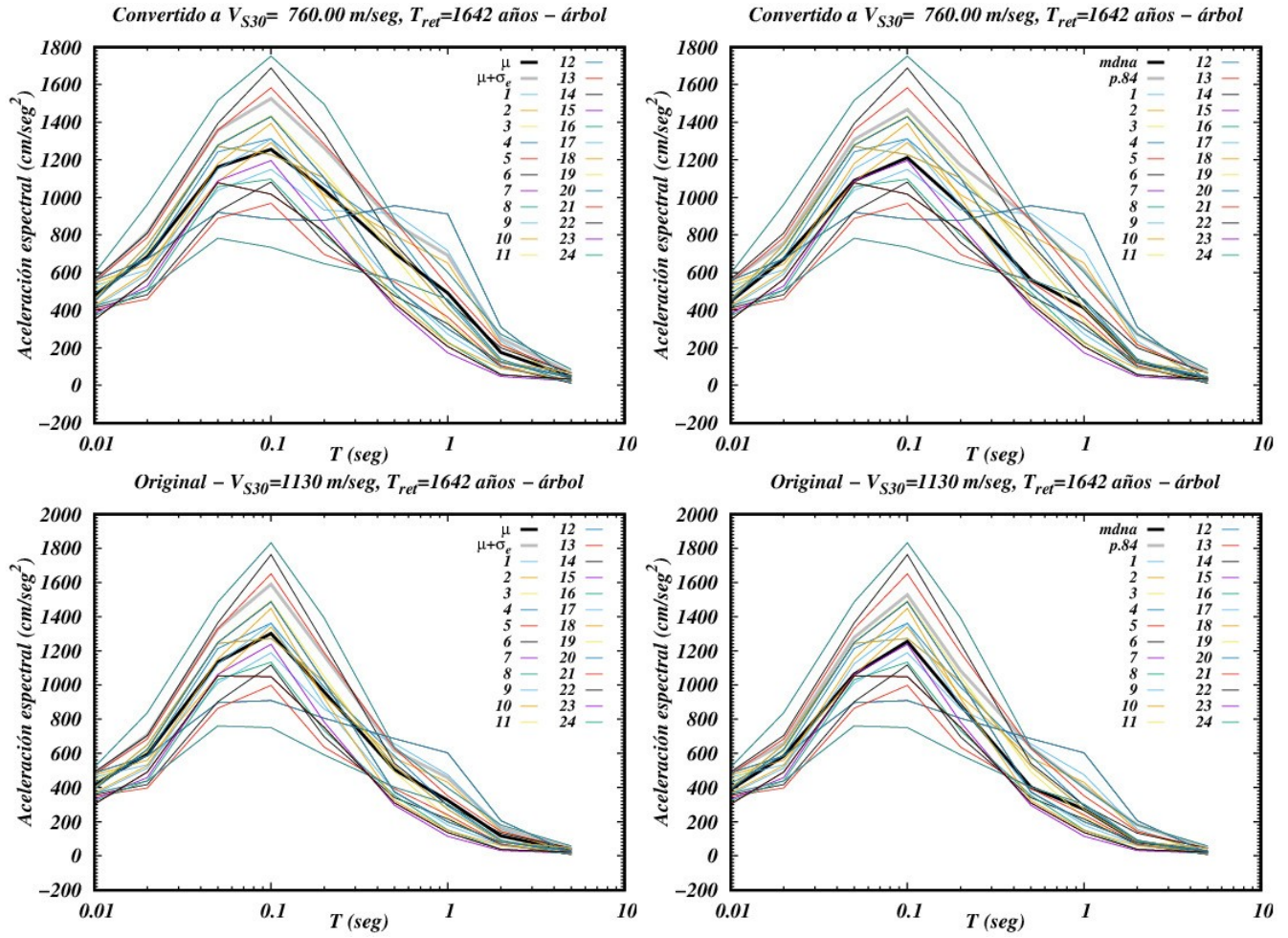


Fig. A10.4. AS por estadística normal ($\mu, \mu+\sigma_e$) para $T_{UHS} = (1, 2, 5)$ seg y $T_{ret} = 475$ años.

Anexo 11. Materiales del capítulo 11



Anexo 12. Tablas de ERA(grupo, período UHS) para diferentes T_{ret}

Tabla 12.1. $T_{ret} = 224$ años (sismo de servicio)

T_{UHS} \ grupo	1	2	3	4
0.01	0.121	0.090	0.268	0.181
0.02	0.142	0.111	0.334	0.214
0.05	0.244	0.189	0.611	0.385
0.10	0.331	0.249	0.782	0.514
0.20	0.275	0.216	0.643	0.420
0.50	0.180	0.114	0.422	0.280
1.00	0.090	0.053	0.249	0.155
2.00	0.034	0.017	0.095	0.061
5.00	0.008	0.008	0.024	0.012

Tabla 12.2. $T_{ret} = 475$ años (sismo de diseño)

T_{UHS} \ grupo	1	2	3	4
0.01	0.167	0.129	0.363	0.247
0.02	0.205	0.167	0.457	0.299
0.05	0.355	0.289	0.838	0.536
0.10	0.468	0.367	1.055	0.702
0.20	0.393	0.313	0.863	0.575
0.50	0.262	0.171	0.595	0.399
1.00	0.138	0.085	0.368	0.231
2.00	0.053	0.030	0.144	0.093
5.00	0.009	0.008	0.037	0.023

Tabla 12.3. $T_{ret} = 975$ años (sismo extremo I)

T_{UHS} \ grupo	1	2	3	4
0.01	0.226	0.180	0.478	0.328
0.02	0.286	0.240	0.613	0.405
0.05	0.503	0.419	1.123	0.731
0.10	0.644	0.521	1.392	0.935
0.20	0.539	0.438	1.135	0.766
0.50	0.368	0.247	0.816	0.553
1.00	0.203	0.130	0.524	0.332
2.00	0.079	0.046	0.209	0.136
5.00	0.016	0.008	0.053	0.033

Tabla 12.4. $T_{ret} = 2475$ años (sismo extremo II)

T_{UHS} \ grupo	1	2	3	4
0.01	0.328	0.267	0.674	0.469
0.02	0.433	0.375	0.877	0.593
0.05	0.773	0.656	1.860	1.074
0.10	0.956	0.804	2.504	1.345
0.20	0.791	0.658	1.598	1.098
0.50	0.556	0.384	1.201	0.827
1.00	0.326	0.219	0.810	0.520
2.00	0.129	0.080	0.331	0.216
5.00	0.028	0.018	0.083	0.052

Anexo 13. Ajuste de las 2 primeras ramas del espectro de diseño para otros T_{ret}

Tabla 13.1. Parámetros que definen las dos primeras ramas del espectro para el caso $T_{ret}=224$ años. Se presentan separadas por grupos, así como los valores medios de las columnas T_b , T_c y β .

Grupo (zona)	a_0	T_b	T_c	β
1	0.121	0.05	0.30	2.23
2	0.090	0.05	0.28	2.30
3	0.268	0.05	0.24	2.47
4	0.181	0.05	0.28	2.34
Valor medio	-	0.05	0.275	2.335

Tabla 13.2. Parámetros que definen las dos primeras ramas del espectro para el caso $T_{ret}=975$ años. Se presentan separadas por grupos, así como los valores medios de las columnas T_b , T_c y β .

Grupo (zona)	a_0	T_b	T_c	β
1	0.226	0.05	0.26	2.41
2	0.180	0.05	0.23	2.50
3	0.478	0.05	0.21	2.52
4	0.328	0.05	0.25	2.41
Valor medio	-	0.05	0.237	2.46

Tabla 13.3. Parámetros que definen las dos primeras ramas del espectro para el caso $T_{ret}=2475$ años. Se presentan separadas por grupos, así como los valores medios de las columnas T_b , T_c y β .

Grupo (zona)	a_0	T_b	T_c	β
1	0.328	0.05	0.22	2.524
2	0.267	0.05	0.20	2.623
3	0.674	0.05	0.17	3.046
4	0.469	0.05	0.23	2.463
Valor medio	-	0.05	0.205	2.664

Anexo 14. Espectro de diseño propuesto

De acuerdo a lo discutido en el capítulo 13, la fórmula del espectro reducido se obtienen dividiendo entre A_0 la fórmula 13.2:

$$\begin{aligned}
 A(T) &= \left[1 + \frac{T}{T_b} (\beta - 1) \right] & 0 \leq T \leq T_b \\
 A(T) &= \beta & T_b \leq T \leq T_c \\
 A(T) &= \beta \left(\frac{T_c}{T} \right)^p & T_c \leq T \leq T_d \\
 A(T) &= \beta \left(\frac{T_c}{T_d} \right)^p \left(\frac{T_d}{T} \right)^q & T_d \leq T
 \end{aligned} \tag{A14.1}$$

Los parámetros que se usan son los correspondientes al período de retorno 475 años (tabla 13.2)

$$T_b = 0.05 \text{ seg}$$

$$T_c = 0.30 \text{ seg}$$

$$\beta = 2.403$$

$$T_d \rightarrow T_L = 2.0 \text{ seg}$$

$$p = 0.8$$

$$q = 2$$

El espectro construido con esos parámetros se muestra en la Fig. A14.1.

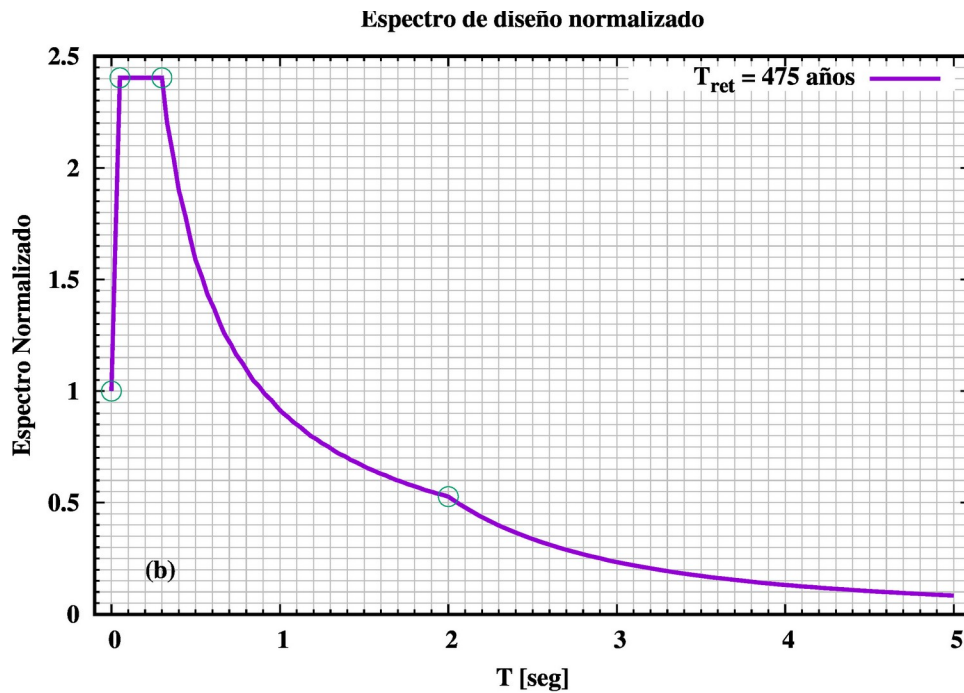


Fig. A14.1. Espectro de respuesta normalizado para el período de retorno de 475 años. Se indican con círculos verdes los puntos que delimitan las distintas secciones del espectro (fórmula A14.1)

El espectro de diseño final para cada punto se construye por el espectro reducido multiplicado por el valor de a_0 : $\{ED(T) = a_0 \cdot A(T)\}$, donde a_0 se determina del mapa de aceleraciones pico $\{T_{UHS} = 0.01 \text{ seg}\}$ presentado en la figura A14.2.

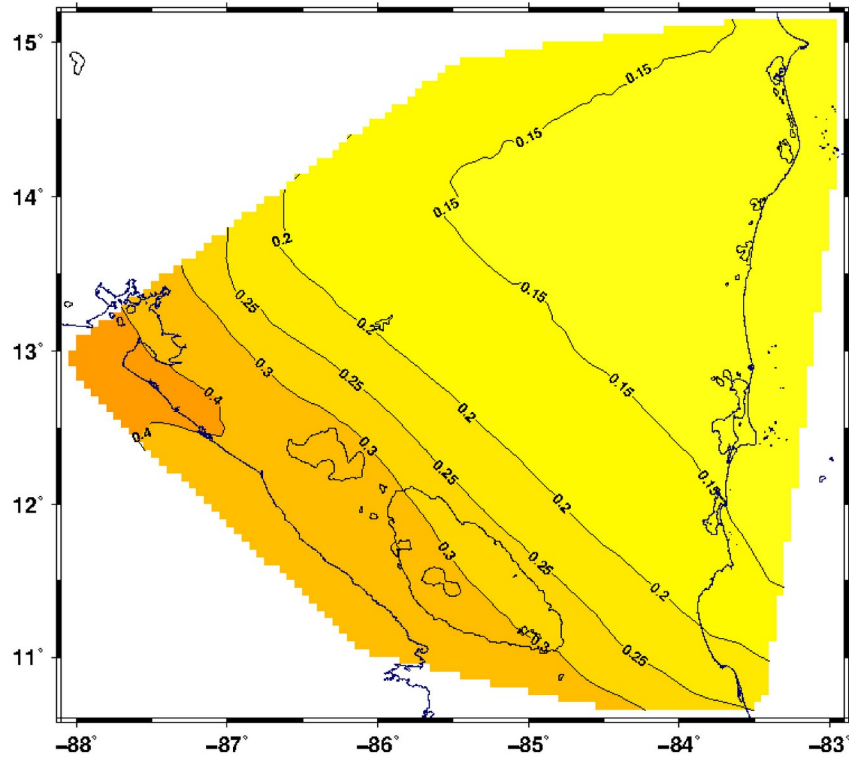


Fig. A14.2. Mapa del valor de a_0 [g] a usar en la formación del espectro de diseño. Corresponde a la estimación de amenaza sísmica para el percentil 84 para $T_{ret}=475$ años, y un valor de $V_{S30} = 760 \text{ m/seg}$.

La variación de los espectros con el período de retorno estudiada en el capítulo 13 indica que al aumentar T_{ret} aumenta el valor de β y disminuye el ancho de la meseta. Aunque con pocos datos se estudiaron las dependencias entre ellos (Fig. 13.13). La relación ajustada por mínimos cuadrados de $\beta=f(T_{ret})$ es la siguiente

$$\beta = 2.3202 + 0.0001 \cdot T_{ret} \quad (A14.2)$$

y la correspondiente a $T_c=f(T_{ret})$ es:

$$T_c = 0.4383 - 0.0680 \cdot \lg(T_{ret}) \quad (A14.3)$$

Téngase presente que estas son líneas de ajuste por el método de mínimos cuadrados, no fórmulas analíticas. Si se evalúan para $T_{ret}=475$ años se obtendrán valores ligeramente diferentes de los usados en el espectro de la figura A14.1.

La variación de a_0 respecto a T_{ret} es algo más complicada y en el capítulo 13 se muestran los ajustes realizados para los 4 grupos de espectros, que no son tan parecidos entre sí. Se hizo un estudio de esta dependencia usando la población completa de los 1664 puntos con estimados de AS. Se buscó una relación entre $a_0(T_{ret})/a_0(T_{ret}=475 \text{ años})$ y T_{ret} . Los resultados aparecen en la Fig. A14.3. El ajuste lineal no es confiable para los valores grandes de T_{ret} , que presentan mucha dispersión. El ajuste cúbico es mejor en general para todos los valores, aunque no elimina la dispersión grande de los valores para $T_{ret}=2475$ años. Las relaciones de $a_0(T_{ret})$ obtenidas son:

$$a_0(T_{ret}) = a_0(475) \cdot (-2.1192 + 1.1826 \cdot \lg[T_{ret}])$$

$$a_0(T_{ret}) = a_0(475) \cdot (0.0933 + 0.0475 \cdot (\lg[T_{ret}])^3)$$
(A 14.4)

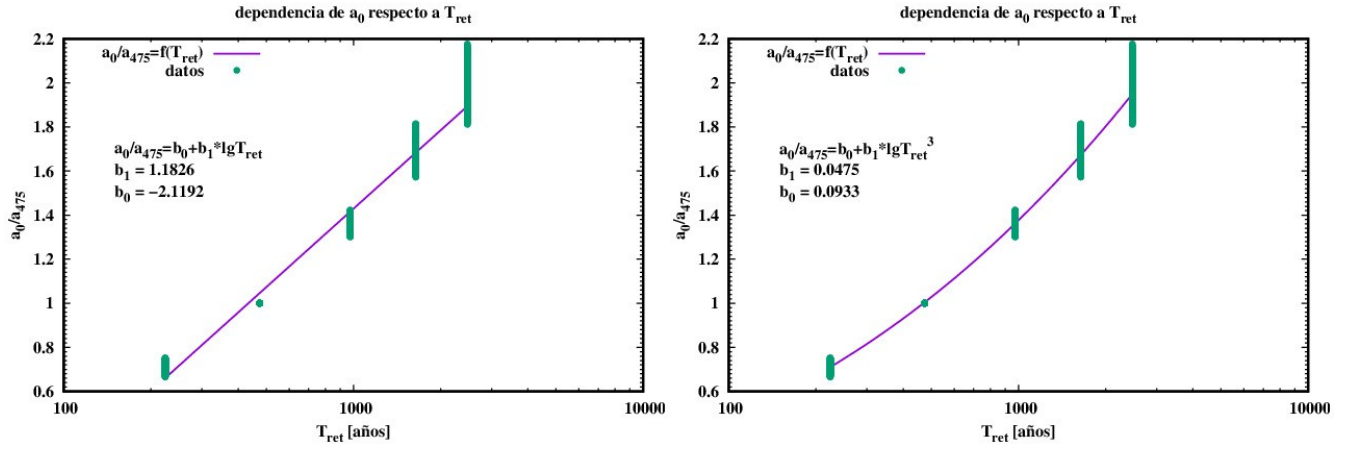


Fig. A14.3. Ajuste de la dependencia $a_0(T_{ret})/a_0(T_{ret}=475 \text{ años})$ vs. $\lg(T_{ret})$. Se prueban ajustes lineal y cúbico.

En conclusión, el espectro de diseño de la norma estaría constituido por la fórmula A14.1 y el mapa A14.2. Las posibles extrapolaciones a otros períodos de retorno deben hacerse sobre la base de las dependencias hallada para β , T_c y a_0 (relaciones A14.2-A14.4).