

UNIVERSIDAD DE COSTA RICA
FACULTAD DE CIENCIAS
ESCUELA CENTROAMERICANA DE GEOLOGÍA

**EL PARÁMETRO SÍSMICO b DE LA RELACIÓN GUTENBERG-RICHTER
EN COSTA RICA**

Tesis para optar por el grado académico de Licenciado en Geología

Mario Andrés Arroyo Solórzano

2019

Ciudad Universitaria Rodrigo Facio

TRIBUNAL EXAMINADOR



Dr. Lepolt Linkimer Abarca
Director



Ing. Álvaro Climent Martín
Lector



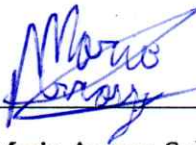
Dra. Natalia Zamora Sauma
Lectora



Dr. Diego Hidalgo Leiva
Miembro del Tribunal



Dr. Javier Trejos Zelaya
Decano de la Facultad de Ciencias
Presidente del Tribunal



Bach. Mario Arroyo Solórzano
Candidato

RESUMEN

Costa Rica posee alta sismicidad por su ubicación en una zona de subducción y cerca del punto triple de las placas Coco, Caribe y Nazca. Esta situación, junto con la existencia de redes sismológicas por más de cuatro décadas y los registros históricos, permiten el estudio adecuado de la relación Gutenberg-Richter. Esta tesis aborda esa temática a partir de la construcción de un catálogo sísmico robusto para Costa Rica. Aparte del catálogo, otros aportes importantes de esta investigación son el cálculo y análisis de la relación Gutenberg-Richter y el valor b para todo el catálogo y por fuentes sísmicas, así como la determinación de la magnitud de completitud (MC), magnitudes máximas esperadas (M_{max}), recurrencias y probabilidades de ocurrencias.

Con base en datos sísmicos históricos e instrumentales entre 1522 y julio de 2018, se confeccionó un catálogo con 79.877 sismos homogenizado a magnitud momento (M_w). Del análisis de completitud se determinó que MC es 3,5 en los últimos 25 años. El catálogo se estudió de tres maneras: usando el catálogo completo y empleando dos métodos de filtrado de sismos dependientes: ventanas espaciotemporales y agrupaciones de eventos. Se observó que estos métodos de filtrado no afectaron significativamente los valores b . Además, b para todo el catálogo, fue obtenido por dos métodos basados en la máxima verosimilitud, variando entre 0,94 y 0,99. Estos valores son un poco mayores que los obtenidos en otras zonas de subducción.

En fuentes corticales del centro del país, b es alto (1,01-1,31), correspondiendo con cordilleras volcánicas y mejor capacidad de detección de sismos pequeños poco profundos. En las zonas interplaca e intraplaca es en general más bajo (0,69-1,11). Los resultados en las fuentes de subducción sugieren que las condiciones de estrés son relativamente similares a lo largo de la trinchera. Por su parte, a nivel cortical, b es más alto, lo que podría implicar un estrés menor y una mayor heterogeneidad geológica, en comparación con la zona de subducción.

El valor obtenido de M_{max} con base en todo el catálogo fue de M_w 8,2. Las M_{max} inferidas más altas por fuente sísmica fueron de M_w 8,0 para el Cinturón Deformado del Norte de Panamá (P10-C8) y en la Península de Nicoya (Csi11). Aunque históricamente no han ocurrido terremotos con estas características algunos estudios sugieren un potencial de este tamaño para la región.

Las fuentes corticales con comportamiento de sismo característico son: Arco Volcánico de Guanacaste (C5), trasarco Norte de Costa Rica (C9), Península de Burica (C4) y Cinturón Deformado del Norte de Panamá (P10-C8), que han presentado, respectivamente, sismos de 6,5, 7,3, 6,7 y 7,7 Mw. En el caso de las fuentes de subducción, posible comportamiento de sismo característico: interplaca Nicoya (Csi11), con sismos de hasta 7,8 Mw (1950) e intraplaca Panamá (Psp11), la cual ha presentado sismos de hasta 7,0 Mw. Según el análisis de recurrencia y de probabilidad de ocurrencia, los sismos de magnitudes más altas son más recurrentes en las fuentes interplaca.

Mediante el estudio del valor b esta tesis aporta el producto más valioso de una red sísmica: un catálogo sísmico actualizado y depurado, lo cual es necesario para el entendimiento de la productividad sísmica de las fuentes y es la base de los estudios de amenaza sísmica. Además, sirve como insumo dentro de la gestión del riesgo, para preparar mecanismos de respuesta y estimar efectos de los sismos en cada fuente sísmica.

Palabras clave: sismicidad en Costa Rica, parámetros sísmicos, relación Gutenberg-Richter, magnitud de completitud, amenaza sísmica, recurrencia y potencial sísmico.

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por haberme permitido iniciar y concluir esta investigación. A mi familia, en especial a mis padres, por su apoyo incondicional, motivación y confianza a lo largo de todo este proceso. Gracias por apoyarme en el reto de llevar dos carreras paralelas y las herramientas que me han facilitado para eso. Este logro es por y para ustedes.

Agradecer especialmente al Dr. Lepolt Linkimer, por ser mi tutor, por su guía y apoyo en todo el proceso, lo cual me motivó a mejorar día tras día y poder presentar aquí el resultado de todo el trabajo realizado. Quedo muy agradecido con su apoyo y los detalles con los que me ayudó a depurar el trabajo y su contenido.

A la Red Sismológica Nacional (RSN) y todo su personal, por facilitarme los datos sísmicos requeridos en la investigación y ser uno de mis sitios de trabajo y crecimiento profesional más importantes en toda mi etapa universitaria.

A mis lectores Ing. Álvaro Climent por su orientación en los temas de amenaza sísmica, su disponibilidad, explicaciones y guía cercana a lo largo del proceso y a la Dra. Natalia Zamora por su disposición a pesar de la distancia y su orientación en el proceso y con material bibliográfico. Ambos me brindaron sugerencias muy valiosas que fortalecieron y enriquecieron mi investigación. También al Dr. Diego Hidalgo por su disposición a participar como miembro del Tribunal examinador y sus observaciones al documento.

Al Lic. Wilfredo Rojas, el Dr. Guillermo Alvarado, la Dra. Ivonne Arroyo y al Lic. Juan Porras por facilitarme parte de los datos requeridos, sus consejos y apoyo en el proceso. También al MSc. Daniel Flores del PRIAS del Centro Nacional de Alta Tecnología (CeNAT) por su apoyo en la parte computacional.

Al Instituto Nacional de Estudios Territoriales de Nicaragua (INETER) y a la Universidad de Panamá (UPA), en especial al Dr. Wilfried Strauch y al MSc. Nestor Luque, por facilitarme parte de los catálogos sísmicos de sus redes, lo cual permitió la realización más precisa y completa de este trabajo.

A mi novia, mis amigos y colegas más cercanos, por darme su apoyo incondicional día a día y por estar a mi lado pendientes de la investigación y su progreso. En general a todas aquellas personas que han sido en mayor o menor tiempo y medida, acompañantes y soportes en mis estudios y que me han apoyado a lo largo de este proceso.

Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	9
1.1 Justificación y relevancia	11
1.2 Objetivos	12
1.2.1 Objetivo general.....	12
1.2.2 Objetivos específicos	12
1.3 Contexto tectónico y zonificación sísmica.....	13
1.3.1. Fuentes sísmicas corticales.....	20
1.3.2. Fuentes sísmicas interplaca	22
1.3.3. Fuentes sísmicas intraplaca	23
2. MARCO TEÓRICO	25
2.1 Relación Gutenberg-Richter y cálculo del valor b	25
2.2. El catálogo sísmico y su procesamiento	29
2.2.1. <i>Filtrado de eventos dependientes</i>	30
2.2.2. <i>Compleitud</i>	32
2.3. Delimitación de fuentes sísmicas.....	33
2.4. Modelos de recurrencia de sismos	35
2.5 Potencial Sísmico.....	37
2.6. Amenaza sísmica	37
3. ANTECEDENTES	40
3.1. Estimaciones del valor b y amenaza sísmica en Costa Rica y Centroamérica.....	40
3.2. Estudios del valor b en otras regiones	42
4. METODOLOGÍA.....	45
4.1. Preparación del catálogo sísmico.....	45
4.1.1. <i>Definición del área y la ventana de tiempo del catálogo</i>	47
4.1.2. <i>Homogenización de la magnitud del catálogo</i>	48
4.1.3. <i>Procesamiento del catálogo sísmico: métodos y herramientas</i>	49
4.2. Delimitación del modelo de fuentes sísmicas	54
4.2.1. <i>Preparación de sub-catálogos de acuerdo con el marco tectónico de Costa Rica</i>	55
4.2.2. <i>Asignación de la magnitud máxima para cada una de las fuentes sísmicas</i>	56
4.3. Relación Gutenberg-Richter y cálculo del valor b	57
4.3.1. <i>Cálculo de los parámetros sísmicos de la ley Gutenberg-Richter</i>	57
4.3.2. <i>Comparación con estudios previos y análisis del contexto geotectónico</i>	58
4.4. Modelos de recurrencia de sismos y amenaza sísmica.....	58
4.4.1. <i>Análisis de las curvas Gutenberg-Richter</i>	59
4.4.2. <i>Implicaciones en la recurrencia y potencial sísmico de los parámetros</i>	59
5. RESULTADOS	60

5.1.	Catálogo sísmico	60
5.1.1.	<i>Recopilación de registros sísmicos</i>	60
5.1.2.	<i>Homogenización de magnitudes y generalidades del catálogo</i>	63
5.1.3.	<i>Filtrado de eventos (declustering) del catálogo</i>	69
5.1.4.	<i>Análisis de completitud</i>	70
5.2.	Relación de Gutenberg-Richter, valor b y máximas magnitudes por fuente sísmica	73
5.2.1.	<i>Parámetros sísmicos para todo el catálogo</i>	73
5.2.2.	<i>Cálculo del valor b y máximas magnitudes por fuente sísmica</i>	77
5.2.3.	<i>Comparación con estudios previos y análisis del contexto geotectónico</i>	85
5.3.	Modelo de recurrencia de sismos e implicaciones en la amenaza sísmica	96
5.3.1.	<i>Análisis de las curvas Gutenberg-Richter</i>	96
5.3.2.	<i>Implicaciones en la recurrencia y potencial sísmico</i>	104
6.	CONCLUSIONES	109
7.	RECOMENDACIONES	113
8.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	115
9.	ANEXOS	122
	Anexo 1. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas corticales en el sector nor-noroeste de Costa Rica.	123
	Anexo 2. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas corticales en el sector centro-sureste de Costa Rica.	124
	Anexo 3. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas interplaca.	125
	Anexo 4. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas intraplaca.	126

Índice de cuadros

Cuadro 1.	Fuentes sísmicas a utilizar para la segregación del catálogo en subcatálogos.	19
Cuadro 2.	Recuento de valores b para distintas zonas de subducción a nivel mundial.	44
Cuadro 3.	Parámetros utilizados para método Reasenberg (1985).	52
Cuadro 4.	Intervalos temporales para evaluación de completitud del catálogo.	53
Cuadro 5.	Conformación del catálogo sísmico utilizado.	60
Cuadro 6.	Tipos de magnitudes antes del proceso de homogenización del catálogo sísmico.	63
Cuadro 7.	Cantidad de eventos resultantes con cada método de filtrado de sismos dependientes. ...	69
Cuadro 8.	Completitud del catálogo para diferentes rangos de Mw e intervalos de tiempo.	72
Cuadro 9.	Parámetros sísmicos para todo el catálogo con sus respectivas incertidumbres.	74
Cuadro 10.	Máximas magnitudes inferidas con base en el catálogo sísmico.	77
Cuadro 11.	Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo cortical o superficial.	80
Cuadro 12.	Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo interplaca.	81
Cuadro 13.	Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo intraplaca.	83
Cuadro 14.	Máximas magnitudes (Mmax) por fuente sísmica.	84
Cuadro 15.	Valor b en estudios previos para la zonificación sísmica seleccionada.	86
Cuadro 16.	Magnitudes de corte (Mc) por fuentes sísmicas.	101
Cuadro 17.	Parámetros sísmicos obtenidos por zonas tectónicas.	104

Índice de figuras

Figura 1. Evolución de la configuración de la red de estaciones sismológicas RSN en el tiempo.	10
Figura 2. Contexto tectónico de Costa Rica y estaciones de la Red Sismológica Nacional.	14
Figura 3. Zonificación sísmica cortical utilizada.	16
Figura 4. Zonificación sísmica interplaca utilizada.	17
Figura 5. Zonificación sísmica intraplaca utilizada.	18
Figura 6. Resumen esquemático de la metodología.	46
Figura 7. Delimitación del área de estudio.	47
Figura 8. Información básica necesaria para importar un catálogo sísmico en Openquake.	50
Figura 9. A) Efectos de metodos de filtrado de eventos dependientes.	51
Figura 10. Archivo “.xml” que muestra definicion de la geometría de las fuentes en Openquake.	56
Figura 11. Relación entre zona geográfica y las respectivas agencias o redes sísmicas.	61
Figura 12. Relación lineal entre M_w y ML/MD para los registros sísmicos de la RSN.	64
Figura 13. Histogramas del catálogo sísmico.	65
Figura 14. Mapa epicentral de los sismos con $M_w > 3,5$	66
Figura 15. Mapa epicentral de los terremotos con $M_w > 7,0$	67
Figura 16. Densidad de magnitudes y distribución de profundidades de los eventos sísmicos.	68
Figura 17. Catalogos resultantes dle proceso de filtrado de eventos dependientes.	69
Figura 18. Evaluación gráfica del método de Stepp (1972).	70
Figura 19. Resumen de ompletitud del catálogo sísmico.	71
Figura 20. Relación de Gutenberg-Richter para el catálogo analizado.	73
Figura 21. Pendiente de la Relación de Gutenberg-Richter.	75
Figura 22. Representación gráfica del método de momento acumulativo para estimar M_{max}	77
Figura 23. Distribución espacial de los valores b	78
Figura 24. Fuentes sísmicas de tipo cortical o sismicidad superficial.	81
Figura 25. Fuentes sísmicas de tipo interplaca.	82
Figura 26. Fuentes sísmicas de tipo intraplaca.	82
Figura 27. Valores b en estudios previos para las fuentes sísmicas corticales.	87
Figura 28. Valores b en estudios previos para las fuentes sísmicas interplaca.	88
Figura 29. Valores b en estudios previos para las fuentes sísmicas intraplaca.	89
Figura 30. Representación esquemática en profundidad de los valores b	91
Figura 31. Curvas Gutenberg-Richter para fuentes sísmicas corticales, sector nor-noroeste.	97
Figura 32. Curvas Gutenberg-Richter para fuentes sísmicas corticales, sector centro-sureste.	98
Figura 33. Curvas Gutenberg-Richter para fuentes sísmicas interplaca.	99
Figura 34. Curvas Gutenberg-Richter para fuentes sísmicas intraplaca.	100
Figura 35. Distribución espacial de la M_c	102
Figura 36. Recurrencia de magnitudes en el tiempo para cada tipo de zona sísmica.	105
Figura 37. Probabilidad de ocurrencia de magnitudes para cada tipo de zona sísmica.	107
Figura 38. Recurrencia y probabilidad de ocurrencia para algunas fuentes sísmicas.	108

1. INTRODUCCIÓN

La estimación de las tasas de recurrencia de terremotos representa una parte fundamental en la evaluación de la amenaza sísmica. La relación de magnitud-frecuencia de Gutenberg-Richter (1944) ha sido uno de los métodos ampliamente utilizados para caracterizar estadísticamente esta recurrencia, así como el estado de estrés de una zona sísmicamente activa (Wiemer y Wyss, 2000). El valor b describe la abundancia relativa de eventos grandes en comparación con los pequeños para el catálogo sísmico estudiado. Al caracterizar la proporción de las magnitudes de los sismos, el valor b en cierta forma representa el estado de esfuerzos al que está sometido una región particular (Benito y Jiménez, 1999; Kulhanek, 2005; Sobiesiak, 2005). La determinación y discusión sobre este parámetro sísmico y su variación es de gran relevancia para Costa Rica, país altamente sísmico con un promedio de 15 sismos diarios y un terremoto destructivo cada 3 años (Linkimer y Alvarado, 2014).

La Red Sismológica Nacional (RSN) es una de las instancias dedicadas al estudio de los sismos en Costa Rica, siendo un convenio entre la Sección de Sismología, Vulcanología y Exploración Geofísica (SSVEG) de la Escuela Centroamericana de Geología de la Universidad de Costa Rica (UCR) y el Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica (AAASV) del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE). La SSVEG y el AAASV funcionan desde 1973 y 1974, respectivamente, y el centro de registro conjunto de la RSN, con sede en la UCR, opera desde 1982.

El catálogo sísmico de la RSN incluye los sismos ocurridos a partir del año 1974. La cantidad y distribución de las estaciones con las que se han localizado los sismos de este catálogo ha variado significativamente a lo largo de la historia de la RSN (Figura 1).

En 1976, la red de estaciones contaba únicamente con cinco instrumentos en la parte central de Costa Rica (Morales, 1986). Para 1985 la RSN contaba únicamente con 13 estaciones en todo el territorio nacional (Figura 1.A), para 1995 ese número aumentó hasta contar con 19 estaciones (Figura 1.B), incorporando además para esta época ya el paso de registros analógicos a digitales. Para el 2012 la red aumentó a 50 estaciones (Figura 1.C), aumentando y mejorando la cobertura nacional, mientras que para 2018 se cuenta con una red de 145 estaciones sismológicas, entre banda ancha, periodo corto y acelerógrafos (Figura 1.D), gracias a convenios y la instalación de nueva instrumentación, por ejemplo, en las estaciones de bomberos. Debido a lo anterior, se logró densificar mucho mejor la red sísmica y por lo tanto mejoró la cobertura y la capacidad de detección.

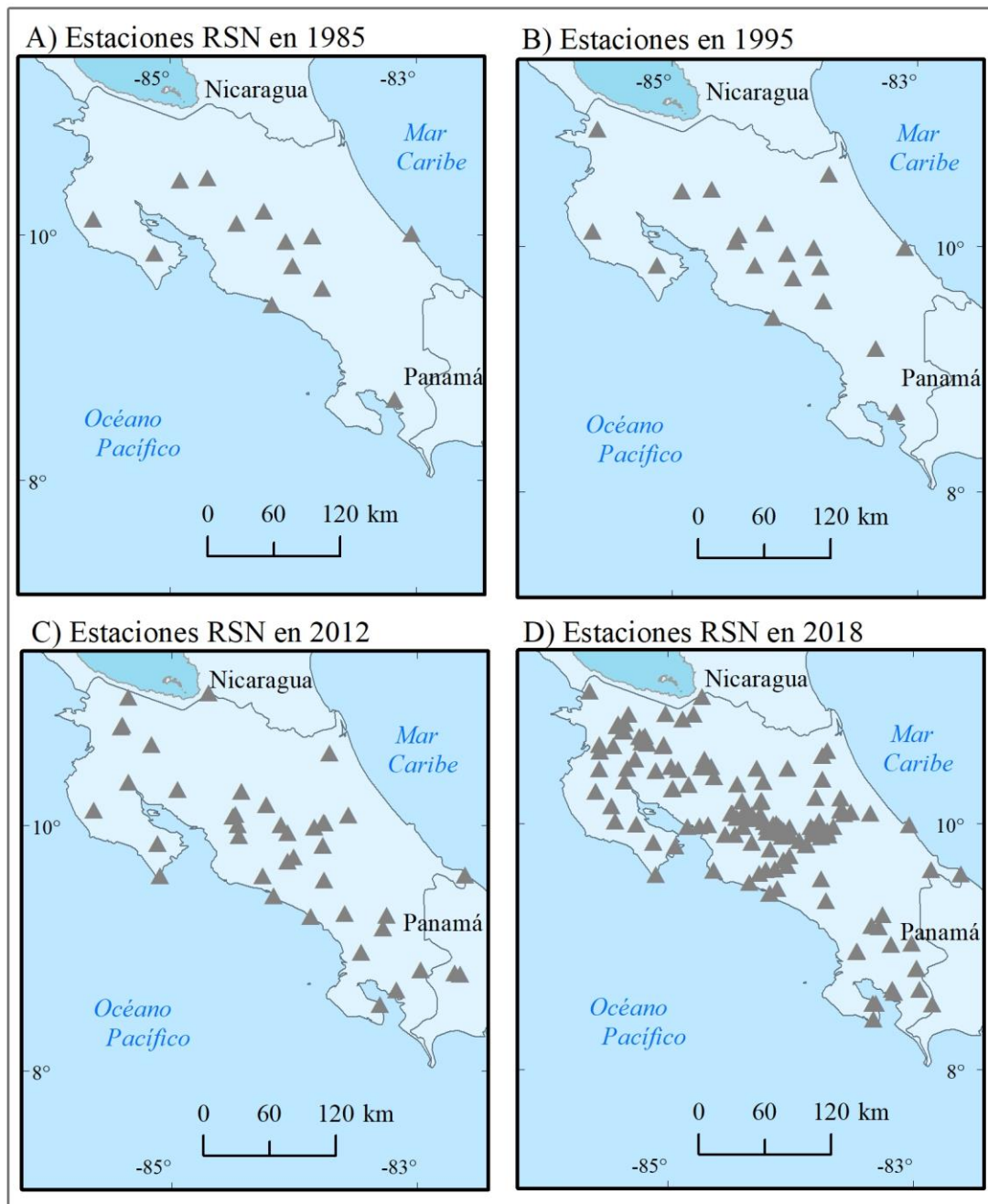


Figura 1. Evolución de la configuración de la red de estaciones sismológicas RSN en el tiempo. A) Estaciones RSN 1985. B) Estaciones RSN 1995. C) Estaciones RSN 2012. D) Estaciones RSN 2018.

En el 2019, la RSN cuenta con una red de 158 estaciones sismológicas distribuidas en diferentes partes de Costa Rica y administradas por la UCR (114 estaciones) y el ICE (44), lo cual permite actualmente la detección de sismos de magnitudes bajas. Además, en algunos casos se incorporan lecturas de estaciones administradas por otras redes sismológicas ubicadas en Costa Rica, Panamá y Nicaragua disponibles a través de *Incorporated Research Institutions for Seismology* (IRIS).

Debido a que la RSN funciona desde 1973 y la amplia distribución espacial que poseen sus estaciones en el territorio costarricense, cuenta con una base de datos adecuada para realizar estudios de amenaza y parámetros sísmicos, como el cálculo del valor b .

1.1 Justificación y relevancia

Costa Rica cuenta con suficiente información sísmológica de tipo histórica e instrumental que permite la adecuada investigación del parámetro b . Este trabajo busca abordar el tema de la determinación de la relación de Gutenberg-Richter, con énfasis en el valor b en diversas fuentes sísmicas. Además, se realizan ejercicios para determinar la sensibilidad del valor b a diversas metodologías de depuramiento del catálogo y se determinan modelos de recurrencia de sismos para ciertas fuentes sísmicas. Esto es muy importante para Costa Rica pues sirve de insumo para los cálculos futuros de amenaza sísmica, mejorar el código sísmico y la planificación y ordenamiento territorial.

En la región centroamericana, así como a nivel país, se han realizado estudios probabilísticos de amenaza sísmica para los cuales se ha estimado la relación de Gutenberg-Richter, utilizando diferentes catálogos sísmicos y zonificaciones de áreas fuente (e.g, en Rojas y otros, 1993; en Laporte, 1994; Benito y otros, 2012 y Alvarado y otros, 2017). En esos estudios no se desarrolló un análisis en detalle de los valores de b estimados, cosa que esta investigación priorizó, enfocándose en el contexto tectónico y las distintas significancias de los valores que se determinaron en cada fuente sísmica.

A pesar de la riqueza de los catálogos estudiados en investigaciones previas, en ellas no se presentó en detalle todo el proceso de filtrado, es decir, el proceso de depuramiento del catálogo en el que se identifican réplicas y premonitores. Esta investigación abordó diversas metodologías para la determinación de los parámetros de la ley Gutenberg-Richter, buscando una menor incertidumbre en los resultados obtenidos.

Se buscó responder las siguientes preguntas:

- ¿Cuál es la variación del valor b de las fuentes sísmica en el país?
- ¿Qué modelos de recurrencia de sismos se da en cada una de las fuentes sísmicas?
- ¿Cómo varía el valor b de la relación Gutenberg-Richter en comparación con estudios previos y según su determinación con base en diferentes metodologías de filtrado del catálogo?
- ¿Cuáles son los posibles significados del valor b según el contexto tectónico y las características de cada fuente sísmica?

El estudio de la relación de Gutenberg-Richter y específicamente el valor de b , es de suma relevancia para una región con alta actividad sismo-tectónica, ya que además de proveer datos base para caracterizar las fuentes sísmicas, permite prever escenarios posibles de magnitudes esperadas para estas y por lo tanto su potencial sísmico.

Los avances instrumentales de las últimas décadas en el tema sismológico, así como los nuevos descubrimientos en el ámbito científico de la sismología, han permitido mejorar el conocimiento de las características de las distintas fuentes sísmicas, en temas como el potencial generador de sismos y la acumulación de esfuerzos en las mismas. Lo cual se vuelve más relevante si se toma en cuenta que Costa Rica es un país muy propenso a la ocurrencia de terremotos.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Determinar el valor de b de la Relación Gutenberg-Richter de las distintas fuentes sísmicas de Costa Rica, con base en un catálogo sísmico homogéneo, con el fin de interpretar su significado tectónico y comparar los resultados con otras regiones y con estudios previos.

1.2.2 Objetivos específicos

- Preparar un catálogo sísmico con sismicidad histórica e instrumental, con el fin de proveer un catálogo para todo el país, actualizado para el cálculo futuro y periódico de los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter o cualquier otro parámetro referente a estudios de amenaza sísmica.
- Filtrar el catálogo sísmico (i.e. depurar de sismos dependientes) usando dos metodologías diferentes de identificación de eventos dependientes, con el fin de verificar la estabilidad de los resultados del valor b .
- Determinar el valor b para todo Costa Rica y para las principales fuentes sísmicas del país, a partir del filtrado de un catálogo sísmico, con el fin de interpretar su significado tectónico y presentar insumos actualizados para la evaluación de la amenaza sísmica.
- Definir para cada área fuente el modelo de recurrencia de sismos que se adapta mejor según sea el de la relación de Gutenberg-Richter o el modelo de sismo característico, a partir del estudio de la sismicidad en cada una de las fuentes.

- Comparar los resultados del cálculo del valor b con los obtenidos en diferentes estudios previos de amenaza sísmica para Costa Rica y en otras zonas del mundo, con el fin de interpretar su significado tectónico y su relevancia.

1.3 Contexto tectónico y zonificación sísmica

Sobre el contexto tectónico centroamericano, este territorio se encuentra principalmente en la placa Caribe. Esta placa está rodeada por otras cuatro placas tectónicas principales: la placa Coco al suroeste, la placa Nazca al sur y las placas norteamericanas y sudamericanas al norte y sureste, respectivamente. La compleja deformación de la corteza en América Central se debe al movimiento relativo de las diferentes placas y micro-placas dando como resultado las principales características tectónicas en la placa Caribe (Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica se ubica al suroeste de la zona de subducción entre las placas Coco y Caribe, en una zona caracterizada por una alta sismicidad y cerca del punto triple donde interaccionan las placas anteriormente mencionadas con la placa de Nazca (Figura 2). Tres tipos de regímenes tectónicos sirven para establecer las fuentes sísmicas, según la génesis de los terremotos y la zona donde se producen: sismicidad superficial relacionada con los sistemas de fallas corticales o al proceso de flexura de la placa al inicio de la subducción “*outer rise*”, sismicidad asociada al proceso de subducción entre placas “interplaca” y la sismicidad a profundidad intermedia dentro de las placas “intraplaca”.

La sismicidad superficial es alta a lo largo de la Zona de Fractura de Panamá (ZFP), la cual, sirve de límite entre las placas del Coco y Nazca y a lo largo del Cinturón Deformado del Norte de Panamá (CDNP) y el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR), siendo estas anchas zonas de deformación cortical con una alta densidad de fallas activas (e.g, Fan y otros, 1993; Goes y otros, 1993, Marshall y otros, 2000, Montero, 2001, Figura 2).

La sismicidad asociada a la región es especialmente abundante a lo largo de la Fosa Mesoamericana y en la zona sismogénica interplacas, donde se subduce a una velocidad promedio de aproximadamente 88 mm/año. A lo largo de esta zona de subducción varían las características de dicho proceso, donde en la zona noroeste ocurre sismicidad con temblores de profundidad intermedia (150-200 km), en la región Central hay subducción menos profunda y se subducen montes submarinos como la cadena volcánica submarina

de Fisher (F) y el Plateau de Quepos (PQ) y hacia el sur de Costa Rica se subduce el levantamiento oceánico del Coco (Cocos Ridge).

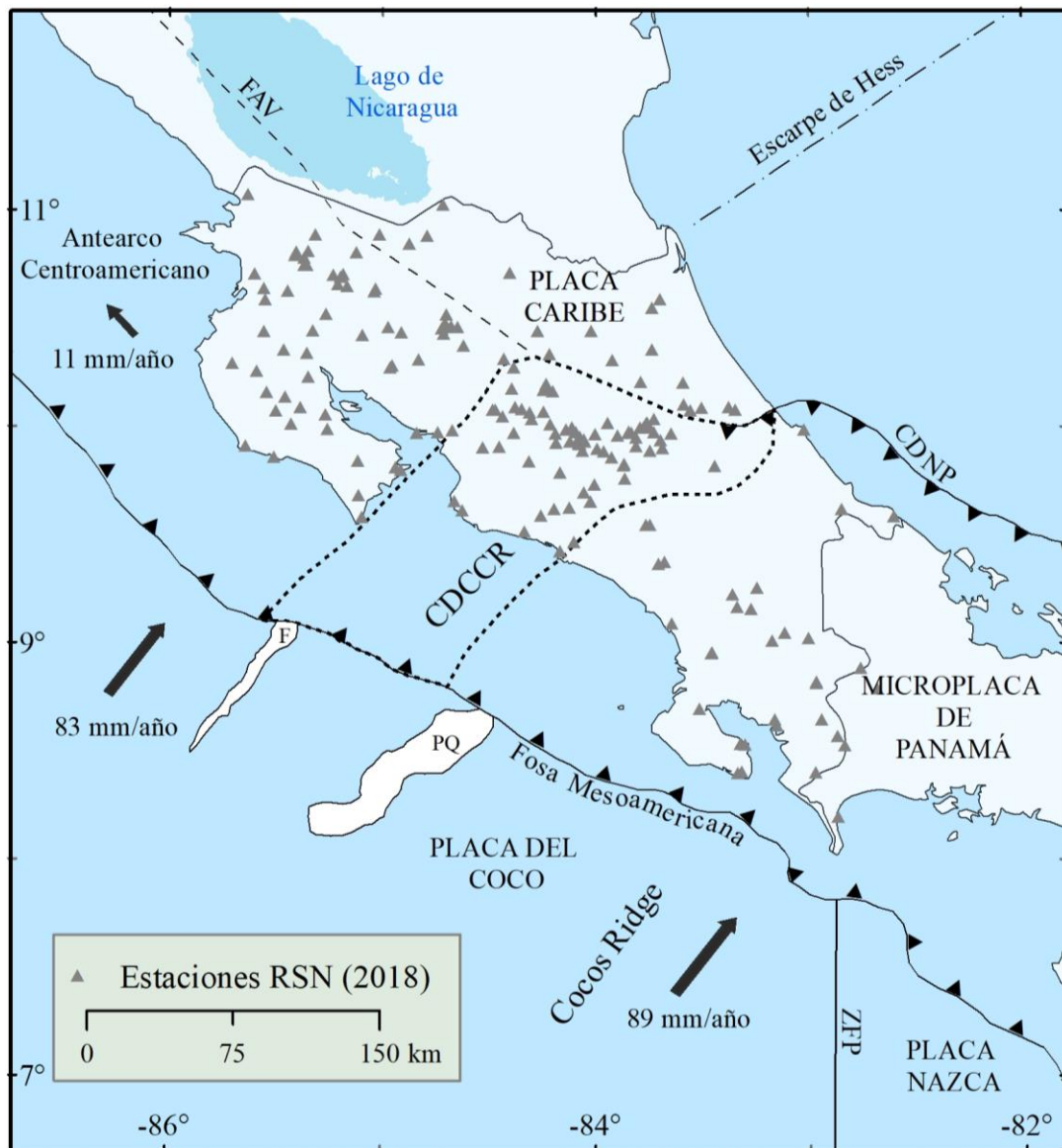


Figura 2. Contexto tectónico de Costa Rica y estaciones de la Red Sismológica Nacional (triángulos grises rellenos). La región contenida dentro de la línea gruesa punteada representa el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (CDCCR). La línea discontinua representa el límite noreste simplificado del Bloque Antearco Centroamericano a lo largo de las Fallas del Arco Volcánico (FAV) de acuerdo con Franco y otros (2012).

El área de estudio comprende la totalidad del territorio costarricense y uno de los elementos básicos que involucra esta investigación es la zonificación sísmica por utilizar, la cual debe incluir las diversas fuentes sísmicas que se desean caracterizar a nivel de Costa Rica o que pueden influir en el país, siendo el contexto tectónico y sismológico fundamental en dicho proceso de zonificación.

Para el caso de Costa Rica, se han hecho varias propuestas de definiciones de fuentes sísmicas a lo largo de los años, reflejo del conocimiento de la sismicidad y la tectónica del país en cada momento, algunas de las principales que se pueden nombrar son las de Morales (1985), Laporte (1994), Climent y otros (2002), Climent y otros (2008). Importante en la definición de las zonas sísmicas ha sido la ocurrencia de sismos fuertes, que dejaron enseñanzas muy valiosas sobre la sismo-tectónica, que previamente no se tenían claras y que han ayudado en el mejoramiento del modelo sismo tectónico del país (e.g. Climent y otros, 2008; Benito y otros, 2012; Alvarado y otros, 2017).

La zonificación sísmica que se ha adoptado para el propósito de esta investigación es la propuesta por Alvarado y otros (2017), la cual forma parte de un estudio más regional donde los autores definen zonas o áreas sismogénicas desde Guatemala hasta Panamá.

Para la delimitación de las zonas sísmicas se consideran criterios relacionados con patrones de fallamiento, mecanismos de ruptura, el tamaño de las zonas de ruptura de terremotos pasados, entre otros, y se revisan los modelos y resultados de trabajos anteriores de amenaza sísmica en el país. La zonificación final es una delimitación geométrica en tres dimensiones en la cual cada zona ha sido separada de acuerdo con la integración de características sismo-tectónicas similares, como, por ejemplo, el proceso de producción de sismos (e.g. Climent y otros, 2008; Benito y otros, 2008; Benito y otros, 2012. Alvarado y otros, 2017).

Dentro de esta zonificación general de la región (Figuras 3, 4 y 5), se han seleccionado únicamente las zonas dentro del territorio costarricense o aquellas que por su cercanía tienen relevancia para el país. El Cuadro 1 muestra el resumen de las zonas que se estudiaron en esta investigación y que han sido escogidas para caracterizar y calcular los parámetros sísmicos y en especial al valor b de acuerdo con el catálogo sísmico generado.

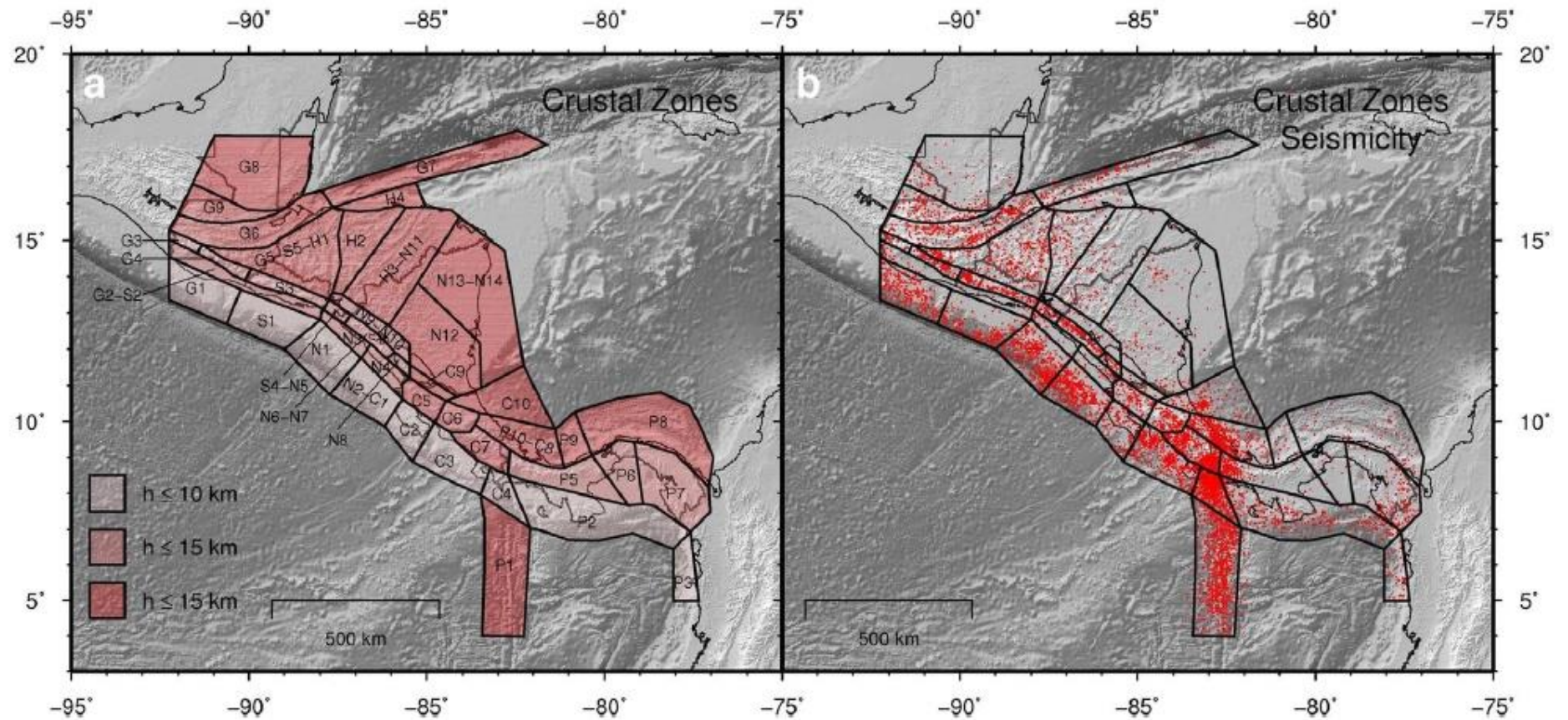


Figura 3. Zonificación sísmica cortical utilizada. A) Delimitación de las zonas. B) Sismicidad asociada a las mismas. Tomado de Climent y otros (2008) y Alvarado y otros (2017).

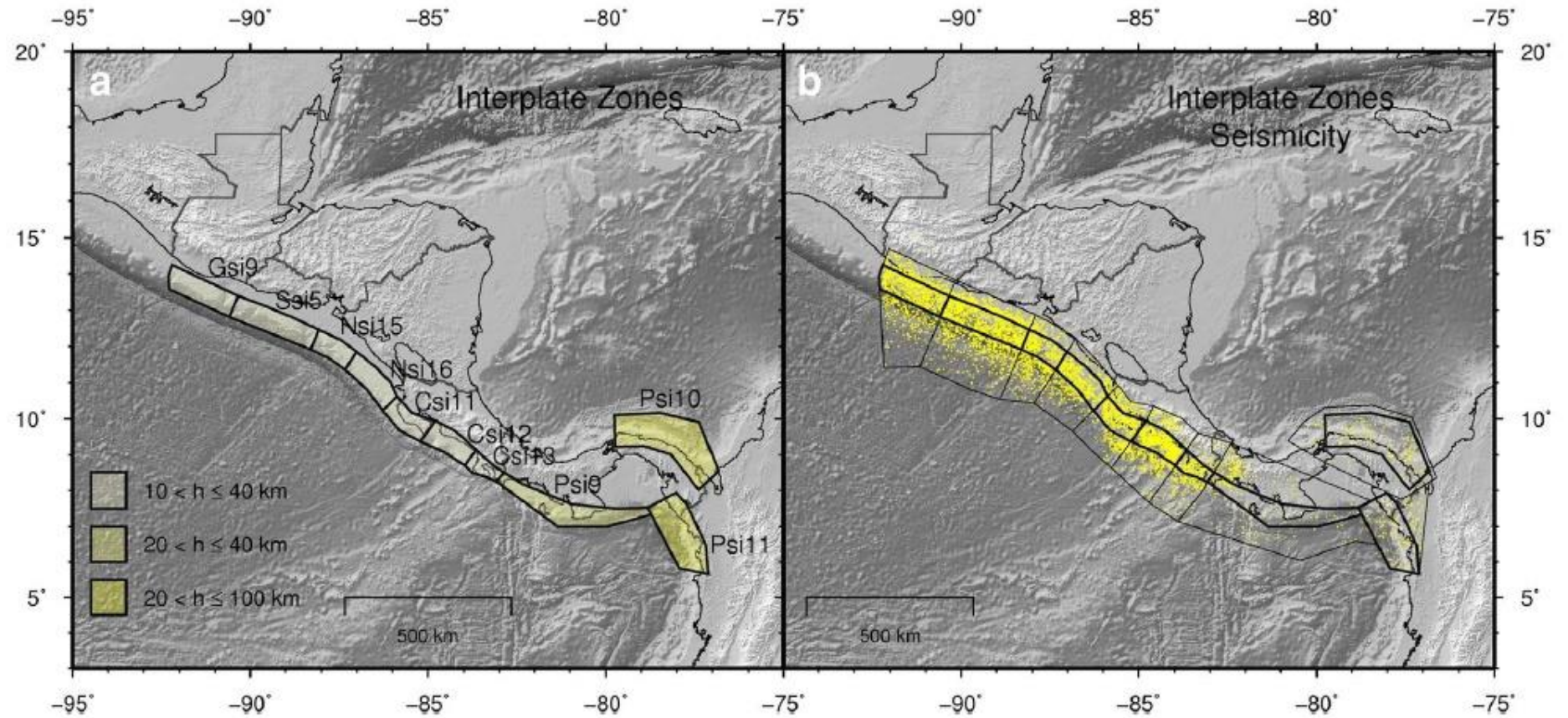


Figura 4. Zonificación sísmica interplaca utilizada. A) Delimitación de las zonas. B) Sismicidad asociada a las mismas. Tomado de Climent y otros (2008) y Alvarado y otros (2017).

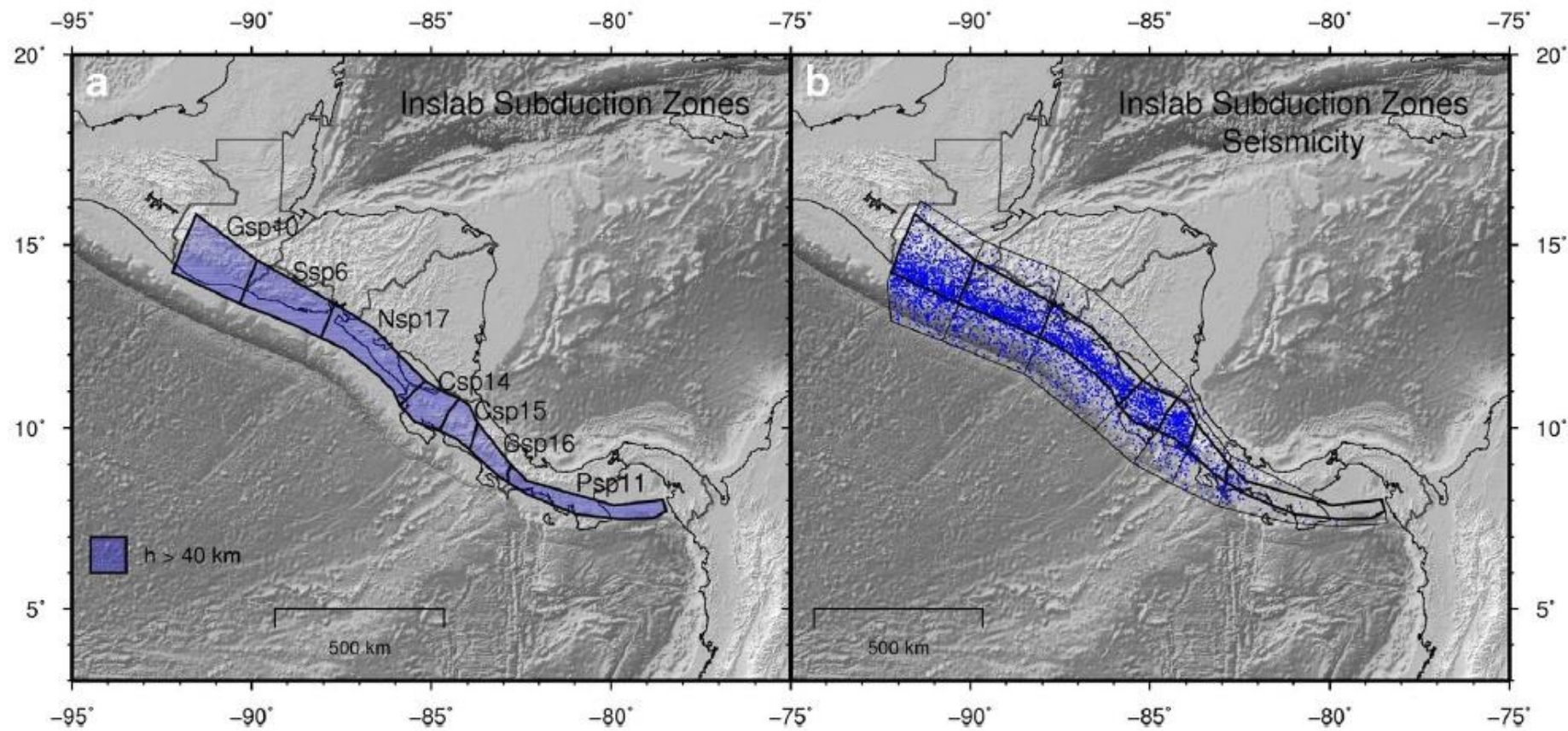


Figura 5. Zonificación sísmica intraplaca utilizada. A) Delimitación de las zonas. B) Sísmicidad asociada a las mismas. Tomado de Climent y otros (2008) y Alvarado y otros (2017).

Cuadro 1. Resumen de las fuentes sísmicas a utilizar para la segregación del catálogo en subcatálogos.

Zona	Código	Nombre
Corticales	<i>N4</i>	Nicaragua. Antearco Este
	<i>N8</i>	Nicaragua. Arco Volc. SE
	<i>N6-7</i>	Nicaragua. Arco Volcánico. Oeste-Central
	<i>N9-10</i>	Nicaragua. Depresión Tras Arco
	<i>N12</i>	Nicaragua. Caribe Sur
	<i>N13-14</i>	Nicaragua. Caribe Noroeste
	<i>N2-C1</i>	Nicaragua. Pacífico SE- CR Papagayo
	<i>C2</i>	Costa Rica. Antearco Noroeste
	<i>C5</i>	Costa Rica. Arco Volc. Guanacaste
	<i>C9</i>	Costa Rica. Trasarco Norte
	<i>C3</i>	Costa Rica. Antearco Pacifico Central
	<i>C6</i>	Costa Rica. Cordillera Volc. Central
	<i>C10</i>	Costa Rica. Caribe Central-Parismina
	<i>C7</i>	Costa Rica. Talamanca.
	<i>C4</i>	Panamá-Costa Rica. Península de Burica
	<i>P1</i>	Zona de Fractura de Panamá
	<i>P10-C8</i>	Panamá. Cinturón. Def. Norte. Panamá-Limón
	<i>P2</i>	Panamá. Cinturón. Def. Sur-Panamá
<i>P5</i>	Panamá Occidental	
Interplaca	<i>Nsi16</i>	Nicaragua. Interplaca Noroeste
	<i>Csi11</i>	Costa Rica. Interplaca Nicoya
	<i>Csi12</i>	Costa Rica. Interplaca Quepos
	<i>Csi13</i>	Costa Rica. Interplaca Osa
	<i>Psi9</i>	Panamá. Interplaca Sur Panamá
Intraplaca	<i>Nsp17</i>	Nicaragua Intraplaca
	<i>Csp14</i>	Costa Rica. Intraplaca Noroeste
	<i>Csp15</i>	Costa Rica. Intraplaca Central
	<i>Csp16</i>	Costa Rica. Intraplaca SE
	<i>Psp11</i>	Panamá. Intraplaca Sur

Tomado de Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros (2017).

1.3.1. Fuentes sísmicas corticales

Se describen brevemente las zonas sísmicas que se relacionan con el fallamiento cortical en diversas regiones de Costa Rica (Figura 2), según las descripciones realizadas por Climent y otros (2008) y Alvarado y otros (2017). Además, se agrega una descripción general y conjunta de las zonas sísmicas corticales de Nicaragua, así también para las de Panamá que se consideran de interés por caracterizar para Costa Rica.

Fuentes corticales de Nicaragua (N4, N8, N6-7, N9-10, N12 y N13-14)

La sismicidad superficial de Nicaragua que presenta cercanía importante a Costa Rica tiene relación con tres sectores tectónicos distintos: el sector antearco con la zona N4, los sectores asociados al arco volcánico N8 y N6-7, y la región trasarco, representada por la depresión tectónica (N9-10) y los sectores Caribe Sur y Caribe Noroeste, N12 y N13-14, respectivamente.

La parte de Nicaragua relacionada al antearco presenta una serie de grábenes y fallas subparalelas en el mismo sentido de la trinchera Mesoamericana. En la parte asociada con el arco volcánico es donde se han presentado en general los más destructivos terremotos en la región, por ejemplo, el de Managua de 1972 (Mw 6,0). Por su parte el sector trasarco presenta una esporádica sismicidad y un fallamiento no muy bien conocido, en el sector Caribe asociado principalmente con el Escarpe de Hess y planos de mecanismos focales de tipo sinestral y componente normal (Alvarado y otros, 2017).

Nicaragua. Pacífico SE- CR Papagayo (N2-C1)

Sistemas de falla del piso marino, dentro de la placa Caribe donde la mayoría del fallamiento es de tipo normal debido a los esfuerzos de tensión que se inducen al iniciarse el doblamiento de la placa cabalgante (De Shon y otros, 2003 y Climent y otros, 2008).

Costa Rica. Antearco Noroeste (C2)

Se han determinado algunos levantamientos neotectónicos en el sector NW de la península de Nicoya siendo la falla Limones-Cañas una de las posibles fallas neotectónicas que se encuentran en esta zona (Montero y otros, 1998, Montero, 2014 y Climent y otros, 2008).

Costa Rica, Arco Volcánico Guanacaste (C5)

La falla Coto-Arenal y la Chiripa definen el graben de Arenal. Hacia el sector noroeste de esta zona sísmica se ubica la falla Caño Negro. Algunos otros sistemas de fallas de rumbo hacia Bagaces y el este de Liberia (Climent y otros, 2008 y Montero, 2014).

Costa Rica, Trasarco Norte (C9)

La sismicidad ocurre esporádicamente en fallas no claramente identificadas. Es posible, que estos temblores se relacionen con procesos de extensión asociados con el graben de Nicaragua o con la prolongación del escarpe de Hess (Climent y otros, 2008).

Costa Rica, Antearco Pacífico Central (C3)

En el sector de la entrada del Golfo de Nicoya se han determinado levantamientos y rotaciones recientes de bloques. En la plataforma marina y las proximidades de la Fosa Mesoamericana predominan los sistemas de fallamiento normal, por los esfuerzos de tensión al iniciarse el doblamiento de la placa al subducirse (Climent y otros, 2008; Montero, 2014 y Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica, Cordillera Volcánica Central (C6)

Esta zona sísmica incluye una serie de fallas distribuidas a lo largo del eje volcánico central de Costa Rica y diversos sectores del Valle Central, limitando al sur con las estribaciones de la cordillera de Talamanca (Alvarado y otros, 2017; Montero, 2001; Montero y otros, 2010 y Climent y otros, 2008).

Costa Rica, Caribe Central-Parismina (C10)

Se caracteriza por temblores con profundidades de entre 15 y 30 km bajo la zona de la costa al este de la desembocadura del río Parismina. Se sugiere que el sistema de fallas compresivas que bordea el litoral Caribe se puede extender al noroeste hasta esta zona (Alvarado y otros, 2017; Montero, 2014 y Climent y otros, 2008).

Costa Rica, Talamanca (C7)

Presenta sismicidad esporádica que no se ha relacionado con fallas específicas. En el límite sur se extiende de noroeste a sureste la falla Longitudinal, que es activa en el sector sur. Al este, la zona se extiende hasta terminar al oeste de la falla Atirro (Montero, 2001 y 2003 y Climent y otros, 2008).

Panamá-Costa Rica, Península de Burica (C4)

En la zona de Burica la tasa de levantamiento es de 4,7 mm/año. Debido a la subducción de la falla transformada de Panamá, se induce en la placa cabalgante continental la formación de fallas de tipo dextral (Alvarado y otros, 2017 y Climent y otros, 2008).

Cinturón Deformado del Norte de Panamá y Limón Costa Rica (P10-C8)

Incluye el sistema de fallas inversas de sector oeste del Cinturón Deformado del Norte de Panamá. El terremoto de Limón de 1991 (Mw 7,7) se originó en este sistema de fallas (Alvarado y otros, 2017; Montero, 2014; y Climent y otros, 2008).

Zonas corticales de Panamá (P1, P2 y P5)

Las zonas de sismicidad superficial de Panamá que son de interés para Costa Rica se identificaron como: la Zona de Fractura de Panamá (ZFP) (P1), el Cinturón deformado del Sur de Panamá (CDSP) y a la microplaca de Panamá, P2 y P5, respectivamente.

La ZFP es una zona de falla transformante oceánica que constituye el límite entre las placas de Coco y Nazca. El punto triple (Coco-Nazca-Caribe) separa la placa del Coco de la placa Nazca, donde ambas se subducen oblicuamente a lo largo del margen convergente centroamericano, bajo la Placa Caribe. El CDSP se extiende a lo largo del Golfo de Panamá y aquí la placa Nazca subduce oblicuamente con un ángulo muy bajo ($< 20^\circ$) y se han presentado grandes eventos sísmicos de tipo inverso. Por su parte, el sector oeste de la microplaca de Panamá coincide con el lineamiento gravimétrico y una zona de fallamiento difuso de Costa Rica (Alvarado y otros, 2017).

1.3.2. Fuentes sísmicas interplaca

Se describen brevemente las zonas sísmicas que se relacionan con el sistema de subducción interplaca en diversas regiones de Costa Rica.

Nicaragua, Interplaca Sureste (Nsi16)

Subducción hacia el NE con un ángulo de 45° . Predominan los esfuerzos compresivos y el fallamiento característico es de tipo inverso, en los planos de fricción entre las placas Coco y Caribe. De los terremotos históricos, uno de los mayores, que se ha registrado es el de setiembre de 1992 de 7,6 Mw que generó un tsunami (Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017)

Costa Rica, Interplaca Nicoya (Csi11)

Se subduce hacia el NE a un ángulo de 35° y está regida por un patrón de esfuerzos predominantemente compresivos que da como resultado el predominio de rupturas inversas. En esta fuente ocurrió el sismo de mayor tamaño del margen convergente de Costa Rica durante el siglo XX (Ms 7,8) (Climent y otros, 2008).

Costa Rica, Interplaca Quepos (Csi12)

Zona donde la placa del Coco subduce diversas montañas submarinas y el plateau de Quepos, los cuales definen asperezas localizadas y se subduce con un ángulo de 28°. Se presenta un campo de esfuerzos variado, predominando los compresivos, pero debido a la presencia de las asperezas por los montes submarinos, se da la combinación con esfuerzos de tensión y de esa manera ocurren sismos de tipo inverso y normales, pero con componentes de desplazamientos transcurrentes (Husen y otros, 2003; Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica, Interplaca de Osa (Csi13)

La subducción es de alrededor de 23°. Los grandes temblores en esta zona sísmica ocurren aproximadamente entre 30 y 60 años (Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

Panamá, Interplaca Sur de Panamá (Psi9)

Zona donde la placa de Nazca se subduce bajo la microplaca de Panamá a un ángulo cercano a los 20°. Incluye sismos de bajocorrimiento (fallamiento inverso) y fallamiento de rumbo dextral relacionados con la subducción de la zona de fractura de Panamá (Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

1.3.3. Fuentes sísmicas intraplaca

Se describen brevemente las zonas sísmicas que se relacionan con el sistema de subducción intraplaca en diversas regiones de Costa Rica.

Nicaragua intraplaca (Nsp17)

La sismicidad se profundiza aún más, con respecto a Costa Rica. La sismicidad intermedia oscila entre 50 y 200 km, con la losa descendiendo a 65° al NE (Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica intraplaca Noroeste (Csp14)

Incluye la región Noroeste de Costa Rica bajo la cordillera volcánica de Guanacaste. Al sureste se encuentra separada de la zona intraplaca central por la contorsión brusca de Quesada, la cual marca un cambio en la profundidad de los sismos, profundizándose más (Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica, intraplaca central (Csp15)

Los temblores alcanzan profundidades importantes y se subduce a un ángulo de 50° al NE entre los 50 y 150 km de profundidad. Se observa un cambio en la inclinación del plano subducido. El límite al sureste se relaciona con la subducción de una falla transformada fósil de rumbo N-S, que separa dos provincias corticales de la placa del Coco de diferente edad (Protti y otros, 1995; Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

Costa Rica intraplaca sureste (Csp16)

En esta zona se muestra una subducción entre los 45 hasta los 60 km de profundidad con un ángulo de subducción de 38° NNE y en la misma se define la subducción del levantamiento del Coco, el cual contribuye a una flotación mayor del bloque litosférico al sureste, dada su corteza de mayor espesor y con rocas menos densas (Arroyo, 2001; Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

Panamá intraplaca del oeste (Psp11)

Al oeste de Panamá ocurre la subducción de la placa de Nazca dentro del manto astenosférico originando una zona sísmica intraplaca, pero por la deficiencia de datos no es posible determinar el ángulo de subducción, sin embargo, se considera que podría ser de unos 70° al norte. Ocurren sismos intraplaca hasta profundidades de 115 km bajo el eje de la cordillera Central de Panamá, pero se conoce poco sobre las características geométricas de esta zona (Climent y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).

2. MARCO TEÓRICO

Esta investigación, incorpora una serie de conceptos y metodologías teóricas que se describen a continuación. Se divide esta sección para definir elementos clave dentro de la investigación como son: el catálogo sísmico, la relación Gutenberg-Richter y cálculo del valor de b , la delimitación del modelo de fuentes sísmicas, los modelos de recurrencia de sismos y la amenaza sísmica.

2.1 Relación Gutenberg-Richter y cálculo del valor b

La distribución relativa de los tamaños de los terremotos es comúnmente enunciada por la relación de Gutenberg-Richter (1944), la cual postula que los eventos pequeños son siempre más frecuentes que los grandes, y la frecuencia de ocurrencia de los sismos menores tiende a ser relativa a la de los mayores. El valor b es la pendiente de la relación Gutenberg-Richter (Ecuación 1) y, por consiguiente, este valor describe la abundancia relativa de eventos grandes en comparación con los pequeños para el catálogo estudiado.

$$\log(N) = a - b \cdot MC \quad (\text{Ecuación 1})$$

donde N es la cantidad de eventos y los parámetros a y b corresponden con la ordenada en el origen y la pendiente, respectivamente, y MC corresponde con la magnitud de completitud del catálogo sísmico analizado (se detallará más adelante).

Gutenberg-Richter (1944) establecieron una relación empírica que expresa la frecuencia de los eventos que ocurren en una región determinada en un cierto período a través de la Ecuación 1. La relación de Gutenberg-Richter para la curva acumulada suele mostrar dos fragmentos de recta: una línea horizontal y una recta que decae linealmente. La parte plana del gráfico se debe a las características de la red de estaciones y su limitación para localizar sismos de magnitud baja, mientras que la parte que decae linealmente se debe a las características de sismogénesis inherentes a la región (e.g, Mendoza, 2012).

Al caracterizar la proporción de las magnitudes de los sismos, el valor b representa el estado de esfuerzos al que está sometido una región particular (e.g, Benito y Jiménez, 1999; Kulhanek, 2005) y está influenciado por la extensión de la ventana de tiempo en que es analizado, es decir, por el momento en el ciclo sísmico en que es observado.

La relación de Gutenberg-Richter y los parámetros a y b , se pueden calcular usando un catálogo sísmico para un periodo de tiempo determinado y para fuentes sísmicas específicas. Dicho catálogo deber ser lo suficientemente grande e incluir la sismicidad

histórica. Los métodos más comunes para su cálculo son: el ajuste lineal o mínimos cuadrados y la estimación de máxima verosimilitud (Aki, 1965).

Para el cálculo de los valores de a y b , el método más tradicional que se ha utilizado es el de regresión lineal, en conjunto con el análisis de completitud establecido. Sin embargo, las investigaciones más recientes recomiendan que este cálculo se realice por medio del método de máxima verosimilitud, propuesta por Aki (1965).

Siendo consistentes con la teoría de Poisson de que los sismos son independientes entre sí, es importante mencionar que la relación Gutenberg-Richter se debe estimar eliminando los premonitores y las réplicas de los terremotos, los cuales pueden afectar los parámetros a y b (e.g, Knopoff, 2000). Autores como Naylor y otros (2010) sugieren que el cálculo del valor de b por medio de una regresión de mínimos cuadrados, en algunos casos, contradice la suposición que los datos son independientes.

La principal limitación del ajuste lineal o por mínimos cuadrados es la respuesta sesgada para pequeños conjuntos de datos (e.g, Naylor y otros, 2010). Esto ocurre debido a la interdependencia en el conjunto de datos, ya que las frecuencias acumuladas se generan comenzando por la más alta magnitud observada hasta la más baja, sumando las frecuencias en ese sentido y haciendo que la frecuencia de cada recuento acumulativo dependa de todos los eventos de magnitudes mayores.

El cálculo a través de la metodología de máxima verosimilitud asume que los datos son distribuidos exponencialmente y que la magnitud máxima es infinita (lo más probable es que la muestra sobre la que se calcula el valor b no es suficientemente grande para probar la máxima magnitud). La estimación por este método consiste en buscar el valor b que maximice la función de probabilidad, por medio de la fórmula:

$$b = \frac{\log e}{Mm - (MC - \Delta m/2)} \quad (\text{Ecuación 2})$$

donde Mm es la magnitud media del grupo de sismos a partir de la magnitud de completitud (MC) y Δm es el ancho del intervalo de magnitud analizado (Naylor y otros, 2010).

El método de máxima verosimilitud de Aki (1965) es considerado más preciso para calcular b , pero su utilización requiere de gran cantidad de datos (e.g, Felzer, 2006; Naylor y otros, 2010). Simulaciones de Monte Carlo y ecuaciones de Aki (1965) indican que como mínimo 2.000 eventos son necesarios para calcular b dentro de un error de 0,05 al 98% de confianza (e.g, Felzer, 2006).

De acuerdo con la ecuación 2, la estimación por medio del método de máxima verosimilitud se basa en los datos (magnitudes) a partir de la MC y en el análisis del grupo de eventos que quedan por encima de dicha magnitud. Weichert (1980) y Kijko y Smit (2012), han buscado depurar el método de Aki (1965), modificando la ecuación original (Ecuación 1). Estas modificaciones han permitido diferenciar subcatálogos de acuerdo con los cambios a través de los años de la magnitud de completitud. Buscan la función de probabilidad de β donde $\beta = b \cdot \ln(10)$.

Weichert (1980) considera o subdivide el catálogo en subcatálogos al momento de determinar los parámetros sísmicos, esto con el fin de disminuir la incertidumbre que genera el mejoramiento en el tiempo de las estaciones y sus implicaciones en los catálogos sísmicos, para los distintos rangos de magnitudes y períodos de observación desiguales. Se toma un estimador de probabilidad de b , según el número de terremotos, el intervalo de magnitud y el o los períodos de observación.

Kijko y Smit (2012) proponen otra adaptación al método de Aki (1965), basado en considerar diferentes períodos de completitud en el cálculo del valor b . Se basa en dividir el catálogo en subcatálogos de cierta cantidad de eventos y con distintas magnitudes de completitud correspondientes para cada uno de ellos, buscando de igual manera el mejor estimador de probabilidad máxima en la estimación del valor b .

Una de las comunes limitaciones, que influencia el valor b es la heterogeneidad de la red de estaciones en cuanto a cantidad y tipo de instrumentos a lo largo del tiempo, siendo un factor limitante en la detección de los sismos de la región. Si una red sismológica tuviera la capacidad de detectar absolutamente todos los sismos, el valor de b sería un fiel reflejo de la realidad tectónica de la región.

Influye en el valor b , la región geográfica o fuente sísmica seleccionada, ya que el valor obtenido es propio de cada fuente, y será distinto del valor que se calcule para cada una de ellas, según las características sísmicas de las mismas. El cálculo de la magnitud de los sismos es otro factor limitante si este no ha sido uniforme a lo largo de la historia de la red. Además, el tiempo de observación es una limitante, ya que está muy restringido por el poco tiempo de instrumentación con el que se cuenta y los pocos registros de sismicidad histórica que se pueden recolectar y añadir al catálogo.

Para poder realizar un estudio que contemple toda la gama de magnitudes, se debería establecer un lugar y momento de tiempo en los cuales se tenga certeza de que se ha

mantenido una capacidad de registro de sismicidad instrumental constante en dicho lapso (e.g. Benito y otros, 2012, Mendoza, 2012, Valladares, 2013). Desafortunadamente, en ninguna región del planeta una red sismológica alcanza la detección total de los sismos para periodos considerables de tiempo. Cada estudio aproxima el valor b para el catálogo con base en la MC, la cual es una elección de una magnitud mínima de detección confiable en el periodo de tiempo analizado, que permite minimizar el sesgo del cálculo del valor b (Arroyo y otros, 2017).

Nava y otros (2017) mencionan que se ha propuesto una relación inversa entre el nivel de estrés en una región determinada y el valor de b local, además que las variaciones regionales de b se han utilizado para identificar zonas a nivel mundial en las que se podrían esperar grandes rupturas y que varios estudios informan posibles cambios en los valores de b antes de grandes terremotos (e.g. Shaw y otros, 1992; Wyss y Wiemer, 2000; Enescu e Ito, 2001; Smith, 1986).

El valor b relaciona el número de eventos con magnitudes altas y bajas, mostrando cambios en el tiempo y el espacio, correlacionados con los cambios en las condiciones del entorno (Sobiesak, 2005). Esta autora afirma que las dos principales conclusiones para el significado físico de las variaciones del valor b son que b es fuertemente dependiente del estrés o estado de esfuerzos en la zona, de tal forma que b disminuye al aumentar el estrés y, por otra parte, que b depende secundariamente de la heterogeneidad del material, de manera que b aumenta con una mayor heterogeneidad.

Es importante recalcar la importancia del entendimiento de las limitaciones en el cálculo del valor de b con miras de su correcta interpretación, especialmente para estudios de amenaza sísmica (Arroyo y otros, 2017). Lo anterior debido a que la mayoría de los aspectos que limitan estos cálculos son inherentes a todos los estudios que involucran el análisis de un catálogo sísmico, es relevante documentar el valor b aproximado de un catálogo sísmico y poder así referenciar sus cambios conforme aparecen nuevas metodologías y las redes sismológicas capturan datos más completos

Las aplicaciones de b en sismología, particularmente en el campo de la estimación de la amenaza sísmica, indican la necesidad de estimar b correctamente para obtener resultados significativos y confiables. Desafortunadamente, es casi imposible determinar cuán confiables son la mayoría de los valores b reportados (Nava y otros, 2017).

2.2. El catálogo sísmico y su procesamiento

Los catálogos de sismos son uno de los productos más importantes que las redes sísmicas proporcionan a la comunidad científica y la sociedad, siendo estos un producto inferido, pero difícil de calibrar (Mignan y Woessner, 2012). Existe una amplia gama de catálogos, con diferentes técnicas de localización, basados en diferentes suposiciones sobre la estructura de velocidad sísmica de la corteza, y abarcando escalas que van desde algunos cuantos kilómetros hasta todo el globo (Husen y Hardebeck, 2010).

Cada catálogo tiene fortalezas y debilidades, que parten desde el diseño de la red de estaciones, la cantidad de estas, el tipo de procesado, algoritmos utilizados, entre otros. Autores como Husen y Hardebeck (2010) y Mignan y Woessner (2012), reseñan que evaluar y cuantificar la capacidad y utilidad de cada catálogo no es trivial. La elección del catálogo correcto para una aplicación en particular requiere de un catálogo completo y homogenizado que pueda proporcionar la información que se necesita para lo que se quiere estudiar, conociendo las limitaciones potenciales del catálogo elegido y como estas pueden afectar las conclusiones del estudio.

Los catálogos sísmicos muchas veces se han creado con el propósito de ubicar con precisión los eventos entre sí, sin importar tanto su posición absoluta en el espacio, en otros casos, si se busca conocer la ubicación absoluta de los eventos sísmicos, para lo cual se ocupa un modelo cuidadoso y detallado de la estructura de velocidad sísmica (Husen y Hardebeck, 2010). La capacidad de detección de una red depende de la densidad y distribución de las estaciones sísmicas, las condiciones de su sitio, sus características de registro y su enlace de datos al centro de procesamiento. El catálogo sísmico contiene todas las incertidumbres que son intrínsecas de la red sísmica, lo que hace que la evaluación de este sea todo un desafío (Mignan y Woessner, 2012).

Los catálogos en el tiempo sufren variaciones en la forma en cómo se determina su magnitud. La magnitud momento (M_w) es la escala más reciente y utilizada actualmente. Difiere de escalas anteriores (M_L , M_S , m_b), ya que, en lugar de basarse en las máximas amplitudes medidas en los sismogramas, está ligada al momento sísmico (M_0) de un terremoto, el cual representa más directamente la energía liberada en la fuente. Debido a esto, las magnitudes M_s , m_b y M_L tienen un límite superior a partir del cual empiezan a saturarse. La magnitud M_L se satura en valores sobre 6,5, la M_s se satura sobre 8,0; mientras que la magnitud M_w no presenta problemas de saturación en valores altos (McCalpin, 2009).

2.2.1. Filtrado de eventos dependientes

El catálogo sísmico, según la metodología clásica de estimación probabilística de los parámetros de las fuentes sísmicas, debe responder a un proceso Poissoniano, donde se deben dejar únicamente los sismos de origen independiente. Es por esto, que es importante recalcar la importancia del proceso de *declustering* (i.e. eliminar premonitores y réplicas de los terremotos (Knopoff, 2000)). Van Stiphout y otros (2012) reseñan los algoritmos más comúnmente utilizados y aceptados para realizar esta tarea, donde se reseñan:

Método visual: Se basa en una selección visual, considerando la variación de las curvas de número acumulado contra tiempo y la ubicación de los eventos.

Métodos de ventanas (*window method*): Son de las formas más comunes y fáciles de realizar este procedimiento. Consisten en identificar ventanas de distancia y tiempo según la magnitud del evento principal (M), en las cuales, a partir de fórmulas previamente establecidas, se define una distancia o radio en km (d) referida a la ubicación del sismo y un tiempo en días (t) antes y después del evento principal. El método más utilizado dentro de estos es el de Gardner y Knopoff (1974), el cual tiene ecuaciones originales para las ventanas espaciales y temporales, definidos por las fórmulas de las ecuaciones 3 y 4 y una alternativa adicional propuesta por Uhrhammer (1986), que se muestra en las ecuaciones 5 y 6:

$$d (km) = 10^{0.1238*M+0.983}. \quad (\text{Ecuación 3})$$

$$t (\text{décadas}) = \begin{cases} 10^{0.032*M+2.7389}, & \text{y si } M \geq 6,5. \\ 10^{0.5409*M-0.547}, & \text{y si } M < 6,5. \end{cases} \quad (\text{Ecuación 4})$$

$$d (km) = e^{-1.024+0.804M}. \quad (\text{Ecuación 5})$$

$$t (\text{décadas}) = e^{-2.87+1.235M}. \quad (\text{Ecuación 6})$$

El método de Gardner y Knopoff (1974) originalmente fue concebido para el sur de California. Este identifica las réplicas en virtud de ventanas de tiempo y distancia fijas, las cuales se establecen proporcionalmente a la magnitud del sismo principal. Si bien esta premisa es relativamente simple, la manera en que se aplican las ventanas puede ser ambigua, sin embargo, se parte de la premisa de buscar eventos en orden de magnitud descendente y eliminarlos si están en la ventana del evento más grande.

El algoritmo que se implementa identifica premonitores y réplicas aplicando las ventanas hacia adelante y hacia atrás en el tiempo desde el sismo principal. No se hace distinción

entre réplicas primarias (resultantes del evento principal) y las réplicas secundarias o terciarias (las que se originan debido a las réplicas mencionadas anteriormente); sin embargo, se supone que todo ocurriría dentro de la ventana (Weatherill, 2014).

Métodos de clúster: Consiste en el empleo de un algoritmo de identificación automática de enjambres creado por Reasenberg (1985), basado en la localización espacio temporal de los eventos. Este algoritmo permite enlazar la activación de réplicas dentro de un grupo (clúster) de sismos: si A es el evento principal de B, y B el evento principal de C, entonces todo A, B y C se consideran como pertenecientes a un grupo común. Cuando se define un grupo, sólo el terremoto más grande se mantiene como el evento principal del grupo, basado fuertemente en la ley de Omori (1894).

Tres parámetros limitan las zonas de interacción espacial y temporal: el tiempo de anticipación mínimo y máximo de observación de un terremoto (en días): τ_{min} y τ_{max} , y el factor de distancia (rfact), que denota el del radio de ruptura alrededor de cada terremoto, dentro del cual se considera la vinculación de un nuevo evento en el grupo (e.g. Van Stiphout y otros, 2012, Ortiz, 2013, Ávila, 2007). Para este proceso de *declustering*, se utiliza comúnmente el software ZMAP y los parámetros por defecto en el método de Reasenberg (1985) son: $\tau_{min}= 1$, $\tau_{max}= 10$ y $rfact= 10$.

El algoritmo de Reasenberg (1985) asume una zona de interacción centrada en cada sismo, donde los sismos que ocurren en dicha zona de interacción de un terremoto mayor, son considerados réplicas. El parámetro τ_{min} y τ_{max} denotan el tiempo mínimo y máximo de anticipación de observar el siguiente terremoto con cierta probabilidad (Probabilidad de observación (P)). La magnitud de corte efectiva, o magnitud de completitud (x_{meff}), se eleva por un factor o intervalo de crecimiento de magnitud (x_k) (e.g. Van Stiphout y otros, 2012; Talbi y otros, 2013). Otros factores por tomar en cuenta son el error epicentral e hipocentral.

Métodos estocásticos: Son alternativas a los métodos de *declustering* deterministas como los mencionados anteriormente, mostrándose como ideas de separación probabilística del componente de fondo y del componente de agrupamiento. La esencia de este método de desclasificación estocástica es la intensidad de fondo estimada, que se supone que es una función del espacio, pero no del tiempo, y los parámetros asociados con las estructuras de agrupamiento. Para procesos puntuales, se pueden obtener las probabilidades de que cada evento sea un evento de fondo o un evento desencadenado, según un árbol de pesos lógico (Van Stiphout y otros, 2012).

2.2.2. *Compleitud*

Otro tema importante de reseñar en cuanto al procesamiento de catálogos sísmicos es el análisis de completitud y la determinación de la MC, siendo esta la magnitud más baja en la que el 100% de los sismos son detectados exitosamente dentro de una región y periodo determinados (Woessner y Wiemer, 2005). Varía en el tiempo y espacio, dependiendo de muchos factores que afectan la capacidad de detección de una red sismológica, como son: la densidad y distribución de estaciones sísmicas, el tipo de instrumentación, la eficiencia del envío de datos desde las estaciones al centro de procesamiento, las prácticas y procedimientos de detección de sismos, entre otros (Chouliaras, 2009; Mignan y Woessner, 2012; Wiemer y Wyss, 2000).

El análisis de completitud intenta solventar parte de los sesgos inherentes en el cálculo de b para los catálogos sísmicos. Los métodos más comunes para el cálculo de b requieren la eliminación de los eventos con magnitud menor a la magnitud de completitud (e.g, Kulnahek, 2005), por lo que la adecuada determinación de la magnitud de completitud es crucial en la determinación de b desde cualquier metodología.

Para la determinación de la completitud, se utilizó el análisis propuesto por Stepp (1972), el cual supone, que la ocurrencia de los sismos esta modelada por un proceso de Poisson. Es así, que la desviación estándar, estaría dada por:

$$s = \sqrt{M/T}. \quad (\text{Ecuación 7})$$

donde:

s = desviación estándar,

M =tasa de ocurrencia de sismos,

T = periodo.

De esta manera, si el proceso resulta ser estacionario, s disminuye conforme aumenta la muestra, para cualquier magnitud, pero manteniendo la proporción, con respecto a $1/\sqrt{T}$. Por consiguiente, un rango de magnitud durante un periodo de tiempo es considerado en completitud cuando la tendencia de la desviación estándar es igual o muy similar a la de $1/\sqrt{T}$ (e.g, Nassir, y otros, 2013). Si la relación anterior no se cumple, indicaría, que el intervalo de tiempo no es suficiente, o bien, que existen subintervalos de tiempo (Caneva y otros, 2003). El objetivo fundamental que se busca a través del uso de esta metodología es minimizar el error en la estimación de la tasa promedio de ocurrencia de sismos para

cada rango de magnitud, indagando el año a partir del cual la información sísmica puede considerarse completa.

El método de Stepp (1972), se clasifica dentro de los que estiman la "completitud de la muestra", es decir, define la completitud o magnitud de confianza sobre la base de las propiedades estadísticas del catálogo de sismos que se le suministra, en lugar de otros métodos que indagan en "completitud basada en la probabilidad", definiendo la probabilidad de detección dado el conocimiento de las propiedades de la red sísmica (Schorlemmer y Woessner, 2008). Por lo tanto, esto excluye metodologías como la de Schorlemmer y Woessner (2008), y enfoques similares como el de Felzer (2008).

El análisis de Stepp (1972) es un enfoque burdo, pero relativamente robusto y ha sido ampliamente aplicado (Weatherill, 2014). El resultado que se obtiene de la aplicación de este método es un gráfico con las curvas respectivas para cada intervalo de magnitud, sobre lo cual se realiza una inspección visual de la curva $1/\sqrt{T}$, buscando identificar dos segmentos, y otra curva de los datos de cada rango de magnitud, donde se establece la completitud en el punto de inflexión del traslape de las curvas. Arroyo y otros (2017), reseñan que debido a que visualmente el patrón de las curvas es muy uniforme, se podría cuantificar la tendencia entre la curva de la desviación estándar en comparación con la de $1/\sqrt{T}$, a través de un ajuste potencial para cada una de las curvas graficadas con base en el índice de correlación (R^2), esto para diferenciar mejor la completitud en el tiempo.

2.3. Delimitación de fuentes sísmicas

Para los distintos estudios que involucran un procesado del catálogo sísmico, es muy importante definir la geometría de las fuentes sísmicas, previo al análisis del set de datos, con el fin de caracterizar y diferenciar entre zonas con distinto potencial sísmico y patrones de sismicidad. Benito y Jiménez (1999) afirman que la sismicidad debe ser siempre relacionada con la tectónica de la zona, para determinar las zonas sismogénicas, de potencial sísmico uniforme; así como los máximos sismos potenciales asociados a ellas y aproximar leyes de recurrencia.

Según Ortiz (2013), estas fuentes sísmicas se definen estudiando los rasgos estructurales (direcciones y densidad de fallas, historia tectónica), geofísicos (espesor de corteza, flujo térmico, anomalías de la gravedad o geomagnéticas) y sísmicos (densidad de epicentros, agrupamientos), siendo delimitados mediante polígonos. Muñoz (1989) define este

concepto como aquellas zonas en las que se puede considerar que los terremotos presentan características comunes y, por tanto, se pueden asociar con una estructura geológica.

Para analizar la sismicidad de un lugar, existen modelos de sismicidad zonificados y no zonificados, en función de si se descompone o no el área que potencialmente constituye un peligro sísmico en zonas sismogénicas de geometría bien definida (zonas con sismicidad uniforme o fallas). Las zonas sismogénicas pueden ser entidades físicas reconocibles (como fallas tectónicas) o zonas amplias en las que la sismicidad se considera distribuida uniformemente a lo largo y ancho (Climent y otros, 2008).

Según Westen y otros (2012), existen dos tipos de zonificación: macrozonificación y microzonificación. La macrozonificación es un método que zonifica la amenaza en una escala pequeña (poco detalle), usualmente basada en la información sobre recurrencia de los sismos y la magnitud esperada y no se considera a profundidad las condiciones locales. La microzonificación es un método que zonifica la amenaza a una escala mayor, es decir con más detalle, lo que permite la incorporación de la información sobre las condiciones locales del sitio de interés en la evaluación de la amenaza.

En los márgenes convergentes o de subducción, la zonificación de las fuentes sísmicas características se subdivide en (e.g. Ranero y otros, 2005; Santibañez, 2013):

Sismos Outer rise: Producto de la flexión de la placa antes de subducirse. Se caracterizan por presentar magnitudes por lo general pequeñas y situarse distantes a la costa.

Sismos corticales o superficiales: Se presentan al interior de la placa cabalgante o continental, siendo sismos por lo general con profundidades menores a 30 km.

Sismos Interplaca: Ocurren a lo largo del plano de contacto entre las placas tectónicas. Son, por lo general, cercanos a la costa y de profundidad focal menor a 60 km. En general, la mayor parte de los grandes sismos del mundo corresponden a sismicidad de tipo interplaca.

Sismos Intraplaca o de profundidad intermedia: Son aquellos que ocurren al interior de la placa que se subduce en la zona de Wadatti-Benniof, con epicentros en el interior del continente y profundidades de entre 60 y 200 km.

Finalmente, un concepto importante de recalcar, debido a que se pretende trabajar y comparar algunos cálculos de recurrencia para las distintas fuentes sísmicas, es el de ciclo sísmico o recurrencia sísmica. Ruegg (1994), define este concepto como todos los

fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica entre dos terremotos consecutivos importantes (magnitud $M > 6$). Incluye los procesos de acumulación y de relajación de los esfuerzos, que van a repetirse de manera similar (pero no necesariamente idéntica), considerando con especial importancia, el componente geográfico de espacio y tiempo.

2.4. Modelos de recurrencia de sismos

El proceso de evaluación de la ocurrencia de sismos por lo general se realiza de tres formas o modelos para su estudio: el modelo de Poisson, modelos de predicción del tiempo y modelos de predicción del deslizamiento. La teoría más común en la caracterización del modelo de recurrencia de sismos, la cual se profundiza en esta investigación, es el modelo tipo Poisson clásico de Gutenberg-Richter, siendo la más utilizada en estudios de amenaza combinados con fuentes tipo área. Otra de las teorías utilizadas, es la verificación del comportamiento de sismo característico, enmarcado dentro de los modelos de predicción del deslizamiento, el cual también se verificó en el presente estudio (Rivas, y otros, 2014).

Según Cárdenas y otros (2010) un proceso estocástico es un conjunto de variables sometidas a influencias, impactos o fenómenos aleatorios que evolucionan en función de un índice, que puede ser el tiempo o el espacio. El modelo de Poisson es considerado como un tipo de proceso estocástico, con un conjunto de valores discretos y parámetros continuos, donde se considerará $X(n)$ el número total de ocurrencias del evento E (número de sismos) en un intervalo de tiempo o en una región.

En el caso temporal la tasa media de sismos es conocida como el parámetro del proceso de Poisson. La media y la varianza de $X(t)$ son funciones de t , como tal, el proceso no es estacionario, es evolutivo. En el caso espacial, el proceso de Poisson está estudiado dentro de la teoría de los patrones puntuales espaciales, que se refieren a los lugares como eventos, donde los patrones se clasifican como regulares, aleatorios o agregados (e.g. Valladares, 2013; Cárdenas y otros, 2010).

Según Benito y Jiménez (1999), para cada región hay un límite en el tamaño del máximo terremoto que puede ocurrir, dependiendo de las características geológicas y del sistema de fallas. Por esta razón, y para tener en cuenta ese límite superior, se han propuesto distintas modificaciones a la relación de Gutenberg-Richter, tales como relaciones cuadráticas o truncadas (e.g. Benito y Jiménez, 1999; Rivas y otros, 2014).

En cuanto a modelos de predicción en el tiempo, los cuales no se profundizaron en esta investigación, estos no poseen aun la comprobación científica robusta para su real aplicación. Entre algunos de estos, destaca el modelo de Reid donde establece tiempos perfectamente periódicos entre eventos, el modelo de tiempo predecible, donde cada sismo ocurre a un nivel crítico de esfuerzos, y el modelo de tamaño predecible, donde en este caso el deslizamiento se puede determinar a partir del tiempo de ocurrencia del anterior, pero no se puede determinar el momento de ocurrencia (Ortiz, 2013).

Con respecto a modelos de predicción del deslizamiento se destacan tres modelos: el modelo de deslizamiento variable, donde se asume el deslizamiento en un punto y las longitudes de ruptura varían de un sismo a otro. Por el contrario, el modelo de deslizamiento uniforme considera que el deslizamiento en un punto y la longitud de ruptura son constantes. Por último, el modelo de terremoto característico, donde hay un tamaño constante de terremotos grandes e infrecuentes terremotos pequeños. De estos modelos, este último se puede inspeccionar a partir del análisis gráfico de la distribución de frecuencia de magnitudes y las características sísmicas de las respectivas fuentes (Climent y otros, 2008).

El sismo característico enuncia que en algunas áreas donde las fallas activas son claramente identificadas, la actividad puede expresarse por medio de un terremoto característico, que representa los eventos de elevada magnitud que se han producido con un intervalo de recurrencia similar, en muchos casos estos se dan en fallas individuales, y en áreas donde se observan terremotos similares con una cierta frecuencia y la sismicidad no queda reflejada tan claramente por medio de la relación de Gutenberg-Richter (Benito y Jiménez, 1999).

El modelo de sismo característico se da comúnmente en zonas donde no se cumple la relación de Gutenberg-Richter con su comportamiento gráfico común, lo cual se aprecia con anomalías de terremotos grandes por fuera de la pendiente normal de la recta que relaciona todos los eventos sísmicos y su magnitud. Esta teoría considera que la falla solo rompe con sismos de la misma magnitud (magnitud característica MTC) y que estos ocurren con una periodicidad perfecta cada cierta cantidad de años, imposibilitando de este modo que se produzcan la cantidad de sismos de magnitud inferior típica o esperable según la relación de Gutenberg-Richter (Rivas y otros, 2014).

2.5 Potencial Sísmico

Dos métodos para determinar magnitudes máximas (M_{max}), comúnmente utilizados en aproximaciones probabilísticas, es el del valor b fijo de Kijko (2004), el cual asume un único valor de b sin incertidumbres, asumiendo que $m_{max} = m_{max}^{obs} + \Delta$, donde Δ es un incremento que depende del estimador utilizado en el cálculo de b y el del momento sísmico acumulativo de Makropoulos y Burton (1983), el cual estima la liberación de energía de tensión acumulada para estimar la M_{max} .

El método de momento sísmico acumulativo (Makropoulos y Burton, 1983) es una formulación pseudo-gráfica, donde la magnitud máxima puede derivarse de un gráfico de la liberación de momento sísmico acumulativo con el tiempo. La pendiente promedio de esta gráfica indica el momento de liberación promedio para el catálogo de entrada en cuestión. Dos líneas rectas adicionales se definen con gradientes iguales a los de la pendiente de la liberación del momento acumulativo medio, ambas envolviendo la gráfica acumulativa. La distancia vertical entre estas dos líneas indica la cantidad total de momento sísmico que puede liberarse en la región. Weatherill (2014) resalta que esta forma de estimar la M_{max} , tiene varias ventajas, como:

- Como método no paramétrico, es independiente de cualquier distribución de probabilidad y no puede estimar una M_{max} más baja que la M_{max} observada.
- Está controlado principalmente por los eventos más grandes, que lo hace relativamente insensible a incertidumbres en cuanto al umbral de límite inferior.
- Este estimador y el de Kijko (2004) dependen de tener un registro de eventos suficientemente largo en relación con el ciclo de tensión para la región en cuestión, de modo que hace que la estimación de la liberación del momento sísmico promedio sea estable.
- Dependiendo de la longitud del catálogo, y para algunas regiones, particularmente aquellas en entornos de intraplaca de baja tensión, a menudo ocurre que la M_{max} inferida estará cerca de la M_{max} observada.

2.6. Amenaza sísmica

En el presente estudio, se aportan insumos para el cálculo de la amenaza sísmica a partir de la relación de Gutenberg-Richter. A la fecha muchos de los estudios de amenaza sísmica han seguido las bases propuestas por Cornell (1968). Abril (2011) describe la amenaza como la probabilidad de ocurrencia de un evento potencialmente dañino,

caracterizado por una cierta intensidad, dentro de un periodo dado y en un área determinada.

Para estudiar la amenaza sísmica, se analizan parámetros propios de la sismicidad de cada zona, como: magnitud y momento sísmico, intensidad, aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo. La magnitud y el momento sísmico están relacionados con la energía liberada en el foco o epicentro del terremoto, mientras que la intensidad y la aceleración, velocidad y desplazamiento del suelo lo están con la energía recibida en un punto cualquiera de la superficie, que se determina a partir de percepción de la gente o por el uso de instrumentos, como los acelerógrafos (Muñoz, 1989).

Múltiples autores, entre ellos Cornell (1968), Muñoz (1989), McGuire (2001), Abrahamson (2006) y Climent y otros (2008), definen dos posibles métodos o enfoques para evaluar amenaza sísmica, los cuales son el método determinístico y probabilístico.

En el enfoque determinístico, se desarrollan escenarios de terremotos individuales (magnitud y ubicación del terremoto) para cada fuente sísmica relevante y se estima un posible nivel de movimiento del suelo, basándose en la ubicación del terremoto y la distancia al sitio (Abrahamson, 2006). Para establecer estos escenarios sísmicos es fundamental disponer de información procedente de estudios que permitan definir en forma precisa las fuentes sísmicas que podrían afectar el área de forma severa. Además, es necesario determinar el potencial sísmico (sismo máximo) de cada una de estas fuentes, postulando estos escenarios en términos de magnitud, profundidad del evento y distancia entre la fuente sísmica y el sitio a evaluar (Climent y otros, 2006).

El método probabilístico considera todos los terremotos que afectan el emplazamiento y tienen en cuenta la recurrencia de estos (Barrantes y Salcedo, 2016). En el enfoque probabilístico, se consideran todos los posibles y relevantes escenarios de terremotos deterministas (todas las magnitudes posibles y combinaciones de ubicaciones). Este conjunto de escenarios sólo debe incluir terremotos físicamente posibles y los escenarios de un análisis determinístico están todos incluidos en el conjunto completo de escenarios del análisis probabilístico (Abrahamson, 2006).

Muñoz (1989) señala que en el método probabilístico la ubicación de los epicentros históricos no es tan crítica como en el método determinístico y que, en estos últimos, el terremoto de mayor tamaño está condicionado por la información existente, limitante que

se solventa con la utilización de parámetros estadísticos de la sismicidad en cada zona, en el caso de los probabilísticos.

McGuire (2001) afirma que al enfocarse en un solo evento sísmico los métodos determinísticos aseguran que dicho evento es o puede ser real, es decir, razonablemente probable. El autor termina por afirmar que los métodos determinísticos y probabilísticos son complementarios, ya que un análisis probabilístico puede ser complementado con un evento determinístico que se considere más realista.

La ecuación propuesta por Gutenberg-Richter (1944) (Ecuación 1) también se puede expresar en términos de la frecuencia de los eventos ($1/t$) de la siguiente manera:

$$\log(1/t) = a - b * M. \quad (\text{Ecuación 8})$$

A partir de esta forma de expresar dicha ecuación, se puede aproximar la recurrencia para distintas magnitudes en distintos periodos de tiempo (t), lo cual se busca identificar en términos de amenaza sísmica:

$$M = \frac{\log(1/t) - a}{-b}. \quad (\text{Ecuación 9})$$

Según Cárdenas y otros (2010) y Rivas y otros (2014), con base en la teoría de Poisson, se puede aproximar la probabilidad acumulada de ocurrencia (P) para terremotos de diferentes magnitudes en las zonas sísmicas a partir de la fórmula:

$$P(t) = 1 - e^{-\lambda t}. \quad (\text{Ecuación 10})$$

Esta probabilidad acumulada, parte de la aproximación de la probabilidad anual de excedencia, que a su vez es muy similar a λ (tasa anual de excedencia sismos de una magnitud dada). Al graficarse la relación de Gutenberg-Richter en términos de la frecuencia de terremotos, λ es igual al N de la Ecuación 1. Convirtiendo dicha ecuación en términos de logaritmos naturales, se puede obtener N , aproximando así la probabilidad acumulada de ocurrencia de sismos de distintas magnitudes, lo cual a su vez es de suma relevancia en cuanto a la amenaza o potencial sísmico de cada fuente sísmica:

$$\lambda = N = 10^{a-b*M}. \quad (\text{Ecuación 11})$$

3. ANTECEDENTES

En este capítulo se mencionan estudios previos realizados en Costa Rica y la región Centroamericana que han calculado el valor de b de la relación de Gutenberg-Richter. Se reseñan también investigaciones sobre amenaza sísmica a nivel local y regional, así como avances en las metodologías a nivel mundial para la realización de estudios relacionados con catálogos sísmicos.

3.1. Estimaciones del valor b y amenaza sísmica en Costa Rica y Centroamérica

Para Costa Rica, son pocos los estudios que se adentran en la inspección de un catálogo sísmico, estadística sísmica y cálculo de los valores de a y b de la Ley de Gutenberg-Richter. Rojas (1993), realiza un primer acercamiento con metodologías estadísticas, calculando los parámetros de la Ley de Gutenberg-Richter para algunos de los catálogos sísmicos disponibles en ese momento en el país. De igual manera, Laporte y otros (1994); Climent y otros (2006); Benito y otros (2008), Climent y otros (2008) y Benito y otros (2012) estudian los catálogos disponibles para varias zonas de Centroamérica y Costa Rica, y a partir del ajuste lineal obtienen los valores de a y b . Los valores b que se han calculado varían entre 0,48 y 1,40 para cada una de las fuentes sísmicas específicas.

Otros intentos o aproximaciones más generales para catálogos sísmicos sin subdividir por fuentes sísmicas han aproximado el valor b promedio, en general, para diferentes subregiones o para todo Costa Rica, presentado valores similares entre sí, dentro de los cuales destaca, por ejemplo: 0,97 en Rojas y otros (1993), 0,91 en Laporte (1994), 0,93 en Benito y otros (2012) y 0,96 en Arroyo y otros (2017).

Arroyo y otros (2017), realizan uno de los acercamientos más recientes en cuanto a temas de evaluación de catálogos sísmicos en Costa Rica, principalmente enfocados en la magnitud de completitud y la aproximación al valor b para todo el catálogo instrumental de la RSN en el periodo 1975-2014. Realizaron procesos de depurado del catálogo y valoraron los comportamientos en cuanto a la distribución geográfica de la sismicidad en Costa Rica. Para determinar la magnitud de confianza o de detección mínima, lo realizaron a partir del método de Stepp (1972), determinando una magnitud de completitud de 5,0 Mw para todo el periodo analizado, pero disminuyendo esta hasta 3,0 Mw para periodos más recientes. La relación Gutenberg-Richter también la evaluaron para el periodo 1975-2014, obteniendo un valor b para todo el catálogo de 0,96.

Con respecto a estudios más enfocados en aspectos de amenaza sísmica para Costa Rica y que también incluyen cálculos del valor b a nivel general de la región, resaltan el de Benito y otros (2012) y el Climent y otros (2008) con el Proyecto Resis II, donde desarrollaron un catálogo sísmico regional para Centroamérica que fue filtrado y homogenizado, a partir de una zonificación, definiendo valores de atenuación y el cálculo de la amenaza. Separan dicho catálogo en las distintas fuentes sísmicas determinadas para la región y a cada una le calculan los parámetros sísmicos.

Climent y otros (2008), obtienen valores de aceleraciones máximas probables para un período de retorno de 500 años, que oscilan en el orden de 2.5 a 6 m/s^2 a nivel de roca y determinan que la zona costera del país y hacia el interior, podría haber intensidades mayores a VII en la escala Mercalli Modificada y hasta de X, por lo que es importante considerar este dato de intensidad en el ordenamiento y desarrollo del país.

Además de los estudios de amenaza sísmica desarrollados por medio de proyectos de cooperación internacional, como los anotados anteriormente, en Costa Rica, el Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) ha realizado una gran cantidad de estudios específicos de amenaza sísmica orientados al diseño sismo-resistente de todas las obras civiles involucradas en el desarrollo de sus proyectos de generación eléctrica, un ejemplo de ello se puede consultar en Climent y otros (2006). También en esta institución se desarrollan estudios sismológicos específicos y aplicados a la estimación de la amenaza sísmica. Por citar uno de ellos, en Alvarado y otros (1988), evalúan cinco sismos históricos de magnitudes intermedias ($5 < M < 6,5$) y se asocian a estructuras tectónicas de relevancia en la región de ocurrencia de los sismos. Además, se identifican las principales ciudades que sufrieron daños y se determina el periodo de recurrencia de sismos destructivos en la región.

Estudios que evalúan aspectos sobre sismicidad histórica a partir de grandes sismos, así como análisis de la sismicidad actual y estudios neotectónicos, corresponden principalmente a instancias como la Red Sismológica Nacional (RSN), algunos de estos son: Alvarado y otros (1988), Rojas y otros (1993), Laporte y otros (1994), Montero (2001) y (2014) y Godínez y otros (2017). Por ejemplo, desde el punto de vista sísmico y neotectónico, Montero (2001) y (2014), caracteriza, entre otras, fallas ubicadas en la Cordillera Volcánica Central, donde destacan los sistemas de fallas de los volcanes Porvenir-Platanar, las Fallas del sector sumital del volcán Poás y las fallas de Alajuela y San Miguel, relacionados con el Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica.

3.2. Estudios del valor b en otras regiones

Sobiesak (2005) en su investigación del terremoto Mw 8,0 de Antofagasta, Chile, del año 1995, menciona que las variaciones espaciales del valor b son significativas y están vinculadas a las propiedades físicas cambiantes en el plano de la falla. Para señalar esto mapeó los valores b de las áreas de mayor ruptura que se identificaron como asperezas, identificando que los valores altos de energía sísmica derivados de las réplicas se dan en zonas de transición entre asperezas y en áreas adyacentes al plano de falla, y que los batolitos Jurásicos elevados en la región de Antofagasta, coinciden bastante bien con dichas asperezas y podrían ser también responsables de la acumulación de estrés durante el ciclo sísmico.

Estudios como el de Saltiel y otros (2011) y Enescu y otros (2011), discuten sobre las distribuciones de frecuencia y magnitud en regiones volcánicas y geotérmicas al noroeste de Estados Unidos y en sectores de Japón y Rumania, donde se han encontrado grandes anomalías con valores b mucho más altos que los encontrados en configuraciones puramente tectónicas. Esto podría sugerir que la sismicidad en los géiseres o cerca de cámaras magmáticas está dominada por la fractura térmica, encontrándose mayores valores b cuando el gradiente térmico fue mayor.

Estudios en México y Venezuela, como los de Mendoza (2012) y Valladares (2013), evalúan la obtención y las implicancias del valor de b en los diferentes catálogos sísmicos con los que cuentan. Por otro lado, también para Latinoamérica, otros estudios en Colombia como el de Cárdenas y otros (2010) o en México como el de Benito y Jiménez (1999), muestran aplicaciones de la Relación de Gutenberg-Richter, así como modelos con base en sismicidad instrumental.

Mendoza (2012) cita que el valor de b es inversamente proporcional a la magnitud media en la región de evaluación, por lo que diferencias en este valor reflejan diferentes tamaños de ruptura promedio y que se esperaría tener menores valores de b en las zonas de fuerte acoplamiento. Esa investigación determina el valor b únicamente a partir del método de máxima verosimilitud y las variaciones de dicho valor en el tiempo. El estudio concluye que efectivamente se encuentran mayores niveles de estrés o esfuerzo en las zonas de subducción interplaca de México, con valores de b más bajos entre 0,70 y 0,80.

Valladares (2013) estudia la región noroeste de Venezuela para la obtención de parámetros para evaluar la amenaza sísmica de la zona, donde se enfoca en el cálculo del

valor b por medio de regresión lineal y de máxima verosimilitud y el análisis de completitud por múltiples métodos. Obtiene valores a y b de 6,19 y 1,33 para los sismos superficiales, respectivamente. Para los intermedios a y b de 5,22 y 1,14; y para los sismos profundos son 5,77 y 1,30, respectivamente. En este estudio se interpreta que los valores de b altos indican que los niveles de esfuerzo en todas las profundidades estudiadas son predominantemente bajos.

En Estados Unidos, Asia y Europa hay una gran cantidad de trabajos que tratan catálogos sísmicos, la relación Gutenberg-Richter y la amenaza sísmica. Entre algunos de los principales autores, consultados bibliográficamente, destacan: Woessner y Wiemer (2005) que evalúan la calidad de los catálogos sísmicos y estiman magnitudes de completitud para los mismos, así como sus incertidumbres, Ranjit, y otros (2012) que exploran las variaciones espacio temporales de la magnitud de completitud y la homologación a M_w para catálogos al noreste de la India; Mignan, y Woessner (2012) que determinan la ley Gutenberg-Richter y la magnitud de completitud para algunos catálogos sísmicos e insumos para la amenaza sísmica y Chouliaras (2009) que explora los parámetros sísmicos y las características del catálogo del Observatorio Nacional de Atenas en Grecia.

Nishikawa e Ide (2014) estudian valores para distintas zonas de subducción, los autores determinan que el valor b para estas zonas en todo el mundo varía significativamente, pero la fuente de esta varianza no está clara. Correlacionan valores b mayores a 1 con placas o losas que se subducen más antiguas, así como asocian que los grandes terremotos ocurren con mayor frecuencia en las zonas de subducción con losas más jóvenes, pero no encuentran correlación entre el valor b y el movimiento de las placas. Dentro de las conclusiones más relevantes que obtienen de esa investigación, se reseña que las losas más jóvenes son más cálidas y flotantes, sugiriendo que la flotabilidad de las losas es el control principal sobre el estado de estrés y la distribución del tamaño de los terremotos en las zonas de subducción, dando como resultado valores b más bajos.

Siendo consecuentes con el contexto tectónico de Costa Rica, se hizo una reseña de estudios que evalúan el valor b en distintas zonas de subducción en el mundo (Cuadro 2). Bayrak y otros (2002), realizan una síntesis de valores b para zonas de subducción y concluyen que el promedio de dichos valores para estas zonas es entre 0,5 y 0,8.

Cuadro 2. Recuento de valores *b* para distintas zonas de subducción a nivel mundial.

Zona	Rango de valor <i>b</i>	Referencia bibliográfica
Chile	0,90 - 0,97	Tsapanos (1990)
Costa NW de Sur América	0,96 – 0,98	
Centro América	0,82 – 0,99	
México	0,77 – 0,93	
Alaska e Islas Aleutianas	1,04 – 1,11	
Kamchatka y Islas Kuriles	1,02	
Japón	0,88 - 1,04	
Islas Marianas	0,97 - 1,08	
Islas Filipinas	1,05 – 1,11	
Arco de Sunda	1,04 – 1,21	
Papua e Islas Solomon	1,00 – 1,19	
Fiji-Kermadec-Tonga y Nueva Zelanda	1,02 – 1,17	
Alaska	0,84 - 1,27	
Nueva Zelanda	0,8 - 1,4	
Noreste de Japón	0,7 – 0,9	Cao y Gao (2002)
Fosa Mesoamericana	0,7 – 1,0	Monterroso y Kulhánek (2003)
Zona de subducción de Alaska	0,7 – 1,47	Van Stiphout y otros (2009)
Pacífico Este (México, Costa Rica, Columbia y Chile)	0,7 – 1,5	Nishikawa y Ide (2014)
Izu – Marianas, Kermadec, Filipinas y Java	$\geq 1,3$	
Sumatra, Nankai, Puysegur, Islas Salomón y Nueva Hébridás	$\approx 0,9$	

4. METODOLOGÍA

En este capítulo se presentan las etapas que fueron necesarias para cumplir con esta investigación, que incluye la preparación del catálogo, la delimitación del modelo de fuentes sísmicas, el cálculo de la relación de Gutenberg-Richter y del valor b y la identificación de los modelos de recurrencia de sismos y amenaza sísmica (Figura 6).

4.1. Preparación del catálogo sísmico

La primera fase de la investigación consistió en conformar el catálogo sísmico. Este catálogo contiene epicentros de sismos detectados por la RSN de manera instrumental a partir de 1975, y otros epicentros provenientes tanto de registros de sismicidad instrumental como histórica entre los años 1900 y 1975 y de un periodo de sismicidad meramente histórica entre 1522 y 1900.

El catálogo incluye las características básicas de los sismos localizados: fecha, hora, coordenadas del epicentro (latitud y longitud), profundidad del hipocentro y en la mayoría de los casos su magnitud. La cantidad y distribución de las estaciones con las que se han localizado los sismos en Costa Rica ha variado significativamente a lo largo de la historia de la RSN (Figura 1).

El catálogo de la RSN contiene sismos regionales (a nivel Centroamericano) y telesismos (terremotos a nivel global). También algunos sismos sin estimación de magnitud, o con localizaciones deficientes según su número de estaciones o RMS (raíz cuadrática media de la diferencia entre los tiempos de arribo observados y calculados), unos de los cuales poseen profundidades que no concuerdan con el espesor de la corteza de las placas cabalgantes y la profundidad de la losa de la placa del Coco (Lucke, 2012). Dado que su relocalización y revisión está fuera de los objetivos de esta tesis, estos eventos no fueron analizados pues es muy probable que tengan errores altos en su localización.

Al catálogo de la RSN se le incorporó la información de catálogos internacionales, como el de la International Seismological Centre (ISC) y de redes sísmicas de Nicaragua (INETER) y Panamá (UPA), para complementar la información sísmica referente a las zonas fronterizas. Por otra parte, para la sismicidad antes del año 1975, se añadieron los sismos históricos que se documentaron en estudios a nivel regional, como el desarrollado en el Proyecto RESIS II, de los cuales se tiene registro y ya se han incorporado en estudios de amenaza sísmica para la región (Climent y otros, 2008).

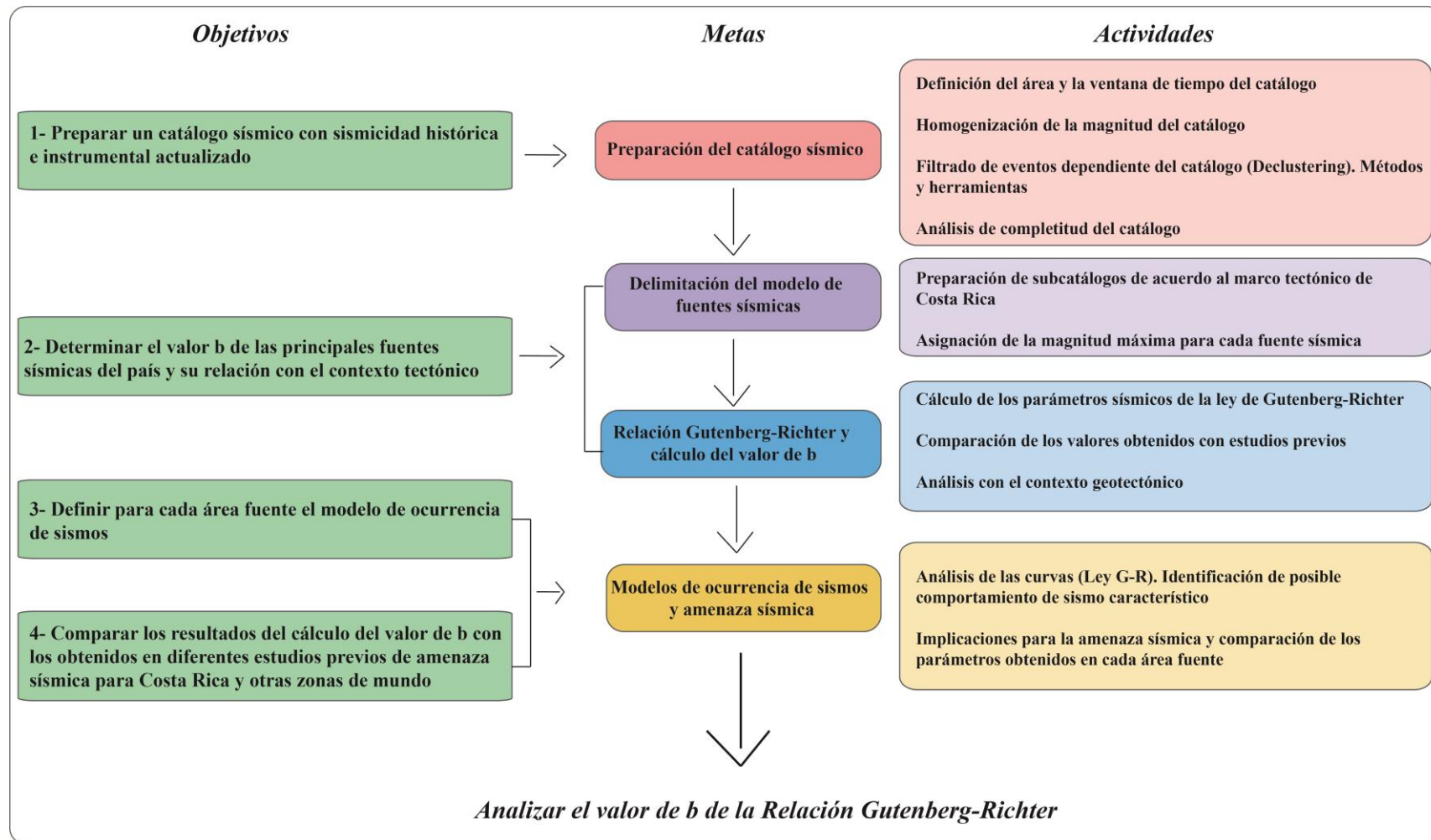


Figura 6. Resumen esquemático de la metodología.

4.1.1. Definición del área y la ventana de tiempo del catálogo

El área de estudio se enfoca en Costa Rica, para lo cual, se toma una zona de influencia de sectores de países aledaños (sur de Nicaragua y oeste de Panamá), y el Océano Pacífico y Mar Caribe, esto con el fin, de obtener los registros de sismos que hayan sido registrados en el marco geográfico seleccionado.

Se puede diferenciar entre la parte meramente correspondiente al territorio terrestre de Costa Rica, comprendido entre los límites de latitud que van desde 7,0° N a 11,5° N y longitud desde 82,0° W a 86,5° W, y la parte que se considera de influencia para el territorio nacional pero que está en zonas de Nicaragua y Panamá, aumentando el área de estudio entre los siguientes límites geográficos de latitud entre 6,0° N a 12,5° N y longitud entre 81,0° W a 87,5° W. Todos los epicentros determinados por la RSN en áreas no contenidas dentro estas coordenadas no fueron considerados (Figura 7).

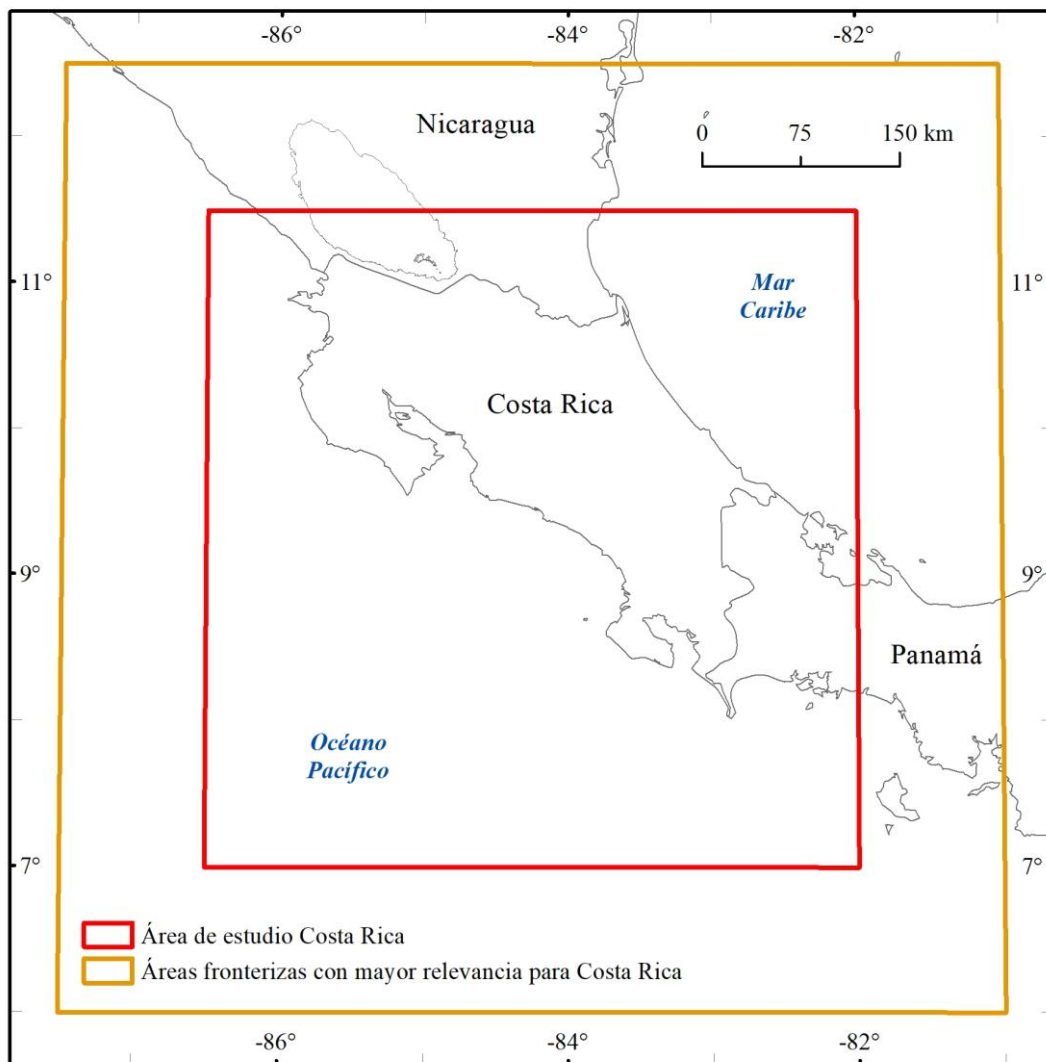


Figura 7. Delimitación del área de estudio.

El catálogo de Rojas y otros (1993) contiene la mayor parte de la sismicidad histórica, con datos macrosísmicos reportados desde 1522. Esto delimita el análisis temporal desde esa fecha hasta julio de 2018. Se incluyeron en el análisis todos los sismos con magnitud M_w mayor a 3,5 para los registros históricos y fronterizos.

4.1.2. Homogenización de la magnitud del catálogo

Posterior a la delimitación temporal y espacial, se procedió con la homogeneización de las magnitudes, convirtiéndose la magnitud reportada de todos los eventos de los que se cuenta con registro, a la magnitud momento (M_w). Esto se realiza, debido a que, en la historia de la RSN, las magnitudes se han calculado de diversas maneras, teniéndose antes del 2012, magnitudes como la Magnitud Local (ML) o la Magnitud Coda (MD), y posterior al año 2012, la M_w . Además, también algunos de los registros facilitados por parte de las instituciones internacionales también se encuentran en magnitud Coda (MD) o magnitud Local (ML).

Para la conversión de las magnitudes, se asumió con base en estudios para los catálogos regionales que la ML es igual a la MD (Rojas, y otros 1993). A partir de esto, se procede a convertir las magnitudes registradas en MD a M_w . La relación entre la MD y la M_w , se realizó mediante la siguiente ecuación, pasando primero de MD a magnitud de ondas superficiales (M_s):

$$M_s = -4,71 + 1,91 * MD \text{ (Rojas, 1993)}. \quad \text{(Ecuación 12)}$$

Algunos pocos registros también se encontraron con magnitud de ondas de cuerpo (m_b). Donde su relación a las ondas superficiales (M_s), es:

$$m_b = 2,91 + 0,45 * M_s \text{ (Rojas, y otros 1993)}. \quad \text{(Ecuación 13)}$$

Teniendo el valor de la M_s , se puede obtener la conversión respectiva a M_w :

$$M_w = 2,251 + 0,655 * M_s \text{ (Rojas, y otros 1993)}. \quad \text{(Ecuación 14)}$$

Con lo cual entonces, se puede afirmar una homogeneidad de todos los datos sísmicos a magnitud momento M_w . Es importante recalcar que en estas relaciones Rojas y otros (1993), señalan que las mismas funcionan para sismos menores a 5,0 M_w por lo que, para magnitudes mayores, se consideran los registros que se tienen en magnitud ML o MD, como equivalentes a la escala M_w .

Para las relaciones entre magnitudes ML ó MD a Mw con respecto a los registros de la RSN, se calculó una regresión lineal con los sismos que tienen ambos tipos de magnitud. Esto con el fin de convertir entre las distintas escalas a partir de los datos disponibles. En los resultados se desglosa el proceso de obtención de estas relaciones y la ecuación obtenida para la respectiva conversión de magnitudes.

4.1.3. Procesamiento del catálogo sísmico: métodos y herramientas

Para la depuración de esta base de datos sísmicos y el filtrado correspondiente, se establecieron los siguientes criterios de restricción:

- Coordinadas geográficas (área de interés detallada arriba en sección 4.1.1).
- Número de estaciones que registraron el sismo (descartando los registrados con menos de 4 estaciones).
- Raíz cuadrática media (despreciándose los mayores a 1) para registros instrumentales que incluyen eventos con profundidades que no coinciden con el grosor de la corteza de las placas cabalgantes ni con la ubicación de la losa de la placa del Coco, según Lucke (2012).
- Eventos sin magnitud registrada, los cuales son descartados.

El programa utilizado para el procesamiento y análisis del catálogo fue principalmente *Openquake* del grupo Global Earthquake Model (GEM). *Openquake* funciona a partir de un ambiente de programación y código de Python y está especializado en el tema de riesgo sísmico, pero cuenta con módulos que permiten calcular primeramente la amenaza sísmica y debido a esto tiene a disposición herramientas que permiten a su vez procesar los catálogos sísmicos, calcular los parámetros respectivos de las fuentes y estimar máximas magnitudes a partir de análisis estadísticos de los mismos.

Los módulos o herramientas utilizadas en *Openquake* fueron dos en específico, uno llamado “Explorando y procesando el catálogo sísmico”, el cual es utilizado para cargar el catálogo ya conformado, explorar datos de este, realizar el proceso de declustering, el análisis de completitud y la obtención de los parámetros Gutenberg-Richter. El otro modulo fue el de “Construyendo el modelo de fuentes”, el cual se ha utilizado en la segunda parte de los resultados cargando la información de las fuentes sísmicas y calculando los parámetros sísmicos respectivos de cada fuente. Cabe reseñar que existe un módulo previo a los utilizados, llamado “Minería de bases de datos y construcción de

catálogos sísmicos”, el cual está enfocado para cuando se parte totalmente de cero en la conformación de un catálogo, lo cual no es el caso de la presente investigación.

El módulo de “Explorando y procesando el catálogo sísmico” parte inicialmente de la importación del catálogo recopilado. Para estos efectos hay un número mínimo de campos necesarios para importar y usar la información del catálogo en un archivo de valores separado por comas (.csv). Los campos que se requieren indispensablemente son: ID (número de identificación), agencia, año, mes, día, hora, minuto, segundo, longitud, latitud, profundidad y magnitud (Weatherill, 2014). La Figura 8 muestra la conformación básica del archivo .csv utilizada en este catálogo.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S
1	eventID	Agency	year	month	day	hour	minute	second	timeError	longitude	latitude	SemiMajor90	SemiMinor90	ErrorStrike	depth	depthError	magnitude	sigmaMagnitude	magnitudeType
2	1	RSN	1975	2	2	21	36	0	1	-82.47	7.47				10		4.1		Mw
3	2	RSN	1975	10	19	23	1	0	1	-82.85	7.71				10		4.8		Mw
4	3	RSN	1975	2	3	6	5	0	1	-82.35	7.58				10		5.3		Mw
5	4	RSN	1975	8	31	12	18	0	1	-82.3	7.2				10		5.3		Mw
6	5	RSN	1975	7	15	15	53	0	1	-82.88	7.73				10		5.5		Mw
7	6	RSN	1975	1	28	2	21	0	1	-83.57	10.68				11		4.1		Mw
8	7	RSN	1975	7	28	14	46	0	1	-84.57	10.09				12		4.5		Mw
9	8	RSN	1975	9	1	21	50	0	1	-83.14	8.68				14		5.6		Mw
10	9	RSN	1975	12	1	6	24	0	1	-85.19	10.43				15		4.2		Mw
11	10	RSN	1975	7	17	5	14	0	1	-86.5	10.53				15		5.4		Mw
12	11	RSN	1975	1	28	2	25	0	1	-84.38	10.09				20		4.1		Mw
13	12	RSN	1975	9	10	2	24	0	1	-85.58	10.97				31		5		Mw
14	13	RSN	1975	11	20	11	9	0	1	-84.59	9.32				34		4.1		Mw
15	14	RSN	1975	9	7	23	46	0	1	-82.71	8.25				36		5.3		Mw
16	15	RSN	1975	7	19	23	48	0	1	-82.92	8.38				42		4.9		Mw

Figura 8. Ejemplo de la información básica necesaria para importar un catálogo sísmico en *Openquake*.

Por otra parte, de acuerdo con el modelo de la interdependencia de los eventos, según la teoría de Poisson, al catálogo sísmico además de las restricciones geográficas, temporales y los demás criterios anteriormente mencionados, también se debe depurar de tal manera que se logren identificar y se separen los enjambres, réplicas y premonitores, de los eventos principales (Caneva y otros, 2003).

El procedimiento metodológico para el desarrollo de esta sección se centra primeramente en identificar los métodos y las herramientas disponibles. Este procedimiento de filtrado es comúnmente llamado “*declustering*” (en español: filtrado de eventos dependientes) y sus métodos se basan en un modelo conceptual de lo que es un sismo principal (Van Stiphout y otros, 2012). Lo anterior está condicionado por la recopilación de fuentes bibliográficas en las que se haya desarrollado dicho procedimiento y la selección del método que mejor se ajuste.

Para esta tarea se decidió utilizar dos métodos, los cuales son de uso generalizado en este tipo de estudios. Los métodos seleccionados fueron el de ventanas espacio-temporales de

Gardner y Knopoff (1974) y el método de agrupación (*clústers*) de Reasenberg (1985), incluidos en *Openquake*, ZMAP y otras herramientas de MATLAB. La indagación y procesamiento con dos métodos de *declustering* en la determinación del valor *b* y en general de la relación de Gutenberg-Richter y sus parámetros, le da un valor extra a su determinación y permite observar que tan sensibles y variables son estos parámetros ante el proceso de filtrado de eventos dependientes. Adicionalmente, se realizó el proceso de determinación de los parámetros sísmicos sin realizar *declustering* al catálogo original, evaluándose la estabilidad de los índices sísmicos.

En esta investigación se implementaron las ventanas espacio-temporales sugeridas por Uhrhammer (1986) (Ecuaciones 8 y 9), debido a que conservan mayor cantidad de registros del catálogo sísmico y se considera que brindan un mejor panorama de la sismicidad de las fuentes. La Figura 9 evidencia el efecto de cada una de estas ventanas sobre un catálogo, mostrándose el tamaño de la ventana espacial (A) y temporal (B) según ecuaciones de distintos autores. Se muestra como las propuestas por Uhrhammer (1986) preserva más el catálogo hasta magnitudes menores a 6,5 en cuanto a distancias, y en cuanto a tiempo, preserva más el catálogo hasta magnitudes mayores a 8,0.

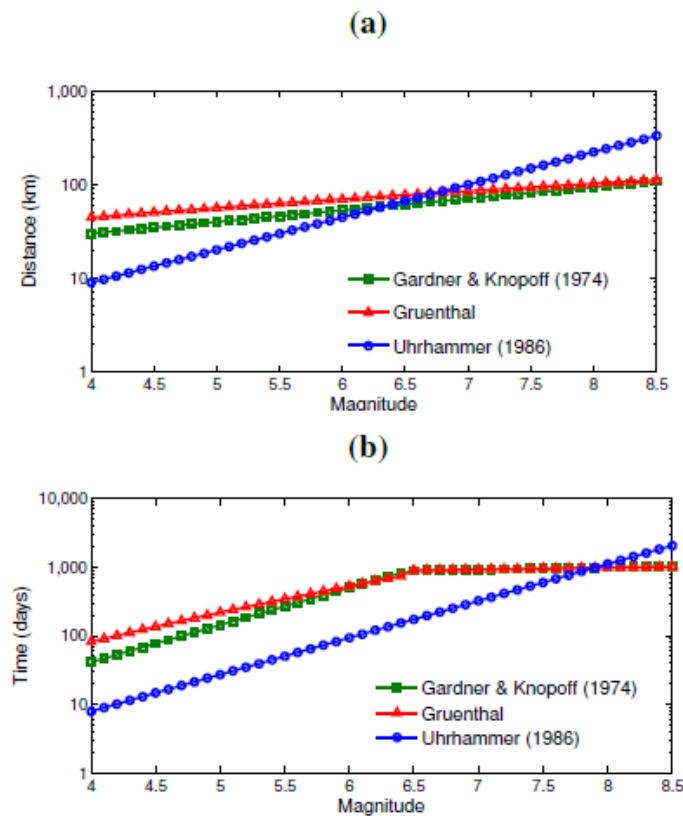


Figura 9. A) Efectos sobre catálogos de las ventanas de distancia. B) Efectos sobre catálogos de las ventanas de tiempo. Tomado de Weatherill (2014).

El método de Gardner y Knopoff (1974) y sus derivados representan el enfoque más simple desde el punto de vista de la ejecución computacional que conlleva (Weatherill, 2014). En *Openquake*, únicamente se necesita indicar dos atributos en este proceso, el llamado “time_dist_windows”, que indica la elección del modelo de la ventana de tiempo y distancia, para lo cual se utilizó el de Uhrhammer (1986) (Figura 8), y el parámetro “foreshock_time_window”, que define el tamaño de la ventana de tiempo utilizada para buscar tanto premonitores como réplicas. Para la configuración inicial para esta investigación se utilizó una ventana de tiempo de tamaño uniforme tanto para premonitores como para réplicas, por lo que el parámetro “foreshock_time_window” es igual a 1. Para ventanas de tiempo de premonitores más cortas o largas, este parámetro se puede reducir o aumentar, respectivamente.

El método de Reasenberg (1985) fue ejecutado por medio del software Zmap, en su versión MapSeis, donde se necesitó indicar los parámetros respectivos que se describieron en el marco teórico. Según la observación de los efectos del proceso de filtrado en el catálogo durante la ejecución del *declustering*, se seleccionaron los parámetros mostrados en el Cuadro 3, siendo τ_{min} y τ_{max} de 1 y 10 días, respectivamente, con una probabilidad de observación (P) del 0,95, el factor radial al epicentro (rfact) de 20 km, la magnitud de completitud (xmeff) establecida como 3,5 Mw, el factor de crecimiento de magnitudes (xk) en 0,5 y por último los errores epicentrales (err) e hipocentrales (derr) de 3 y 4 km, respectivamente.

Cuadro 3. Parámetros utilizados para el filtrado de eventos dependientes por el método de Reasenberg (1985).

Parámetro	Valor
Tiempo mínimo posterior (τ_{min})	1 día
Tiempo máximo posterior (τ_{max})	10 días
Probabilidad de observación (P)	0,95
Factor radial al epicentro (rfact)	20 km
Magnitud efectiva de corte o de completitud (xmeff)	3,5 Mw
Factor de crecimiento de magnitudes (xk)	0,5
Error epicentral (err)	3 km
Error hipocentral (derr)	4 km

Con respecto al análisis de completitud, también referida como la magnitud mínima de confianza del catálogo, este procesamiento se realizó a partir del software *Openquake*. Este software ha incorporado dentro de sus algoritmos, el análisis de completitud con base en el método de Stepp (1972), a partir de la relación gráfica que propone dicho método y que evalúa la constancia de los valores según su tasa de ocurrencia (Ecuación 7) como se explicó en el capítulo del Marco Teórico.

En esta metodología es necesario establecer intervalos de análisis tanto para la magnitud como para el tiempo de la muestra. Se definió para el aspecto temporal dos intervalos en función de la cantidad de eventos y los avances de la tecnología que han permitido contar con un mayor registro en los últimos años, mientras que para los intervalos de magnitud se tomaron rangos de 5 décimas. Es así como se define un intervalo temporal de 10 años para la época de sismicidad histórica e inicios de la instrumental en Costa Rica (1522-1974 y Mw a partir de 3,5) y un intervalo de 5 años para la época instrumental reciente (1975-2018 y Mw desde 1,0), como se muestra en el Cuadro 4.

Cuadro 4. Resumen de los intervalos temporales para evaluación de completitud del catálogo.

Época	Periodo	Intervalo Temporal (años)	Magnitud (Mw)
Histórica e inicios de la instrumental en Costa Rica	1522-1974	10	$\geq 3,5$
Instrumental reciente	1975-2018	5	$\geq 1,0$

El análisis del método de Stepp (1972) se realizó mediante el programa *Openquake* el cual se encuentra apto para el procesamiento de catálogos bajo esta metodología (Weatherill, 2014). *Openquake*, según las implementaciones actuales, asume que la completitud se aplicará a todo el catálogo espacialmente hablando, devolviendo una tabla de completitud que varía con el tiempo.

El uso de este método en *Openquake* se basa en un algoritmo con tres opciones configurables. El parámetro “time_bin” describe el tamaño del intervalo temporal en años, el parámetro “magnitude_bin” describe el tamaño del intervalo de magnitud (Cuadro 4). La opción final (“increment_lock”) se usa para asegurar la consistencia en los resultados y evitar que la magnitud de completitud aumente para los últimos intervalos en el catálogo simplemente debido a la variabilidad asociada con la corta duración. Si

“increment_lock” se establece como “True”, el programa garantizará que la magnitud de completitud para ventanas más recientes y cortas sea menor o igual a la de ventanas más antiguas y largas. De lo contrario, se debe establecer “False” para mostrar la variabilidad aparente. Como la red sísmica de la RSN, sobre la cual se tiene el grueso de los registros, se ha mantenido operativa y ha mejorado en cuanto a instrumentación y equipo en el tiempo, este parámetro se ha definido como “True”, esperando mejoras conforme épocas más recientes. Para una red con periodos de no operabilidad o deficiencias notables en tiempos recientes este parámetro se debería establecer como “False” (Weatherill, 2014).

Además de la evaluación por el método de Stepp (1972), se corroboró la completitud a partir de la inspección visual (magnitud de corte) de la relación de Gutenberg-Richter para cada subzona tectónica, siendo esta determinada por el punto máximo en el gráfico no acumulativo.

4.2. Delimitación del modelo de fuentes sísmicas

En el presente estudio se trabajó a partir de una zonificación de fuentes sísmicas ya existente para Costa Rica (Alvarado y otros, 2017), considerando que el área en cuestión puede distribuirse en distintas zonas sismogénicas, las cuales responden a un mismo patrón de sismicidad que las caracteriza y distingue. En esta zonificación se evaluó la sismicidad desde una macrozonificación, considerando las condiciones generales de los sismos en profundidad típicos de una zona de subducción (*outer rise*, interplaca, intraplaca), así como la delimitación por grandes estructuras tectónicas superficiales (sismicidad cortical).

La zonificación parte de un proceso en su determinación con varias etapas y pequeñas modificaciones durante el mismo. Esta fue inicialmente propuesta en un taller realizado en enero 2008 en la Universidad de Costa Rica, con la participación de profesionales en sismología de la Escuela Centroamericana de Geología y el Instituto de Ingeniería Sísmica de la UCR, del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) y de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias de Costa Rica (CNE) y luego publicada por Benito y otros (2012) y con algunas modificaciones posteriores publicada por Alvarado y otros (2017). Esta última zonificación es la que se usa en esta tesis.

Para la delimitación de las zonas sísmicas, los autores consideraron criterios relacionados con los patrones de fallamiento, los mecanismos de ruptura, el tamaño de las zonas de

ruptura de terremotos pasados, entre otros, y se revisaron los modelos y resultados de trabajos anteriores de amenaza sísmica en el país, siendo la zonificación final una delimitación geoméricamente en tres dimensiones de zonas sísmicas y regidas por el mismo proceso de producción de sismos (e.g. Climent y otros, 2008; Benito y otros, 2008; Benito y otros, 2012. Alvarado y otros, 2017).

4.2.1. Preparación de sub-catálogos de acuerdo con el marco tectónico de Costa Rica

Se incluye al igual que en los estudios de Resis II, tanto las fuentes sísmicas que se localizan en el territorio nacional, como las de los países fronterizos, que por su cercanía influyen en la amenaza (Cuadro 1). Considerándose las fuentes relacionadas con el proceso de subducción, tanto interplaca como intraplaca, así como las relacionadas con los sistemas de fallas corticales y la zona del levantamiento (“*outer rise*”) según su ubicación epicentral.

Este proceso de separación en subcatálogos se realizó a partir del software *Openquake*, donde se utiliza como insumo el catálogo con los filtros anteriormente mencionados y además se le indica al programa un documento .xml que define los límites respectivos de los polígonos para cada una de las fuentes sísmicas en tres dimensiones. Los aspectos más relevantes por reseñar son los límites geográficos que se le asignan al polígono, en este caso tomados de Alvarado y otros (2017), los cuales deben de contemplar tomar en cuenta registros sísmicos que pueden tener deficiencias en las localizaciones. Como muestran las Figuras 3B, 4B y 5B, el área respectiva de cada fuente se extiende para contemplar eventos que se salen del polígono original, pero que por sus profundidades corresponden a esa fuente sísmica. La Figura 10 muestra un ejemplo de estos archivos.xml, para el caso específico de la fuente sísmica cortical C6.

Al definir cada uno de los subcatálogos, se contempla la integración debido a su injerencia con respecto a la amenaza sísmica, que pueden tener las fuentes sísmicas cercanas a Costa Rica, tanto de Nicaragua como de Panamá. De esta inspección resaltaron las siguientes fuentes sísmicas: Nsi16, Psi9, Nsp17, Psp11, N4, N8, N6-7, N9-10, N12, N13-14, N2-C1, P1, P10-C8, P2 y P5. Las fuentes sísmicas correspondientes al sector de Nicaragua (N), principalmente en cuanto a fuentes corticales, presentaron bajos niveles de sismicidad y por esta razón se decidió unificar las fuentes N8 y N6-7 para que el cálculo respectivo de sus parámetros sísmicos fuera posible, tomando en consideración que su contexto tectónico es muy similar, al ser ambos, parte del arco volcánico. Varias de estas fuentes sísmicas fuera de Costa Rica se extienden mucho más de los límites definidos para este

estudio (Figura 7), por lo que algunas de ellas se evalúan solo parcialmente en esta investigación (por ejemplo: Nsi16, Psi9, Nsp17, Psp11, N9-10, N12, N13-14, P2 y P5).

```

</areaSource>
  <areaSource id="12" name="C6" tectonicRegion="Active Shallow Crustal">
    <areaGeometry>
      <gml:Polygon>
        <gml:exterior>
          <gml:LinearRing>
            <gml:posList>
              -84.45 10.59
              -84.12 10.44
              -83.54 10.25
              -83.54 10.13
              -83.66 09.93
              -83.79 09.71
              -84.35 09.70
              -84.78 09.99
            </gml:posList>
          </gml:LinearRing>
        </gml:exterior>
      </gml:Polygon>

      <upperSeismoDepth>0.0</upperSeismoDepth>
      <lowerSeismoDepth>25.0</lowerSeismoDepth>
    </areaGeometry>
  </areaSource>

```

Figura 10. Ejemplo de archivo “.xml” que muestra cómo se define la geometría de las fuentes sísmicas y su configuración en tres dimensiones para su implementación en *Openquake*.

4.2.2. Asignación de la magnitud máxima para cada una de las fuentes sísmicas

La estimación de las máximas magnitudes se calculó utilizando el software *Openquake* en el cual se estimó para toda el área de estudio la M_{max} (máxima magnitud) a partir del método de valor b fijo de Kijko (2004), y también a partir del momento sísmico acumulativo de Makropoulos y Burton (1983).

La aplicación del método del valor b fijo, en *Openquake*, consta de ingresar una magnitud mínima, así como indicar una magnitud máxima que sea mayor que la observada en el catálogo (por ejemplo, una magnitud histórica conocida) y la incertidumbre asociada a la misma. Si no se define esto último, la magnitud máxima se toma del catálogo automáticamente. Para el momento sísmico acumulativo, el único parámetro configurable en *Openquake* es “number_bootstraps”, que es el número de muestras utilizadas durante el proceso, el cual se ha implementado en 1000.

En el caso de la estimación de máximas magnitudes para cada fuente sísmica, se tomó en cuenta el mayor terremoto histórico para la fuente sísmica, el momento sísmico acumulativo y el área máxima posible de ruptura según criterio geológico. Luego se procedió a generar un cuadro resumen para cada fuente sísmica que muestra:

- $M1$ = Magnitud máxima observada en la zona, que corresponde al umbral inferior de la distribución de M_{max}

- M2= Magnitud máxima según el método de momento sísmico acumulativo

4.3.Relación Gutenberg-Richter y cálculo del valor *b*

En esta sección se reseñan los procedimientos llevados a cabo para la determinación de la relación de Gutenberg-Richter y el cálculo del valor *b*, partiendo inicialmente del cálculo de los parámetros o índices sísmicos a nivel general de todo el catálogo y por fuente sísmica y también comparando con estudios previos y relacionándolos con el contexto geotectónico. Parte de lo importante de esta investigación es establecer una metodología replicable y mejorable a través de los años, con la finalidad de que sea actualizado el cálculo de estos parámetros sísmicos periódicamente, conforme aumenta la capacidad de detección de la RSN.

4.3.1. Cálculo de los parámetros sísmicos de la ley Gutenberg-Richter

La regresión lineal basada en la ecuación 1 se tomó como referencia gráfica, mostrando la cantidad de eventos (N) acumulados y no acumulados contra las magnitudes de estos. Con respecto al cálculo del valor *b*, se tomará las modificaciones al método de Aki (1965), propuestas por Weichert (1980) y Kijko y Smit (2012), las cuales se basan y tratan de contemplar, el análisis de la completitud del catálogo, tomando en cuenta la variación en la magnitud de completitud para los distintos periodos bajo estudio. Ambos métodos se tienen disponibles en la ejecución con el programa *Openquake* e incorporan una disminución de incertidumbres, permitiendo diferenciar el catálogo en subcatálogos con diferencias en el tiempo y espacio con respecto a su magnitud de completitud.

El procesamiento se realizó con el programa *Openquake*, donde únicamente se asigna el catálogo de entrada y el método respectivo de cálculo de recurrencia para determinar el valor *b*. Primeramente, se hizo el cálculo para toda el área de estudio, con los respectivos filtros aplicados que se han mencionado anteriormente. Posteriormente el análisis profundizó en cada una de las fuentes sísmicas, según Alvarado y otros (2017) con los procesos de filtro del catálogo también aplicados.

En ambos casos se graficó la dispersión de la magnitud y la cantidad de eventos acumulados y no acumulados, esto para visualizar la relación de Gutenberg-Richter. Para el caso de toda el área de estudio, se hizo el cálculo tanto para el método de Weichert (1980) como para el de Kijko y Smit (2012), mientras que para el cálculo por fuente sísmica se decidió únicamente utilizar el método de Weichert (1980).

4.3.2. Comparación con estudios previos y análisis del contexto geotectónico

Para revisar comparativamente los valores b para cada fuente sísmica se partió del siguiente proceso:

- Revisión bibliográfica de los estudios previos que han aproximado valores b en zonas de subducción a nivel mundial (Cuadro 2) y en estudios previos de aproximaciones para todo Costa Rica.
- Comparación de las fuentes sísmicas con respecto a los estudios previos (e.g, Benito y otros, 2008 y Alvarado y otros, 2017).
- Identificación de similitudes y diferencias para el cálculo del valor b entre los distintos estudios y las posibles razones de las variaciones.
- Análisis del objetivo para el cual se determinaron dichos valores en los estudios previos en Costa Rica y las implicaciones en su determinación.

Para analizar la relación de los valores de b obtenidos para cada una de las fuentes sísmicas con respecto a su situación geotectónica, se siguió el siguiente procedimiento:

- Se relacionaron las zonas sísmicas con algunos de los más importantes rasgos morfotectónicos y que podrían relacionarse con la sismicidad que se produce en estas. Con el fin de poder relacionar estructuras geológicas conocidas (en general cuencas sedimentarias, cordilleras y formaciones geológicas) con valores b .
- Se analizó la variación espacial y en profundidad de los valores de b que se obtuvieron para cada fuente sísmica y se le asociaron posibles explicaciones o razones de acuerdo con el nivel de esfuerzos o heterogeneidad geológica
- Se correlacionó la zona con su posible ubicación temporal en el ciclo sísmico, de acuerdo con la información de recientes eventos sísmicos importantes en las mismas y su posible relación con el valor b .
- En el caso de las cordilleras volcánicas, se buscaron hipótesis o teorías que pueden relacionar los valores b que se obtuvieron, con magmatismo.

4.4. Modelos de recurrencia de sismos y amenaza sísmica

Se partió del análisis de las curvas (gráficos) de la relación Gutenberg-Richter que se determinaron para cada fuente sísmica. Se buscó identificar las fuentes sísmicas que no cumplen dicha relación Gutenberg-Richter. Estas son aquellas fuentes en las que, en el gráfico, las máximas magnitudes no tienen correspondencia con la curva o la pendiente que se debería obtener para el comportamiento típico de la curva Gutenberg-Richter, sobre las cuales se podría suponer más bien, un comportamiento de sismo característico.

También se plotearon con base en la teoría de Poisson, gráficos de recurrencia de magnitudes para ciertos intervalos de tiempo, según los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter.

4.4.1. Análisis de las curvas Gutenberg-Richter

El procedimiento para evaluar las curvas Gutenberg-Richter y la identificación de posibles zonas con tendencia a sismo característico fue el siguiente:

- Construcción de los gráficos de la relación de Gutenberg-Richter, en los cuales se mostró la cantidad de eventos sísmicos para cada fuente sísmica con respecto a sus magnitudes.
- Análisis de los eventos de máximas magnitudes de cada fuente sísmica, con respecto a las pendientes.
- Discusión sobre la posible recurrencia de estos eventos de sismo característico en las zonas donde se identifique dicho comportamiento.
- Relación con fallas o estructuras tectónicas que puedan explicar el comportamiento de sismo característico.

4.4.2. Implicaciones en la recurrencia y potencial sísmico de los parámetros obtenidos en las fuentes

El procedimiento para el análisis de las implicaciones de los parámetros obtenidos está basado en la teoría de Poisson. Se realizó de la siguiente manera:

- Identificación y análisis de las zonas con los valores más bajos de ***b***, ya que estas pueden representar mayor estrés o esfuerzo al que está sometidas o una heterogeneidad geológica mayor.
- Construcción de curvas de recurrencia de magnitudes, para periodos entre 1 y 250 años, con base en la ecuación 9 para los tipos de zona corticales, inter e intraplaca y para algunos casos específicos de fuentes sísmicas.
- Construcción de curvas de probabilidad de ocurrencia vs el delta T, o tiempo que debe pasar para que se cumpla dicha probabilidad, según los índices sísmicos para cada fuente sísmica, con base en la ecuación 11 para los tipos de zona corticales, inter e intraplaca y para algunos casos específicos de fuentes sísmicas.
- Discusión general sobre la amenaza diferencial en cada fuente sísmica analizada.

5. RESULTADOS

5.1. Catálogo sísmico

Esta sección muestra los resultados de la depuración del catálogo sísmico, el cual será la base para estimar los parámetros sísmicos de la relación Gutenberg-Richter.

5.1.1. Recopilación de registros sísmicos

Para la preparación del catálogo de esta investigación, se utilizaron los siguientes catálogos sísmicos, que se presentan en orden de prioridad:

1. Catálogo de la Red Sismológica Nacional (RSN)
2. Catálogo del Proyecto Resis II
3. Catálogo del International Seismological Centre (ISC)
4. Catálogo del Instituto Nacional de Estudios Territoriales de Nicaragua (INETER)
5. Catálogo de la Universidad de Panamá (UPA)

Para identificar de mejor manera la fuente de información sismológica utilizada, en la Figura 11 se muestra las zonas diferenciadas donde se priorizó el uso de uno u otro catálogo según la red sísmica de mejor representación para la zona y se muestra la agencia de donde se tomaron los respectivos datos para la conformación del catálogo final. El Cuadro 5 muestra los catálogos sísmicos utilizados, su correspondencia con datos de sismicidad histórica y/o instrumental y la zona geográfica donde la información de estos catálogos fue utilizada, con base en la Figura 11.

Cuadro 5. Resumen de la conformación del catálogo sísmico utilizado.

Agencia	Zona geográfica	Periodo	Cantidad de sismos
1. RSN	A	1975-2018	74.120
2. Resis II	A, B, C, D	1522-2007	3.678
3. ISC	B, C, D	2008-2018	778
4. INETER	B	2008-2018	1.105
5. UPA	C	2008-2018	196
<i>Catálogo final</i>	<i>A, B, C, D</i>	<i>1522-2018</i>	<i>79.877</i>

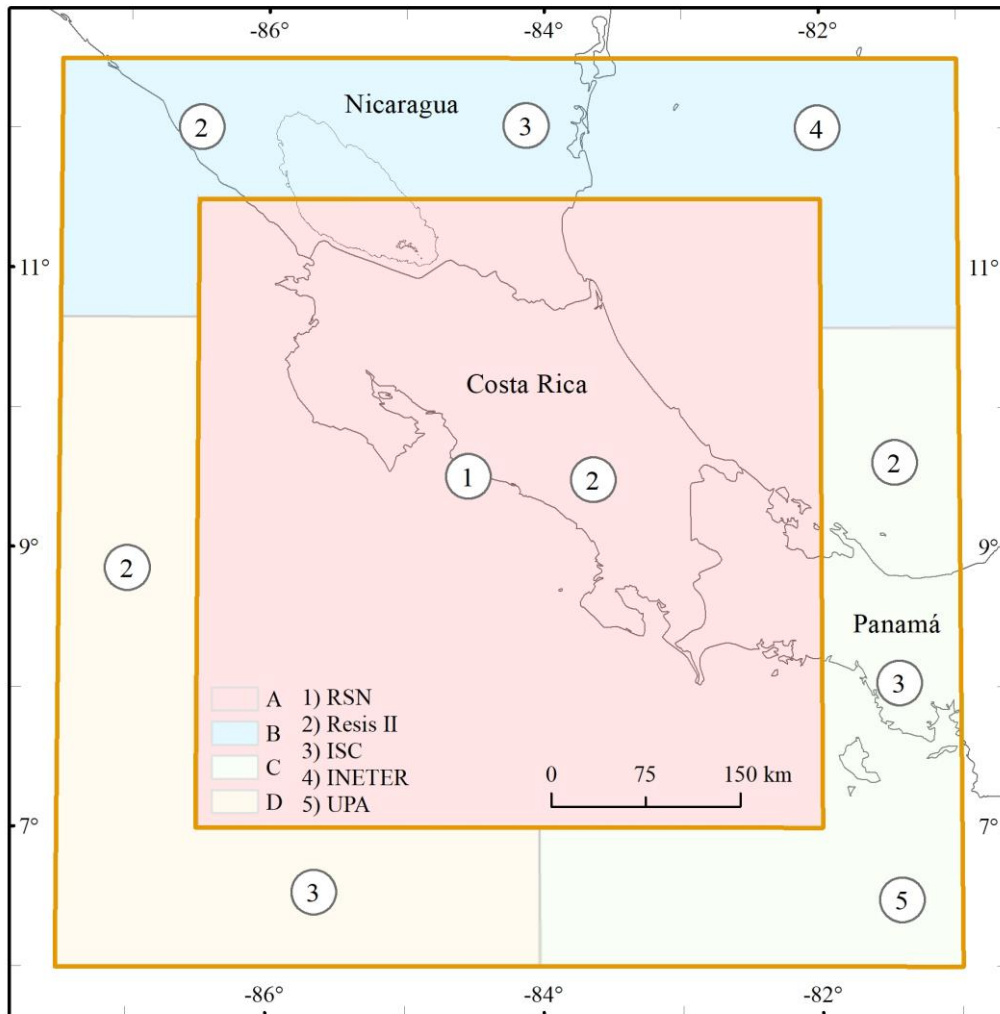


Figura 11. Relación entre zona geográfica y las respectivas agencias o redes sísmicas tomadas en cuenta para la conformación del catálogo sísmico final. Las letras indican la subdivisión geográfica dentro del área de estudio y los números las agencias de las cuales se tomaron los registros sísmicos. La priorización de las agencias para la toma de los registros sísmicos en cada zona sigue el orden de la lista mostrada en la figura.

Los registros sísmicos utilizados en esta investigación se pueden separar en dos periodos para su mejor interpretación y ubicación temporal:

Sismicidad histórica e inicios de registro instrumental (1522-1974)

El registro histórico de eventos para los países latinoamericanos se ha obtenido por lo general de la época colonial, es decir, empezando alrededor del año 1500, poco después de la conquista. En Costa Rica, la principal base de datos que registra los mismos, fue recopilada por Rojas (1993), empezando para Costa Rica en 1522. En el Proyecto Resis II, se conformó a su vez un registro histórico para toda la región centroamericana, el cual es el utilizado en esta investigación como la base de datos para toda la zona de estudio en este tiempo mencionado (1522-1974) (Zonas A, B, C y D de la Figura 10).

Debido a la mínima instrumentación en la región durante esta época y prácticamente nula antes del año 1900, la mayoría de los eventos ocurridos fueron dimensionados usando intensidades macrosísmicas a partir de entrevistas a la población y relatos asociados, recopilando información de la distribución de efectos y daños, extensión y magnitud de levantamientos y hundimientos costeros, efectos de tsunamis, límite de perceptibilidad, duración de las vibraciones, entre otros aspectos, lo cual implica alta incertidumbre de los datos reportados, inherente de las características de estas recopilaciones. Del catálogo de Resis II se obtuvo la información básica necesaria, como la fecha, hora local, localización geográfica del evento, magnitud y profundidad.

Al considerar las limitantes de esta época y la naturaleza misma de la recopilación de eventos en Resis II, el umbral mínimo de magnitud utilizado es de 3,5 para este periodo. Se consideraron únicamente los registros con información de magnitudes y los mismos se encuentran en magnitud momento (M_w).

Sismicidad instrumental (creación de la RSN) (1975-2018)

Este periodo analizado posee mucha más precisión y surgen una serie de bases de datos que compilan registros sísmicos de todo el planeta y permiten mejores búsquedas y acceso a los mismos. La información correspondiente a este periodo se ha separado a partir de sectores geográficos en los cuales se prioriza una u otra red sísmica.

Para el área de relevancia inmediata para Costa Rica (zona A) se tomó únicamente el catálogo sísmico de la RSN el cual se ha depurado usando los criterios de Arroyo y otros (2017) y que está compuesto por más de 124.000 sismos, ocurridos entre 1975 y julio de 2018 y con magnitudes entre 0,8 a 7,8. A este catálogo, además de limitarse temporal y geográficamente como se explicó en la sección 4.1.1. de la Metodología, se le aplicaron otros criterios para descartar los sismos con localizaciones de baja calidad, descartando eventos localizados con menos de cuatro estaciones y también, los que tenían un valor de la raíz cuadrática media (RMS) mayor a 1,0.

Para los otros sitios (zonas B, C y D) se utilizó principalmente la base de datos regional del Proyecto Resis II, entre el año 1975 y 2007 y que incluye eventos sísmicos a partir de 3,5 M_w . Estos sectores mencionados, para el periodo 2008-2018 se complementaron con registros sísmicos del ISC. En el caso del sector B se utilizaron también los datos facilitados por el INETER de Nicaragua, mientras que en el sector C se utilizaron también

datos de la UPA de Panamá. Se consideraron únicamente los registros con información de magnitudes y con raíz cuadrática media (RMS) menor a 1,0.

5.1.2. Homogenización de magnitudes y generalidades del catálogo

Para obtener el catálogo sísmico final usado en este trabajo, se combinaron los cinco catálogos de las agencias o redes sísmicas descritas anteriormente. Los eventos de magnitud y coordenadas similares en un intervalo de tiempo muy cercano (un minuto), reportados por los diferentes catálogos fueron considerados como repetidos y se escogió el registro según el orden de prioridad descrito anteriormente.

Con el catálogo unificado, se procedió a homogenizar en magnitud Mw. Tomando en cuenta que los registros de Resis II ya se encontraban en esta escala, únicamente se tuvo que realizar conversiones parciales al catálogo de la RSN (entre 1975 y 2012) debido a que los sismos se encontraban en su mayoría en magnitud ML, así como para algunos datos del ISC, INETER y la UPA, que también se encontraron con registros en ML, mb o incluso Ms. El cuadro 6 muestra la cantidad de registros en cada tipo de magnitud.

Cuadro 6. Resumen de los tipos de magnitudes antes del proceso de homogenización del catálogo sísmico utilizado.

Tipo de magnitud	Cantidad de sismos
Mw	24.197
ML / MD	54.878
mb	799
MS	3
Total	79.877

Para la conversión de las magnitudes de ML a Mw de los datos sísmicos del ISC, INETER y la UPA, se utilizaron las relaciones determinadas por Rojas (1993) (Ecuaciones 3 y 5). Para los sismos de Resis II y de la RSN entre 2012-2018, no fue necesario realizar conversiones debido a que los mismos ya se encontraban en Mw.

Para los registros de la RSN entre 1975 y 2012, se identificó 3054 eventos con magnitud menor a 5,0, que poseen tanto magnitud momento (Mw) como magnitud Coda o Local (MD/ML), tratadas como equivalentes para el catálogo de la RSN. Con base en estos sismos, se estimaron relaciones lineales entre las mismas, utilizando 2449 registros y buscando generar una relación lineal con menor dispersión y un coeficiente de correlación R^2 (mayor a 0,6). La relación grafica obtenida se muestra en la Figura 12. La relación

entre la ML/MD y la Mw, es válida para magnitudes entre 1,5 a 5,0 y se considera que para magnitudes por encima de este rango las escalas son equivalentes. Esta relación se muestra mediante la ecuación:

$$M_w = 0,77 + 0,73 * ML. \quad (\text{Ecuación 15})$$

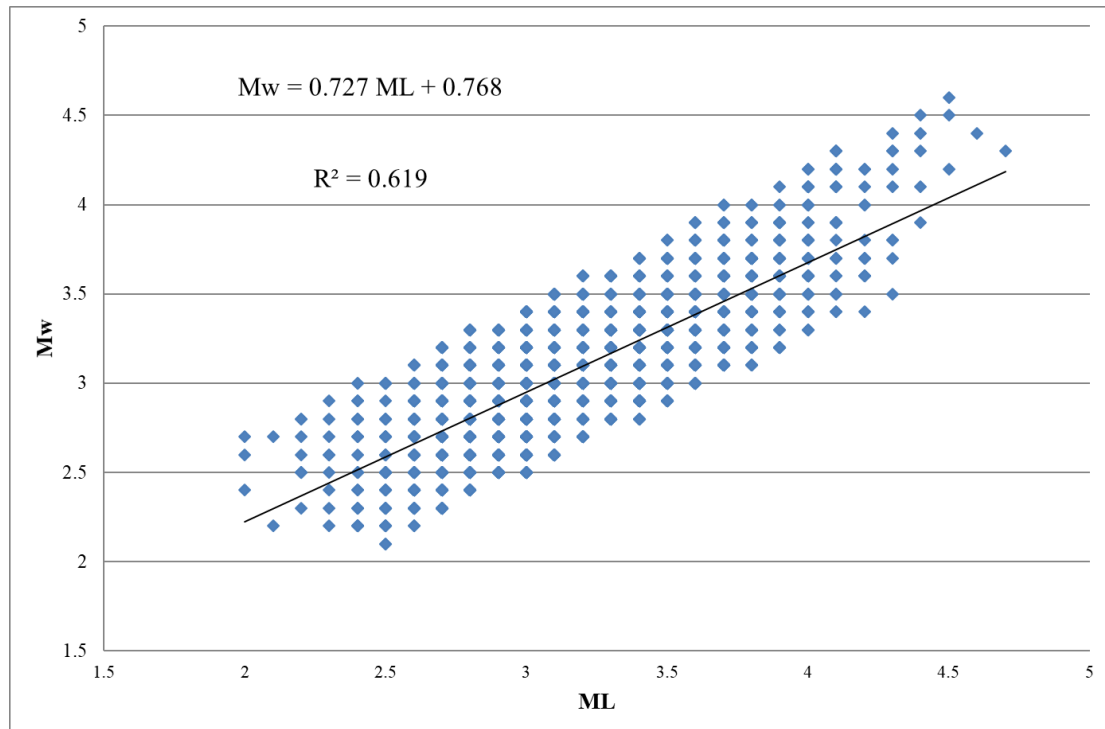


Figura 12. Relación lineal entre Mw y ML/MD para los registros sísmicos de la RSN.

Para los casos, en menor proporción, donde se identificaron eventos en magnitud de ondas de cuerpo (mb), se procedió primero a convertirlos a Ms a través de la ecuación 12. Teniendo el valor de la Ms, se puede obtener la conversión respectiva a Mw, a partir de la ecuación 14, siendo esta la utilizada finalmente para las conversiones de Ms a Mw, con lo cual se puede obtener una homogeneidad de todos los sismos a Mw.

Después de la homogenización, se conformó un catálogo final con todos los datos en Mw para un total de 79.877 eventos sísmicos. La Figura 13.A muestra el histograma de la frecuencia de magnitudes del catálogo recopilado, donde se aprecia el comportamiento típico de los catálogos sísmicos a nivel general, con una distribución normal, que evidencia la mayor acumulación de sismos entre Mw de 2,5 y 3,5. Los histogramas por fuente sísmica de la distribución de magnitudes se muestran en anexos. Estos histogramas evidencian el efecto e incertidumbre de las conversiones de magnitud, donde es difícil conseguir el patrón ideal de la distribución normal. En algunas fuentes sísmicas esto se da por poca sismicidad (N6-7-8, N9-10, N13-14, etc.).

La Figura 13.B muestra los registros sísmicos cada cinco años desde 1950 a la fecha, donde se aprecian algunos cambios en la capacidad de registro de la red sísmica de la RSN, al ser esta la fuente de datos sísmicos de mayor volumen, en especial llama la atención el déficit de sismicidad en comparación a la tendencia general, que se evidencia entre el 2010 y 2015, representado principalmente por limitaciones en la configuración y funcionamiento de la RSN entre 2010 y 2012, especialmente.

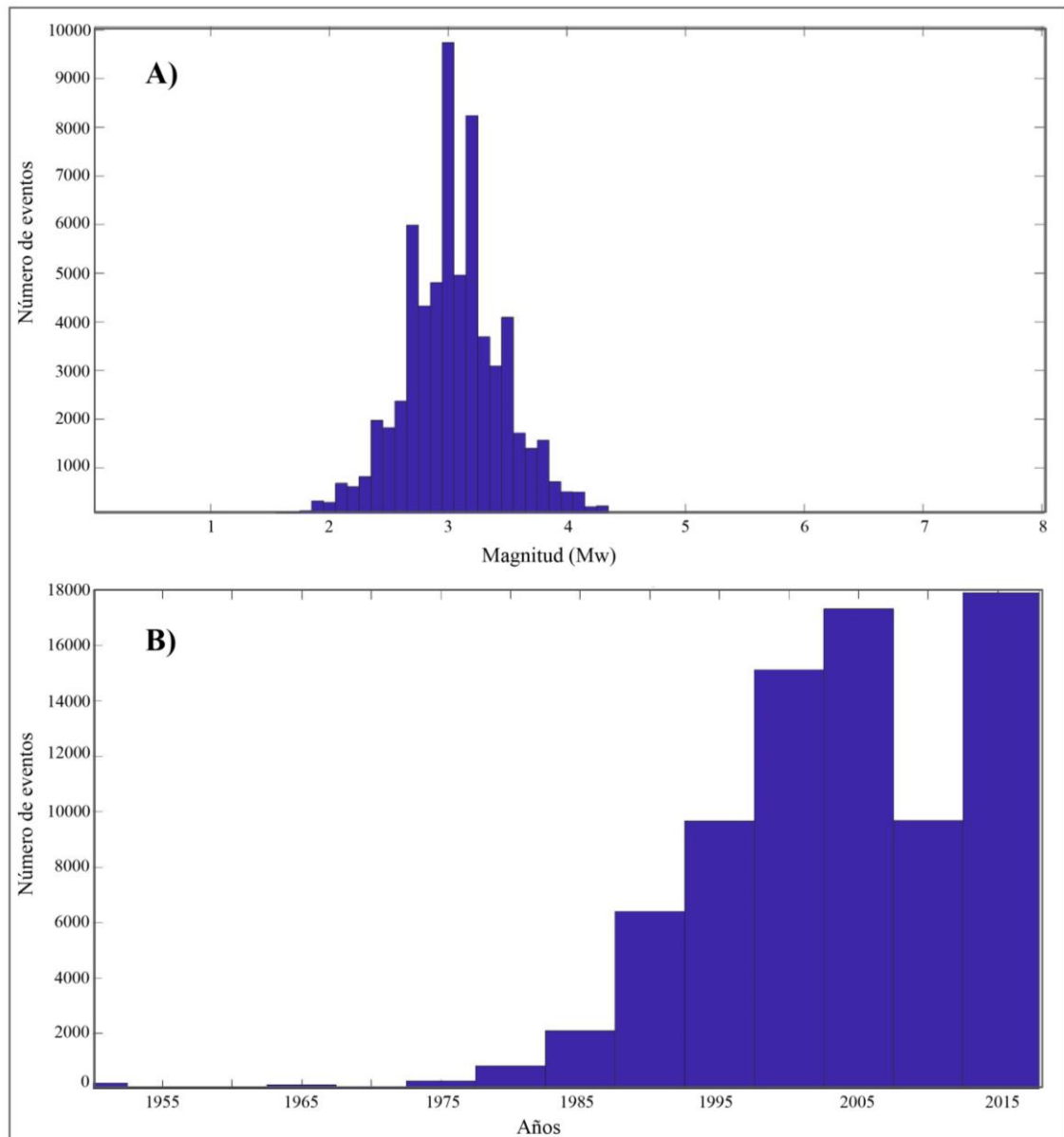


Figura 13. A) Histograma de la distribución de magnitudes del catálogo final homogenizado a Mw y cantidad de eventos asociados con las mismas. B) Histograma de la cantidad de eventos en distintos periodos.

La Figura 14 presenta el mapa epicentral de los sismos mayores a 3,5 Mw en el catálogo conformado. En el catálogo de esta investigación se tienen 50 sismos mayores o iguales a 7,0 Mw. La distribución geográfica de estos sismos y el año de su ocurrencia se presenta en la Figura 15. Según los registros de la Red Sismológica Nacional (2018), contemplando la sismicidad histórica, en total, hay evidencias de la ocurrencia de 70 sismos que han generado daños en Costa Rica entre 1756 y 2012, es decir en un período de 256 años, lo que da un promedio de un sismo que produce daños cada 3,6 años. Cabe recalcar que esta estadística corresponde con sismos de los cuales hay evidencia certera que han causado daños en Costa Rica, estando estos entre magnitudes desde 5,0 a 7,8.

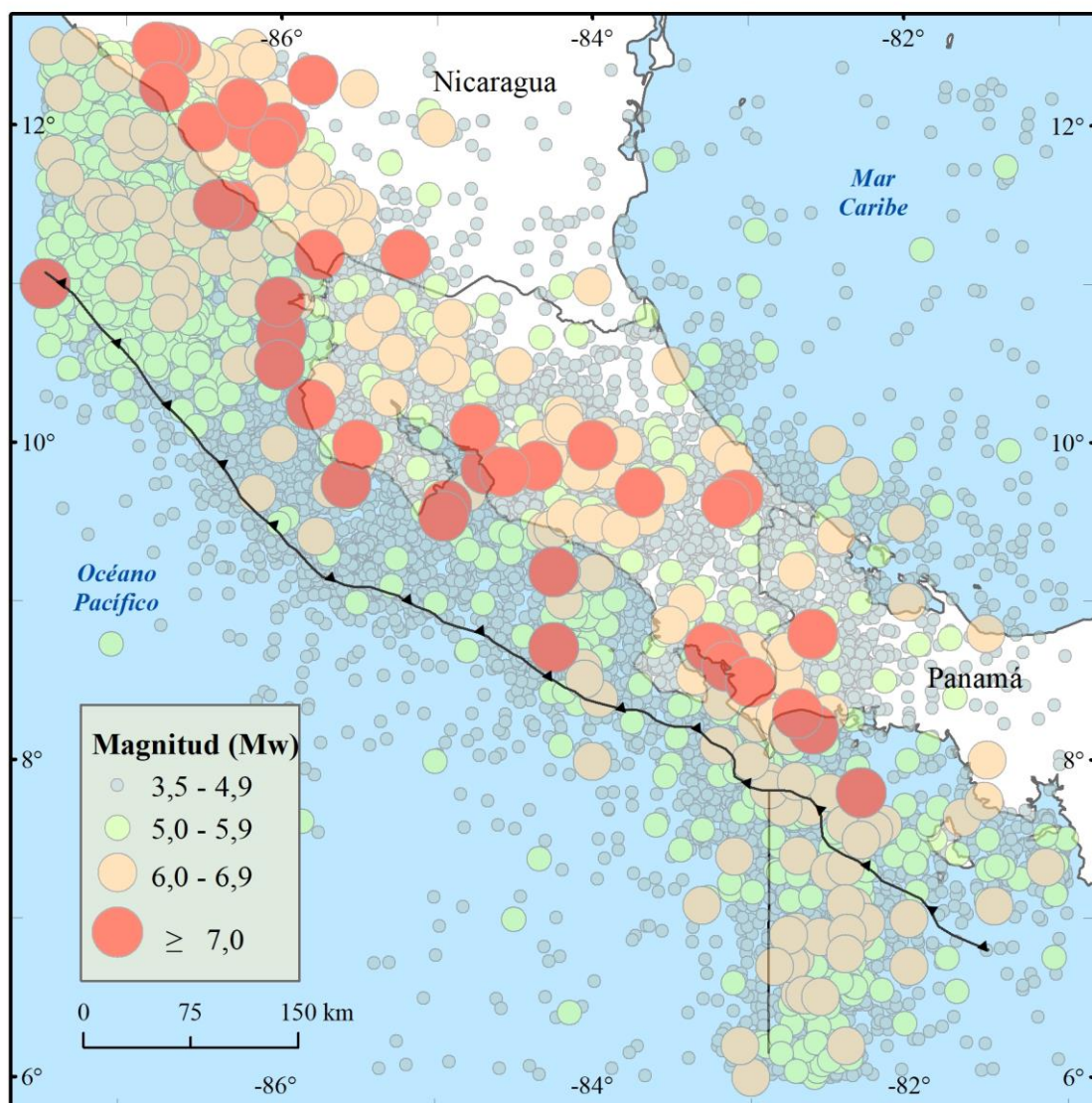


Figura 14. Mapa epicentral de los sismos con $M_w > 3,5$ contenidos en el catálogo.

La mayoría de los sismos mayores a 7,0 Mw están relacionados al proceso de subducción (Figura 15). Algunos sismos significativos por sus daños son: el terremoto cercano a la península de Santa Elena en 1916, los sismos de la península de Nicoya (1833, 1950 y 2012), los de Cóbano de 1990, los del Pacífico Central y centro del país (1882, 1916, 1939) y los cercanos a la península de Osa (1803, 1941, 1983). Otro sismo que ha causado daños se ha asociado a la Zona de Fractura de Panamá (1934). Sin embargo, la mayoría de los sismos que han ocasionado más daño, se han generado por sismicidad superficial, que en su mayoría no superan la magnitud de 6,5 Mw. Los sismos superficiales de magnitud 7,0 Mw, o más, son el de Orotina en 1924 (incertidumbre en si su origen es por falla local o subducción) y los asociados con el Cinturón deformado del Norte de Panamá (1822 y 1991).

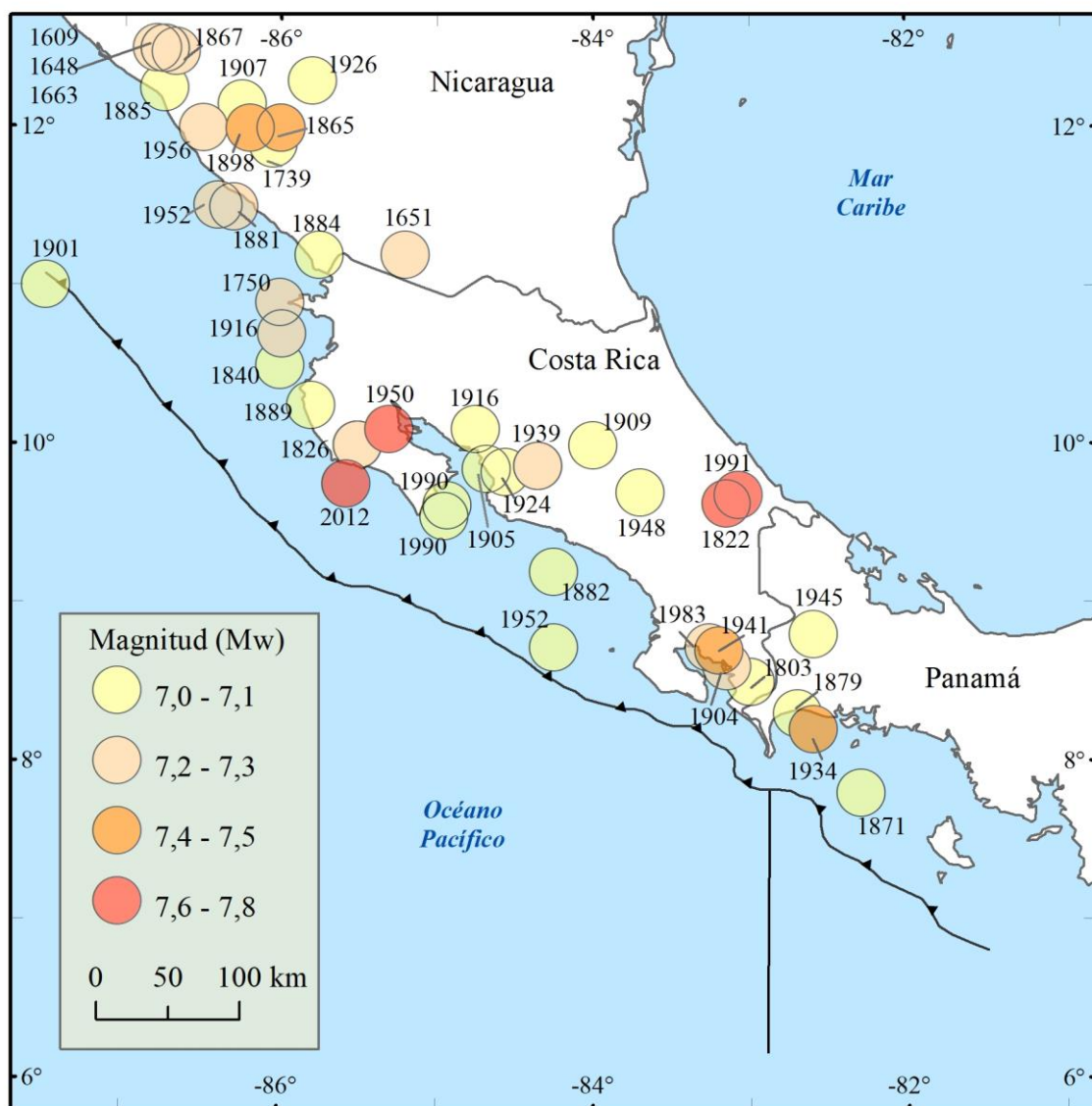


Figura 15. Mapa epicentral de los terremotos con $M_w > 7,0$ contenidos en el catálogo.

Se exploró por medio del programa *Openquake* las características generales del catálogo, como lo es la densidad de magnitudes y su distribución temporal (Figura 16.A). Esta visualización permite identificar a primera vista las características más generales del catálogo a nivel de registro sísmico con respecto a magnitudes, la densidad de estas y los distintos periodos de registro.

De este proceso anterior, se muestra, por ejemplo, una diferencia muy notable con respecto a la cantidad de registros entre el periodo histórico e instrumental y un aumento importante (sector en rojo) en los registros de las magnitudes más pequeñas conforme ha aumentado la red de estaciones y los registros han pasado de analógicos a digitales. Se aprecia a su vez como para magnitudes mayores a 6,5 los cambios en el tiempo no son significativos comparando la sismicidad de tipo histórica con la instrumental a partir del siglo XIX.

Por otro lado, la distribución de la frecuencia de los registros hipocentrales de los eventos sísmicos muestra como la gran mayoría de estas responden a los primeros 30 km de profundidad (Figura 16.B), lo cual da indicios de las características de la sismicidad de la zona de estudio, dominada por sismicidad cortical y con gran aporte de los procesos superficiales de subducción interplaca (entre los 15-40 km).

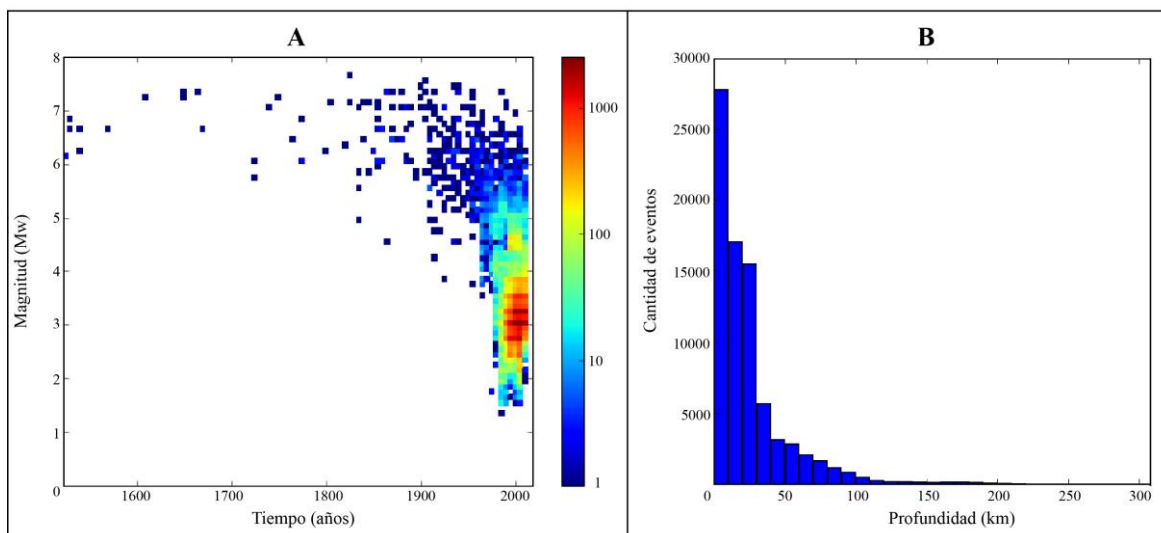


Figura 16. A) Densidad de magnitudes en diferentes periodos del catálogo. B) Histograma de profundidades de los eventos sísmicos contenidos en el catálogo.

5.1.3. Filtrado de eventos (*declustering*) del catálogo

El catálogo inicial (79.877 sismos) fue filtrado de acuerdo con los criterios mencionados en la sección 4.1.3. Primeramente, con el método de Gardner y Knopoff (1974), con base en las ventanas espaciales y temporales propuestas por Uhrhammer (1986), quedando compuesto por 48.080 sismos, con lo cual se preserva el 60,2% del catálogo (Figura 17.A). Por otra parte, la Figura 17.B muestra el resultado del proceso de *declustering* por el método de clúster de Reasenberg (1985), quedando compuesto el catálogo por 61.340 sismos, preservándose el 76,8%. El Cuadro 7 muestra el resumen de la cantidad de eventos que se preservan al utilizar cada método de *declustering*.

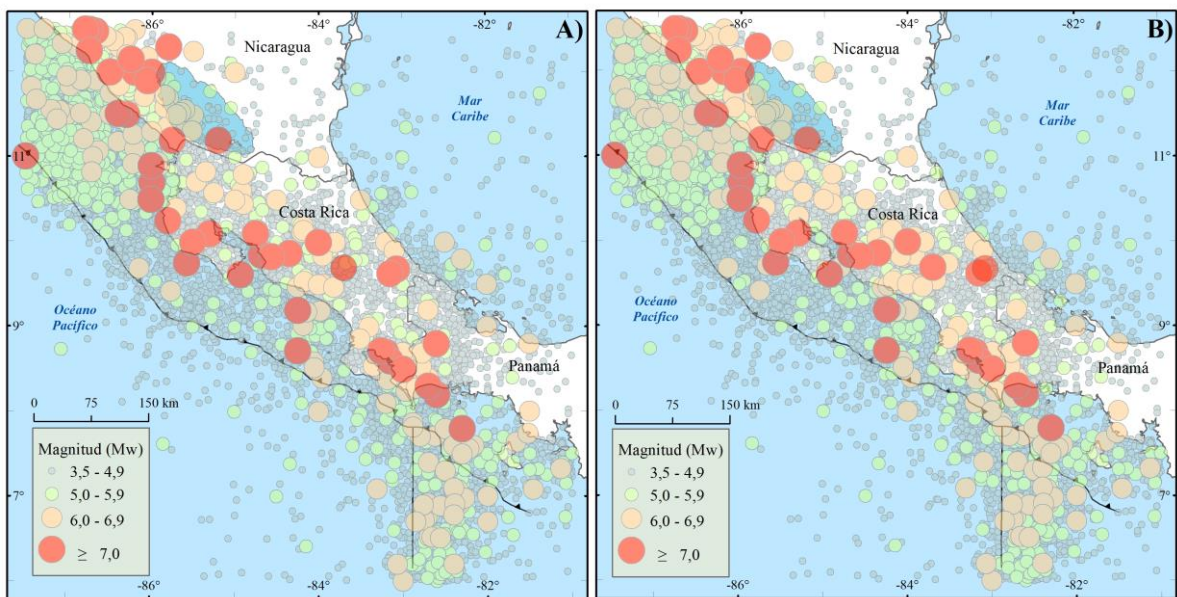


Figura 17 . A) Catálogo sísmico resultante del método de Gardner y Knopoff (1974) con ventanas espacio-temporales de Uhrhammer (1986). B) Catálogo sísmico resultante del método de Reasenberg (1985).

Cuadro 7. Cantidad de eventos resultantes con cada método de filtrado de sismos dependientes.

<i>Sin declustering (Catálogo A)</i>	<i>Método de Gardner y Knopoff (1974), ventanas Uhrhammer (1986) (Catálogo B)</i>	<i>Método de Reasenberg (1985) (Catálogo C)</i>
79.877	48.080	61.340

5.1.4. Análisis de completitud

Como se mencionó en el capítulo metodológico (sección 4.1.3.), para el análisis de completitud se utilizó el método descrito por Stepp (1972). El análisis de completitud se realizó a partir de los catálogos resultantes de los procesos de *declustering* ejecutados (Cuadro 7). En la Figura 18 se aprecian los datos graficados según la metodología propuesta por Stepp (1972). El cuadrado negro relleno muestra el año de completitud estimado según este método para el rango bajo análisis.

Según el análisis gráfico, magnitudes menores a 3,5 Mw empiezan a entrar en completitud a finales del siglo pasado. Rangos de magnitud de 3,5 - 4,0 y de 4,0 - 4,5 se consideran en completitud desde 1990, mientras que de 4,5 - 5,0 y de 5,0 - 5,5, entran en completitud, aproximadamente, a partir de 1980 y 1970, respectivamente. Por otra parte, se observa como el rango de magnitudes de 6,0 - 6,5 está en completitud desde mediados del siglo XIX y el de 5,5 - 6,0 a partir de mediados del siglo XX (Figura 18).

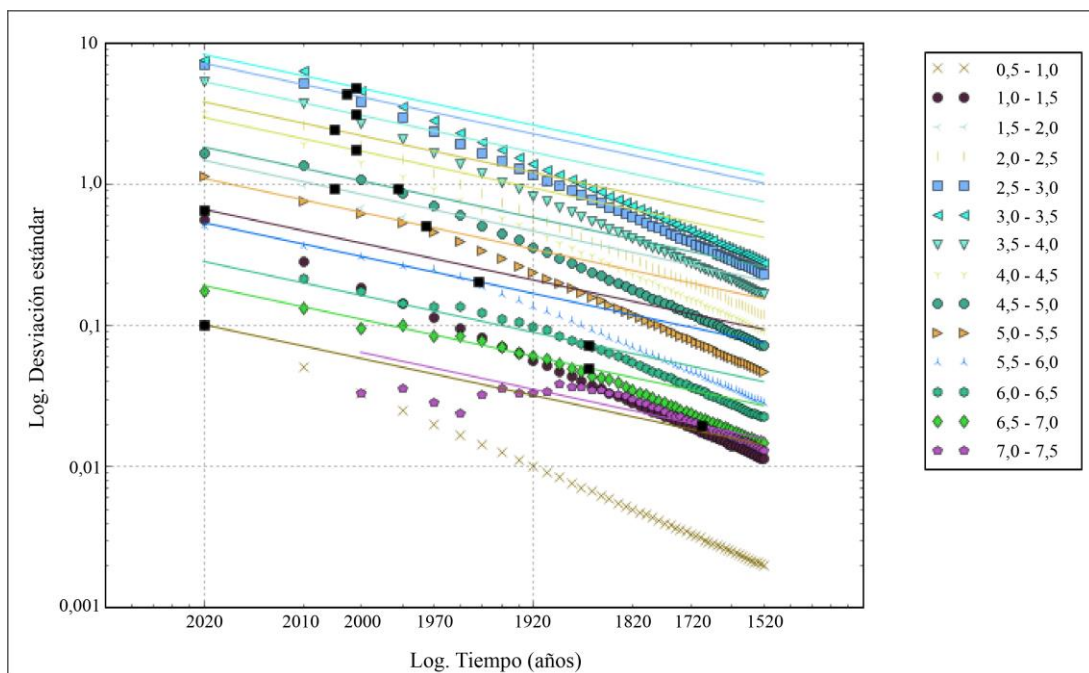


Figura 18. Evaluación gráfica del método de Stepp (1972).

Es importante aclarar que para los sismos de $M_w \geq 6,5$, al ser estos poco frecuentes, se considera que el catálogo, en su totalidad, está en completitud para $M_w \geq 6,5$, ya que, a pesar de la ventana de tiempo analizada, sería necesario disponer de aun mayor extensión temporal para detectar con claridad el inicio del periodo de completitud en magnitudes tan altas. Por lo anterior, se ha optado por situar el inicio del periodo de completitud en los mayores rangos de magnitud ($M_w \geq 6,5$) con el inicio del registro histórico en magnitudes del catálogo, aproximadamente hacia el año 1500.

El cambio de sistemas de analógicos a digitales y el aumento considerable en el número de estaciones están reflejados en las mejoras en la completitud del catálogo. Para la época de sismicidad instrumental se muestra también los resultados para el catálogo de la RSN, entre 1975-2014 (Arroyo y otros, 2017), lo cual es bastante concordante con los resultados obtenidos en esta tesis (Figura 19). Se podría sugerir que el catálogo de la RSN o la configuración actual de la red de estaciones permite la detección de magnitudes a partir de 2,5 Mw. Sin embargo, para tomar una ventana de tiempo considerable (al menos mayor a 25 años) se ha tomado en este caso los resultados de completitud que se muestran en el Cuadro 8, siendo 3,5 la MC aceptada.

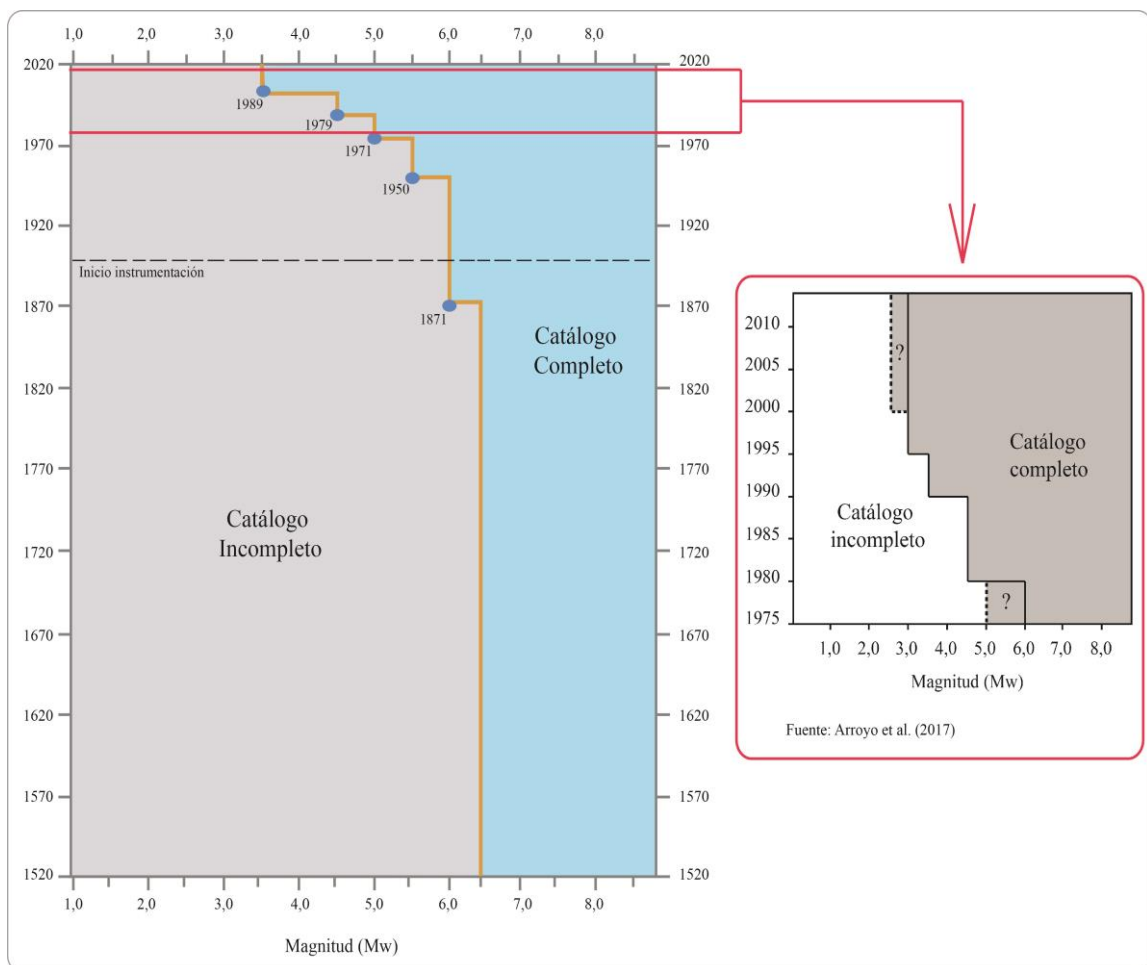


Figura 19. Completitud del catálogo sísmico y detalle de la época reciente según Arroyo y otros, 2017.

Análisis de completitud como éste, también se han implementado en otras investigaciones para la zona de estudio. Climent y otros (2008) en el Proyecto Resis II, analizan la completitud para el catálogo regional de América Central a partir de un método complementario como el análisis visual de la distribución temporal de la sismicidad agrupada. Arroyo y otros (2017) utilizan únicamente el catálogo instrumental de la RSN

entre 1975-2014 y se basan en el método de Stepp (1972), cuantificando los resultados que obtienen, con el coeficiente de correlación. En ambos estudios previos, las conclusiones son muy similares a los periodos de completitud obtenidos en esta investigación.

Cuadro 8. Completitud del catálogo para diferentes rangos de Mw e intervalos de tiempo.

Rango de magnitud (Mw)	Año de completitud		
	<i>Catálogo A (Sin declustering)</i>	<i>Catálogo B (Gardner y Knopoff, 1974 -Uhrhammer, 1986)</i>	<i>Catálogo C (Reasenberg, 1985)</i>
3,5 - 4,0	1989	1989	1985
4,0 - 4,5	1989	1989	1985
4,5 - 5,0	1979	1979	1976
5,0 - 5,5	1972	1971	1969
5,5 - 6,0	1947	1950	1946
6,0 - 6,5	1885	1871	1871
6,5 - 7,0	1522	1522	1522
7,0 - 7,5	1522	1522	1522

Otro aspecto que generalmente hace variar la MC es la espacialidad o el lugar geográfico en específico en que se evalúa, esto debido a las configuraciones de las redes sísmicas, la cantidad de estaciones disponibles y mayor o menor cobertura. En esta investigación se ha decidido analizar toda el área de estudio para la respectiva inspección de completitud, considerando las dimensiones de Costa Rica. Sin embargo, cuando se analizaron las curvas de leyes de recurrencia o Gutenberg-Richter, se pudo aproximar la completitud de cada fuente sísmica a partir de la inspección visual de la magnitud de corte, representada por el punto máximo en el gráfico no acumulativo de la relación de Gutenberg-Richter para cada fuente sísmica en específico. Lo anterior se detalla en la sección 5.3 de esta tesis.

5.2. Relación de Gutenberg-Richter, valor b y máximas magnitudes por fuente sísmica

En este apartado se muestra la relación de Gutenberg-Richter, determinando los parámetros sísmicos generales para todo el catálogo, es decir los índices sísmicos globales del país, para compararlos con otras zonas de subducción a nivel mundial. Así también se calcula los parámetros sísmicos y máximas magnitudes de cada fuente según la zonificación sísmica propuesta por Alvarado y otros (2017). Además, se comparan los resultados obtenidos con otros estudios previos, así como también se analiza el contexto geotectónico de cada fuente sísmica con respecto a los valores b calculados.

5.2.1. Parámetros sísmicos para todo el catálogo

La relación de Gutenberg-Richter obtenida utilizando el catálogo de esta investigación en su totalidad (Catálogo A) (años 1522-2018) se muestra en la Figura 20. De la curva de frecuencia no acumulada, se observa que la mayoría de los sismos poseen una magnitud entre 3,0 y 3,6 y que la magnitud de corte es de aproximadamente 3,5 Mw para todo el catálogo, lo cual concuerda con lo obtenido en el análisis de completitud por el método de Step (sección 5.1.4), sirviendo dicha magnitud como la magnitud de corte para la obtención de los parámetros sísmicos.

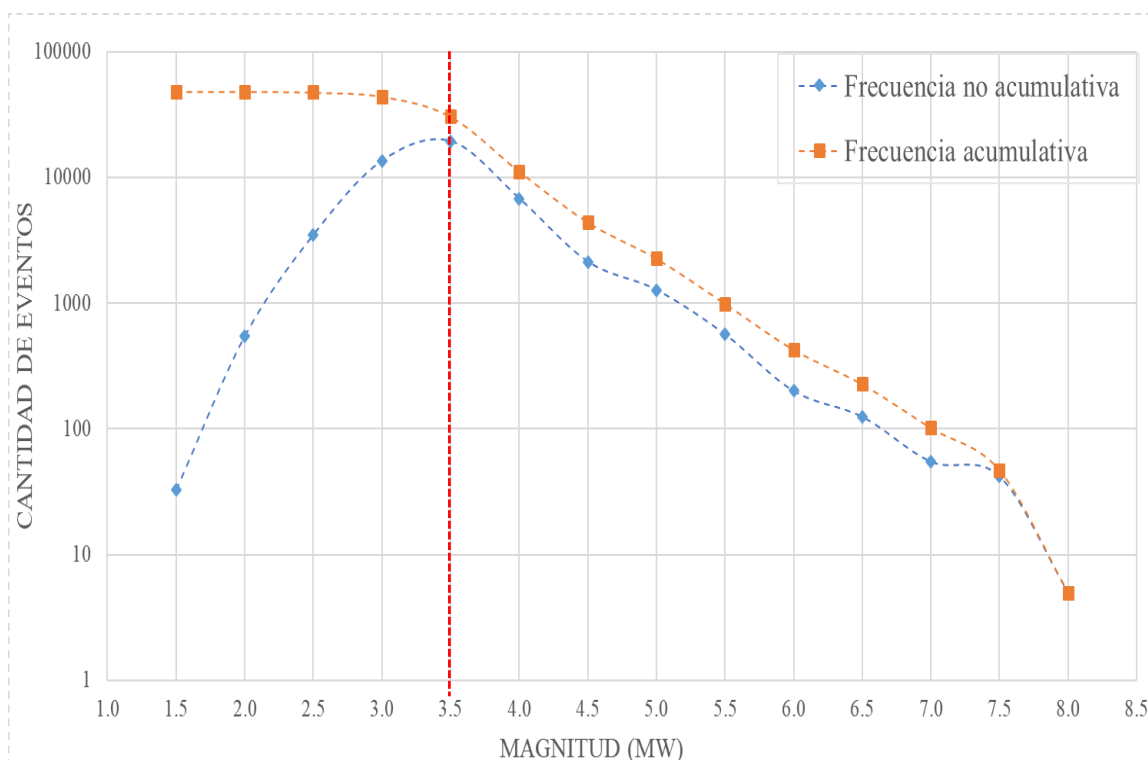


Figura 20. Relación de Gutenberg-Richter para el catálogo analizado. La línea roja punteada indica la magnitud visual de corte.

A partir de los catálogos (A, B y C, Cuadro 7) se determinaron los valores de a y b . El Cuadro 9, muestra los resultados obtenidos. En el caso del parámetro b se obtienen valores en el rango de entre 0,94 y 1,04, para los métodos y catálogos usados. Estos valores en general concuerdan muy bien con los parámetros alcanzados en estudios previos: 0,97 en Rojas y otros (1993); 0,91 en Laporte y otros (1994) y 0,93 en Benito y otros (2012) y 0,96 en Arroyo y otros (2017). En el caso del valor a , se encontró una mayor variación, con resultados entre 3,75 y 6,18. Esta variación se explica por los procesos de recopilación de los registros sísmicos, que son variables en cada investigación y según cada metodología de cálculo, incidiendo así en la tasa de productividad sísmica que se obtiene o con la que se realizó el cálculo en cada investigación.

Cuadro 9. Parámetros sísmicos para todo el catálogo con sus respectivas incertidumbres.

Parámetro sísmico	Catálogo A		Catálogo B		Catálogo C	
	<i>Método Weichert (1980)</i>	<i>Método Kijko y Smit (2012)</i>	<i>Método Weichert (1980)</i>	<i>Método Kijko y Smit (2012)</i>	<i>Método Weichert (1980)</i>	<i>Método Kijko y Smit (2012)</i>
a	6,18 (+/- 0,003)	4,06 (+/- 0,015)	5,80 (+/- 0,004)	3,75 (+/- 0,02)	5,84 (+/- 0,004)	3,86 (+/- 0,017)
b	0,99 (+/-0,006)	1,04 (+/-0,008)	0,95 (+/- 0,007)	0,99 (+/-0,01)	0,94 (+/-0,006)	0,98 (+/-0,008)

La Figura 21 muestra la pendiente de la relación Gutenberg-Richter a partir de la MC (3,5 Mw) para el conjunto de sismos contemplados en el catálogo A. Los parámetros obtenidos, que se resumen en el Cuadro 9, son índices sísmicos generales para todo el catálogo y toman en cuenta los sismos de todas las profundidades y fuentes sísmicas en el área de estudio. Es importante recalcar que esta curva la curva refleja el comportamiento del catálogo como un todo, considerando la MC obtenida a partir de Stepp (1972), y con las características que se han descrito sobre los procesamientos de los catálogos A, B y C.

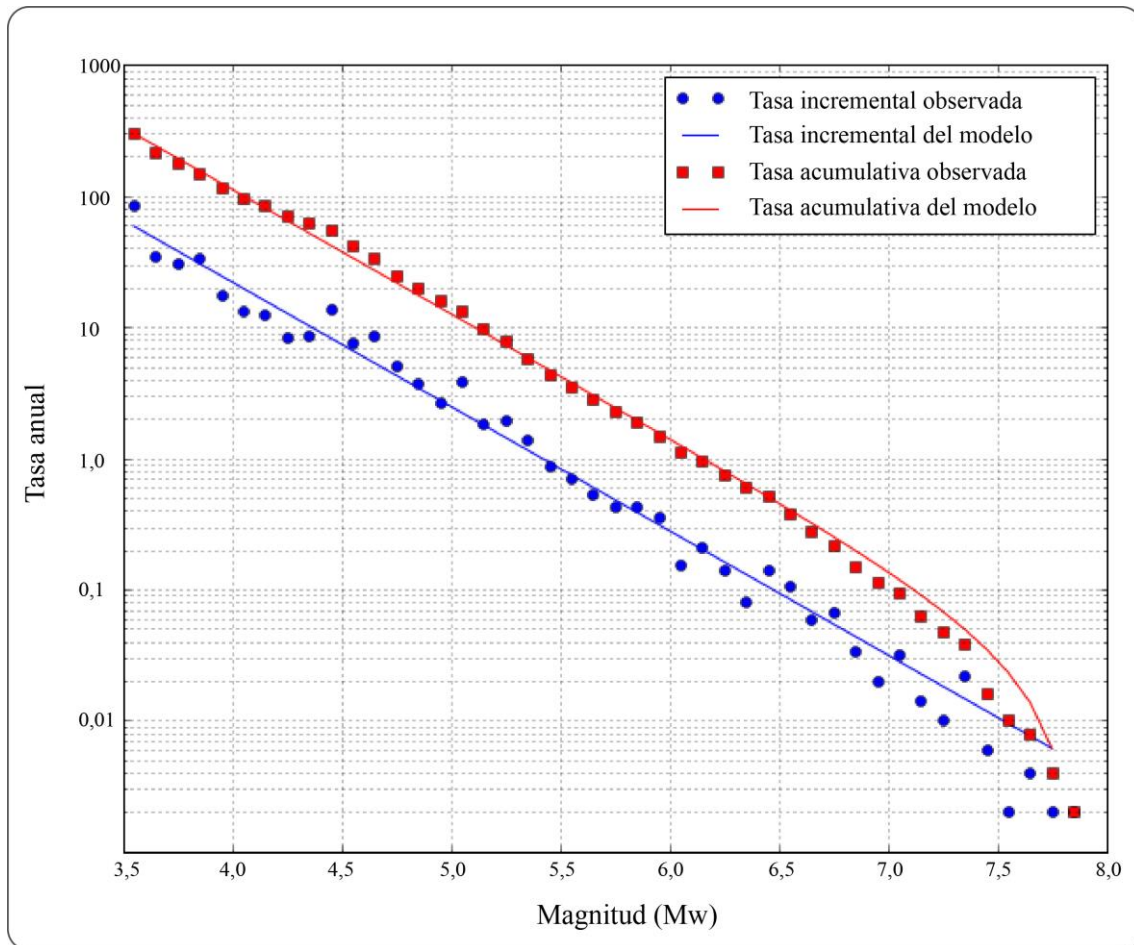


Figura 21. Pendiente de la Relación de Gutenberg-Richter para el catálogo A.

Es importante mencionar, que los parámetros obtenidos corresponden con valores “promedio”, ya que toman en cuenta los sismos de todas las profundidades y todas las fuentes sísmicas en el área de estudio. Al ser una generalización de las fuentes, estos valores se presentan con fines ilustrativos y para dar una idea general de la sismicidad de Costa Rica. Es importante tomar en cuenta dentro de las incertidumbres con respecto al valor b :

- Las variaciones en la capacidad de detección de la red sísmica.
- Las incertidumbres que puede acarrear el proceso de conversión de magnitudes.
- La representatividad de la ventana de tiempo analizada.
- El periodo del ciclo sísmico en que se encuentra la zona de estudio que se evalúa (intersísmico o cosísmico)

El valor b obtenido es un poco mayor al que reseñan Bayrak y otros (2002) para contextos tectónicos similares de zonas de subducción. Como se muestra en el Cuadro 2 (sección 3.2), el valor b está dentro de la media para estos contextos tectónicos y concuerda con el

rango de valores obtenidos en estudios anteriores para Costa Rica y en general para la región Centroamericana. Se podría reseñar con base en estos valores y lo que enuncian Nishikawa e Ide (2014) que la Placa del Coco resulta ser una placa joven y con una flotabilidad intermedia, lo que la coloca con valores un poco menores a 1, que a su vez implica una relativa frecuencia alta de terremotos grandes.

Para toda el área de estudio se determinó la M_{max} posible de acuerdo con los métodos de Kijko-Sellevol con valor b fijo y de momento sísmico acumulativo. El Cuadro 10 muestra los valores obtenidos de M_{max} con cada método. Los valores superan por poco la magnitud 8,0 Mw. Históricamente en Costa Rica no han ocurrido sismos con esa magnitud, sin embargo, hay que considerar esa posibilidad dado los resultados obtenidos y que deben ser contrastados con magnitudes máximas aproximadas por medio de otros métodos sismológicos y tectónicos. La Figura 22 muestra el gráfico del cálculo de la M_{max} por medio del momento sísmico acumulativo para toda el área de estudio. En la sección 5.2.2.3. se discutirá las M_{max} para cada fuente sísmica.

La posibilidad de un sismo de 8,0 Mw o levemente mayor, como se infiere en esta tesis, implicaría una ruptura de al menos 10.000 km², con un ancho mínimo de 50 km y un largo mínimo de 200 km (SRC, 2019). Con esas dimensiones y las características de las fuentes sísmicas según la zonificación de Alvarado y otros (2017), si es posible físicamente que se presente un evento de esta magnitud, sin embargo, para que esto se dé, en la mayoría de los casos debería romper más del 50 % del área de la fuente sísmica en que se presente, siendo en algunos casos necesario el rompimiento casi del 100% del área de la fuente.

Sobre la posibilidad de sismos cercanos o mayores a 8,0 Mw, estudios como el de Climent y otros (2008) estiman magnitudes máximas de 7,9 y 8,1 Mw para las fuentes sísmicas de mayores sismos históricos registrados (interplaca Nicoya y cortical Cinturón Deformado del Norte de Panamá). Otras investigaciones como las de Schellart y Rawlinson (2013) y la Rong y otros (2014), proponen la posibilidad de un terremoto de magnitudes inclusive mayores a 8,5 Mw, con epicentro al sureste de Costa Rica, en la subducción de la cordillera submarina de Cocos (Pacífico Sur de Costa Rica).

Cuadro 10. Máximas magnitudes inferidas con base en el catálogo sísmico.

Método de aproximación	Magnitud máxima (Mw)
<i>Kijko-Sellevol con valor b fijo</i> (Kijko, 2004)	8,09 (+/- 0,3)
<i>Momento sísmico acumulativo</i> (Makropoulos y Burton, 1983)	8,26

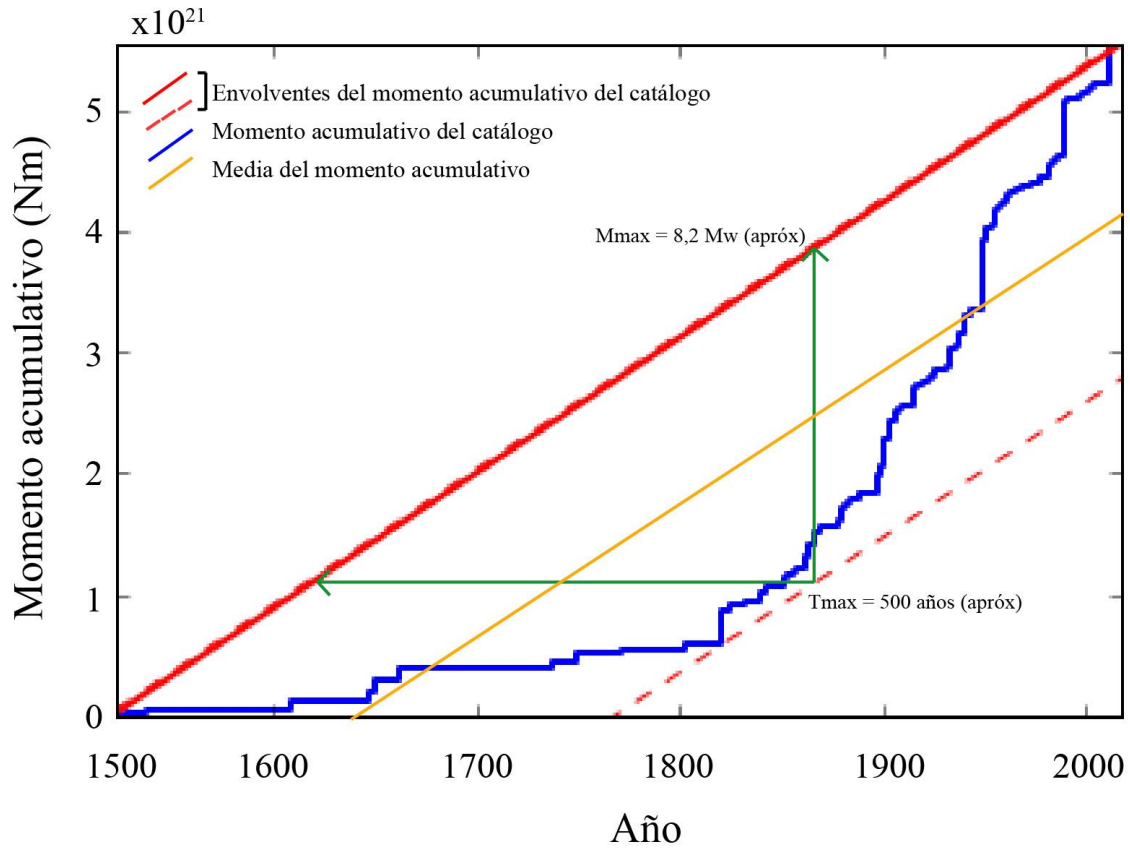


Figura 22. Representación gráfica del método de momento acumulativo para estimar la M_{max} del catálogo sísmico.

5.2.2. Cálculo del valor b y máximas magnitudes por fuente sísmica

La Figura 23 resume la distribución espacial de los valores b según cada zona tectónica. El cálculo específico de los valores b y las máximas magnitudes por fuente sísmica se realizó para 18 fuentes corticales o de sismicidad superficial (Figura 24), cinco fuentes de la zona sísmogénica interplaca (Figura 25) y otras cinco de la sismicidad a profundidad intermedia o intraplaca (Figura 26). A cada una de estas fuentes se le realizaron los mismos cálculos o procedimientos que se aplicaron en la sección anterior para toda la sismicidad recopilada en el área de estudio con los catálogos A, B y C.

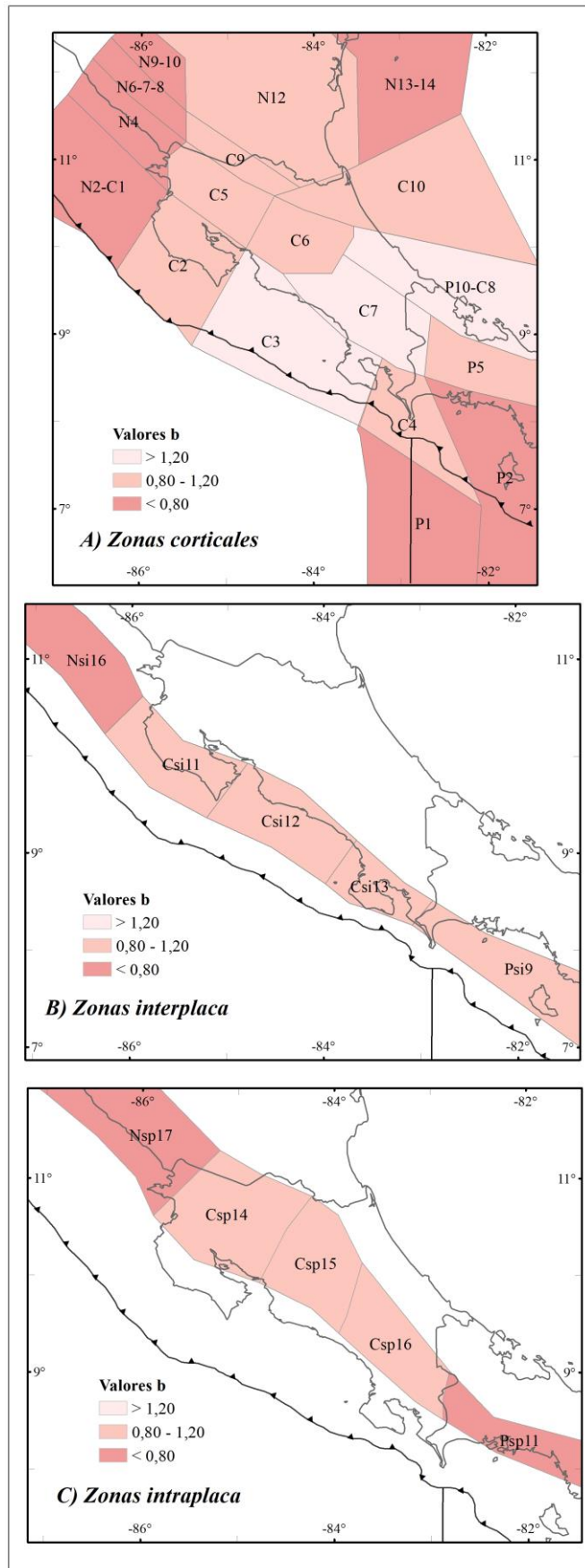


Figura 23. Distribución espacial de los valores *b* para las fuentes sísmicas por zona tectónica. A) Fuentes corticales. B) Fuentes interplaca. C) Fuentes intraplaca.

5.2.2.1. Efecto del filtrado de eventos dependientes en el cálculo del valor b

El procesamiento de la base de datos a partir de tres diferentes procesos de filtrado de eventos dependientes (Catálogo A sin *declustering*, Catálogo B *declustering* por el método de Gardner y Knopoff (1974) con ventanas de Uhrhammer (1986) y Catálogo C *declustering* por el método de Reasenberg (1985)) permite aproximar mejor el valor b de cada una de las fuentes sísmicas, obteniéndose un rango de variación de dicho valor, sobre el cual se puede asegurar una mayor robustez de su cálculo.

Un aspecto clave en este procesamiento de los catálogos es el análisis de completitud. Este análisis es considerado por algunos autores aún más relevante que el proceso mismo del filtrado de eventos dependientes (Schorlemmer y Woessner, 2008; Felzer, 2008, Christophersen y otros, 2011, y Talbi y otros 2013). Del análisis de completitud por el método de Stepp (1972) (Figuras 18, 19 y Cuadro 8), las variaciones de los catálogos procesados paralelamente (A, B y C), son bastante concordantes entre sí, con mínimas diferencias entre el año de completitud obtenido para cada rango de magnitud en cada procesamiento. Van Stiphout y otros (2012), afirman que se debe tener cuidado al interpretar los resultados del filtrado o *declustering* de sismos, ya que estos no reflejan la naturaleza exacta de los premonitores, enjambres y las réplicas.

El Cuadro 7 muestra la cantidad de sismos después del *declustering*. Estas diferencias en la cantidad de eventos son las responsables de las variaciones en los parámetros sísmicos obtenidos en cada caso (Cuadros 11, 12 y 13). El método de Reasenberg identificó menos eventos dependientes con respecto al método de Gardner y Knopoff, preservando el 76,8% y 60,2%, respectivamente. Esto demuestra que analizar la sismicidad por grupos de acumulación de sismos, elimina menos eventos y preserva más el catálogo, que determinar ventanas espaciales o temporales con base en un evento principal. Pero no se podría aseverar cual método es el mejor para identificar acertadamente la sismicidad de fondo o los sismos principales, ya que es difícil definir desde el punto de vista físico el concepto real y medible de réplica y premonitor.

El catálogo sin filtrar y los procesos de filtrado, muestran valores b muy similares entre sí, con diferencias no mayores a 0,2 como se mostrará en la sección 5.2.2.2. El método de Gardner y Knopoff resultó en valores b que tienden a ser más bajos en la mayoría de las fuentes (Catálogo B). Para los catálogos A y C, los valores son muy similares e incluso los valores b con el filtrado por el método de Reasenberg (Catálogo C) tienden a ser levemente mayores a los del catálogo sin filtrar eventos dependientes (Catálogo A).

5.2.2.2. Valor b por zona sísmica

Los Cuadros 11, 12 y 13 presentan los resultados del valor b obtenido para cada una de las fuentes de tipo cortical, interplaca e intraplaca, respectivamente. Para cada catálogo (A, B y C) y zona sísmica se siguió la metodología descrita en la sección 4.3.

Los parámetros sísmicos en las zonas corticales (Cuadro 11 y Figura 24) tienen una distribución bastante heterogénea, con valores b en el rango de 0,11 a 1,31. En el caso del parámetro “ a ” si este es muy bajo (menor a 0,5), corresponde con zonas en donde la sismicidad es muy baja para realizar un efectivo cálculo del valor b , como es el caso de las fuentes sísmicas N9-10 y N13-14. Los valores en estas zonas se deben interpretar con cautela, debido a que la sismicidad para su cálculo fue limitada, probablemente por la cobertura de estaciones o su productividad sísmica baja. Los valores b más altos corresponden con las zonas C3, C10 y C7, lo cual se puede relacionar con una alta cobertura de estaciones en estas fuentes que permite registrar muchos sismos pequeños con relación a los grandes que suceden, así como con interpretaciones tectónicas y de heterogeneidad geológica. Una comparación con resultados previos y algunos aspectos de la interpretación de estos valores se presentan en la sección 5.2.3, más adelante.

Cuadro 11. Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo cortical o superficial.

Código zona sísmica	Catálogo A (Sin <i>declustering</i>)			Catálogo B (Gardner y Knopoff, 1974 -Uhrhammer, 1986)			Catálogo C (Reasenberg, 1985)		
	a	b	N (M_{min})	a	b	N (M_{min})	a	b	N (M_{min})
N4	3,37	0,79	4,03	3,24	0,78	3,24	3,34	0,80	3,47
N6-7-8	3,14	0,67	6,24	2,16	0,54	1,86	2,36	0,57	2,32
N9-10	0,03	0,13	0,38	0,03	0,13	0,38	0,09	0,11	0,51
N12	3,41	0,85	2,72	3,4	0,86	2,45	3,18	0,8	2,40
N13-14	0,18	0,13	0,53	0,21	0,16	0,45	0,22	0,16	0,46
N2-C1	3,67	0,61	34,28	3,22	0,56	18,20	3,34	0,56	23,99
C2	5,46	1,22	15,49	4,78	1,14	6,17	4,83	1,11	8,81
C5	4,69	1,04	11,22	4,43	1,04	6,17	4,39	1,01	7,16
C9	3,32	0,96	0,91	3,38	0,99	0,82	3,28	0,96	0,83
C3	6,34	1,31	56,89	5,79	1,25	26,00	5,95	1,26	34,67
C6	5,39	1,14	25,12	5,09	1,19	8,41	4,78	1,06	11,75
C10	5,24	1,24	7,94	4,83	1,16	5,89	4,81	1,15	6,10
C7	6,01	1,24	46,77	6,05	1,31	29,17	5,86	1,24	33,11
C4	5,11	0,98	47,86	4,63	0,95	20,18	4,84	0,97	27,86
P1	3,03	0,56	11,75	2,88	0,55	9,02	3,13	0,61	9,89
P10-C8	5,29	1,10	27,54	5,53	1,22	18,20	5,44	1,18	20,42
P2	3,9	0,78	14,79	3,66	0,76	10,00	3,88	0,82	10,23
P5	4,94	1,11	11,35	4,84	1,12	8,32	4,84	1,11	9,02

*N(Min): promedio anual para todo el periodo (1522-2018) de eventos con magnitud $\geq 3,5$

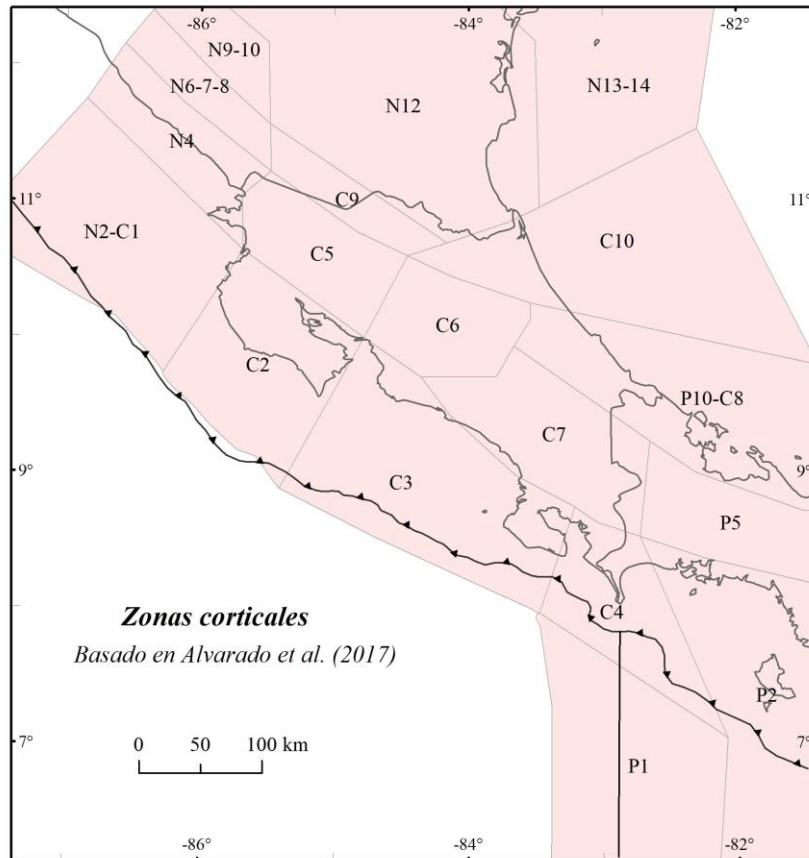


Figura 24. Fuentes sísmicas de tipo cortical o sismicidad superficial.

Los parámetros de sismicidad de las fuentes interplaca (Cuadro 12 y Figura 25) presentan valores b en el rango de 0,70 a 1,11. Las zonas intraplaca o de profundidad intermedia (Cuadro 13 y Figura 26) muestran parámetros de sismicidad con valores b entre 0,69 y 1,17. Las fuentes sísmicas con los valores b más altos corresponden con Csi12 y Csp15, para fuentes interplaca e intraplaca, respectivamente. Una comparación con resultados previos y algunos aspectos de la interpretación de estos valores se presentan en la sección 5.2.3. más adelante.

Cuadro 12. Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo interplaca.

Código Zona sísmica	Catálogo A (Sin <i>Declustering</i>)			Catálogo B (Gardner y Knopoff, 1974 -Uhrhammer, 1986)			Catálogo C (Reasenberg, 1985)		
	a	b	N (M_{min})	a	b	N (M_{min})	a	b	N (M_{min})
Nsi16	4,20	0,70	56,23	3,95	0,70	31,62	4,17	0,73	41,21
Csi11	5,37	1,01	68,39	4,57	0,89	28,51	4,86	0,95	34,28
Csi12	5,68	1,08	79,43	5,29	1,07	35,08	5,61	1,11	53,09
Csi13	5,28	1,06	37,15	5,16	1,08	23,99	5,23	1,08	28,18
Psi9	4,54	0,85	36,73	4,24	0,81	25,41	4,46	0,85	30,55

*N(Min): promedio anual para todo el periodo (1522-2018) de eventos con magnitud $\geq 3,5$

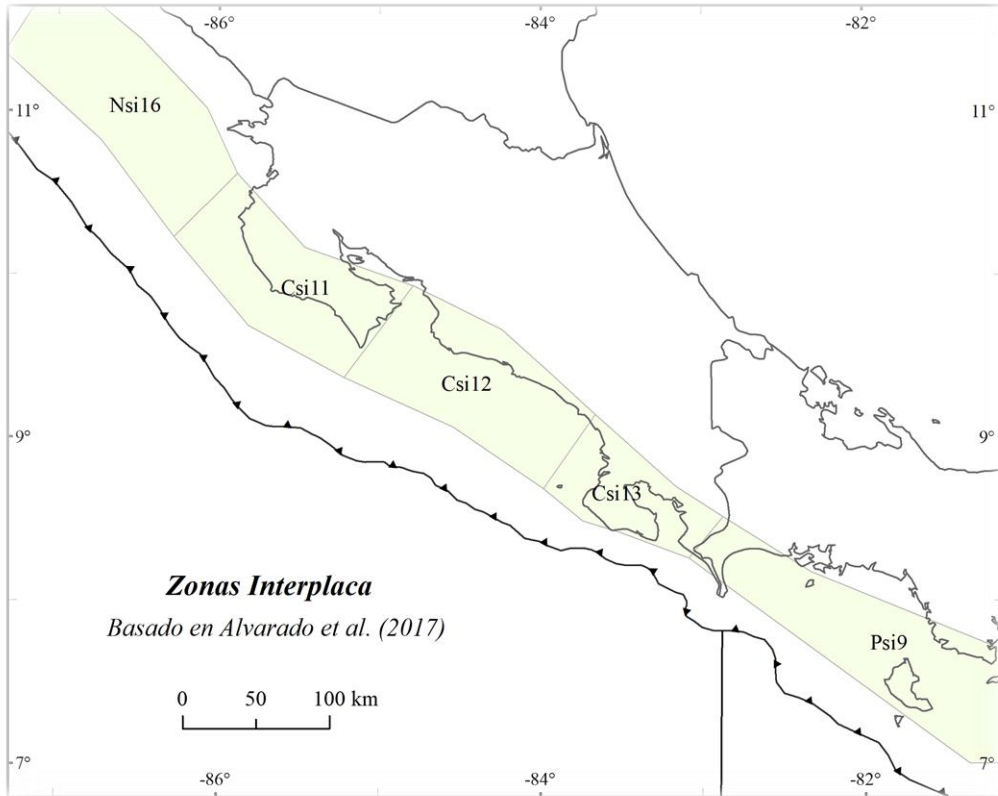


Figura 25. Fuentes sísmicas de tipo interplaca.

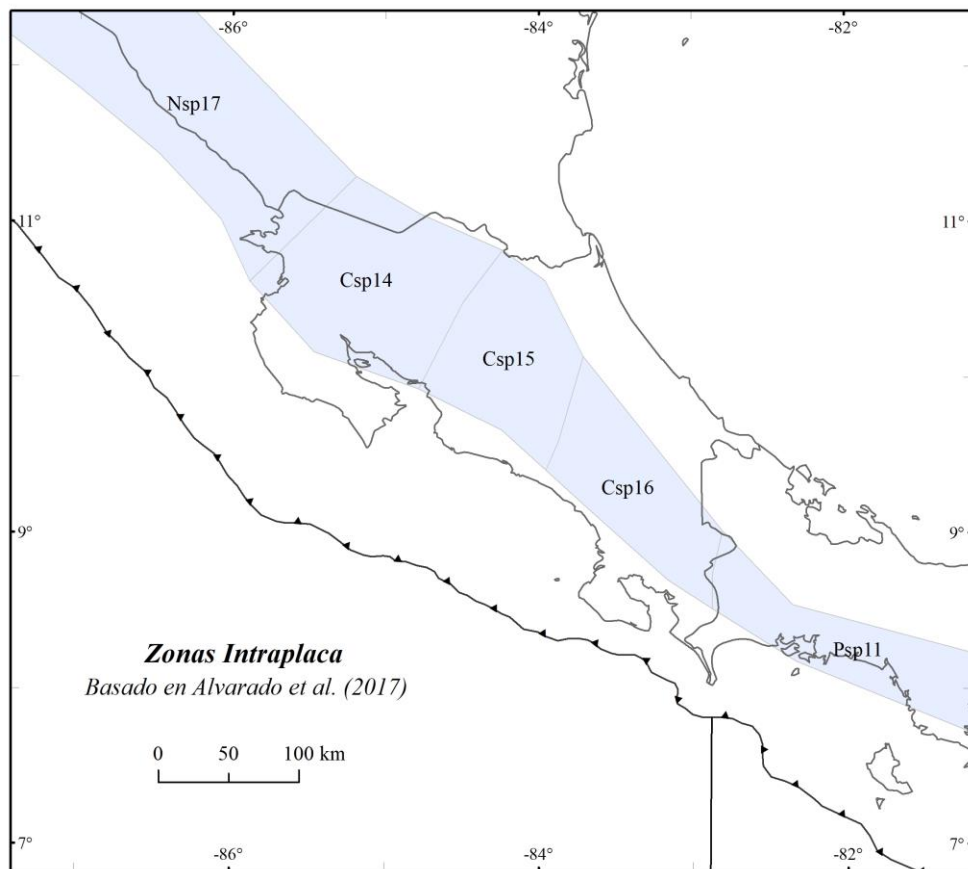


Figura 26. Fuentes sísmicas de tipo intraplaca.

Cuadro 13. Parámetros sísmicos para las zonas sismogénicas de tipo intraplaca.

Código Zona sísmica	Catálogo A (Sin <i>Declustering</i>)			Catálogo B (Gardner y Knopoff, 1974 -Uhrhammer, 1986)			Catálogo C (Reasenberg, 1985)		
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N (Mmin)</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N (Mmin)</i>	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>N (Mmin)</i>
Nsp17	4,13	0,71	44,16	3,93	0,69	32,73	4,15	0,73	39.36
Csp14	5,06	1,1	16,22	4,75	1,06	10,96	5,03	1,10	15.14
Csp15	5,34	1,14	22,39	5,27	1,17	14,96	5,33	1,15	20.18
Csp16	4,41	1,03	6,38	4,4	1,06	4,84	4,43	1,04	6.17
Psp11	3,28	0,79	3,27	3,06	0,77	2,32	3,36	0,83	2.85

*N(Min): promedio anual para todo el periodo (1522-2018) de eventos con magnitud $\geq 3,5$

5.2.2.2. *Magnitudes máximas (Mmax) por fuente sísmica*

El cálculo de la magnitud máxima que puede presentar cada fuente sísmica se siguió tal y como se describió en la metodología, basado en el máxima registro de magnitud presente en el catálogo y la máxima magnitud inferida (Cuadro 13), según el método de momento sísmico acumulativo (Makropoulos y Burton, 1983).

En el cuadro 13 se presentan los resultados obtenidos para las zonas corticales, interplaca e intraplaca. Los resultados muestran que en zonas corticales las Mmax inferidas generalmente están en el rango de 6,5 a 7,0 Mw, con algunas excepciones donde la Mmax inferida más baja es de 5,4 en la fuente sísmica N13-14 y la más alta es de 8,0 en la fuente sísmica P10-C8, donde sucedió el terremoto de Limón 7,7 Mw (1991). Estos resultados son consistentes con las estimaciones en estudios previos como el de Resis II (Climent, 2008 y Benito y otros, 2012).

Por otra parte, en el caso de las fuentes asociadas a la subducción, las interplaca presentan su Mmax inferida más alta de 8,0 Mw en la fuente Csi11 (Península de Nicoya), cercano a lo estimado en Resis II (7,9 Mw), y donde han sucedido sismos importantes como los de Nicoya/Samara de 7,8 y 7,6 (1950 y 2012). En el caso de la sismicidad intraplaca el Mmax más alto es 7,6 Mw en la fuente Nsp17, donde hay registros históricos del siglo XVIII de hasta 7,5 Mw y a esta fuente también se le asocia el terremoto tsunamigénico de Nicaragua en 1992 (Mw 7,6).

Cuadro 14. Máximas magnitudes (M_{max}) por fuente sísmica.

Tipo de zona sísmica	Código	$M1$ (M_{max} observada)	$M2$ (M_{max} inferida)
Corticales	<i>N4</i>	6,6	6,9
	<i>N6-7-8</i>	7,3	7,6
	<i>N9-10</i>	5,6	5,8
	<i>N12</i>	5,9	6,2
	<i>N13-14</i>	5,0	5,4
	<i>N2-C1</i>	6,2	6,4
	<i>C2</i>	6,2	6,4
	<i>C5</i>	6,5	6,8
	<i>C9</i>	7,3	7,5
	<i>C3</i>	6,1	6,5
	<i>C6</i>	6,4	6,8
	<i>C10</i>	5,8	6,1
	<i>C7</i>	6,9	7,1
	<i>C4</i>	6,7	7,1
	<i>P1</i>	6,9	7,3
	<i>P10-C8</i>	7,7	8,0
	<i>P2</i>	7,0	7,2
	<i>P5</i>	5,8	6,2
Interplaca	<i>Nsi16</i>	7,3	7,5
	<i>Csi11</i>	7,8	8,0
	<i>Csi12</i>	7,1	7,5
	<i>Csi13</i>	7,4	7,7
	<i>Psi9</i>	7,4	7,6
Intraplaca	<i>Nsp17</i>	7,5	7,6
	<i>Csp14</i>	7,0	7,2
	<i>Csp15</i>	7,3	7,5
	<i>Csp16</i>	7,0	7,2
	<i>Psp11</i>	7,0	7,2

5.2.3. *Comparación con estudios previos y análisis del contexto geotectónico*

Se describen comparativamente los resultados de los valores b estimados en los trabajos de Benito y otros (2012) cuyo catálogo sísmico incluye eventos desde 1522 hasta 2010 y Alvarado y otros (2017), en el cual, el catálogo sísmico va desde 1522 hasta 2015. Las figuras 27, 28 y 29 muestran los valores b para las fuentes corticales, interplaca e intraplaca, respectivamente, en esos estudios. El Cuadro 15 muestra los resultados del valor b de esta investigación y de los estudios previos más recientes en la temática, que toman la misma zonificación sísmica para la determinación del valor b .

Los valores b seleccionados de lo obtenido en esta investigación (Figura 23), fueron los del catálogo B (método de Gardner-Knopoff (1974) - Urhammer (1986)). La elección de este catálogo para la interpretación se debió a que el procesamiento es el más simple computacionalmente (Weatherill, 2014) y está más probado con base en sus parámetros predeterminados, estimados de acuerdo con la iteración entre los eventos que detecta como dependientes del sismo principal, a diferencia del método de Reasenberg (1985), que requiere de mejor especificación de sus parámetros, según el sitio y las características del catálogo.

Para las fuentes corticales, los valores b del estudio de Benito y otros (2012) (Figura 27.A), tienden a ser mayores con respecto al de Alvarado y otros (2017) (Figura 27.B), con excepción de las fuentes sísmicas C3 y P10-C8 (Figura 24). Las razones de esta tendencia de los cambios en ese periodo se podrían asociar con dos aspectos principales: 1) la sismicidad actualizada en Alvarado y otros (2017) entre 2010 y 2015, influye de manera tal que disminuye los valores b en Costa Rica, indicando posiblemente un aumento del estrés en la mayoría de las fuentes sísmicas, 2) el proceso de filtrado de eventos dependientes no fue el mismo o los resultados variaron, influenciando el catálogo sísmico utilizado en las actualizaciones del cálculo de los valores. Este último aspecto, aunque se menciona, no es detallado con que metodología se identificaron los sismos dependientes en ninguno de los dos artículos reseñados.

Los valores obtenidos en esta investigación para fuentes corticales (Cuadro 15 y Figuras 23.A y 24), el cálculo que más se le asemeja es el de Alvarado y otros (2017) (Figura 27.B), sin embargo, se presentan variaciones importantes en algunas fuentes. Por ejemplo, las cordilleras volcánicas (C5, C6, C7 y P5) (Figura 24), aumentan sus valores en relación con el estudio mencionado, asemejándose más a lo determinado en Benito y otros (2012) (Figura 27.A). Esto podría indicar variaciones leves (valores b con diferencias menores a

0,2) en el estado de esfuerzos en diferentes momentos y también la influencia que pueden tener los métodos de filtrado de eventos dependientes.

Cuadro 15. Estimaciones del valor *b* en estudios previos para la zonificación sísmica seleccionada y en la presente investigación. De referencia: Figuras 24, 25 y 26.

Régimen tectónico	Código de la fuente sísmica	Benito y otros (2012) 1522 - 2010	Alvarado y otros (2017) 1522 - 2015	Esta investigación (Catálogo B) 1522 - 2018
Corticales	<i>N4</i>	1,02	0,10	0,78
	<i>N6-7-8</i>	0,68	0,59	0,54
	<i>N9-10</i>	0,50	0,45	0,13
	<i>NI2</i>	1,21	0,54	0,86
	<i>NI3-14</i>	1,08	0,34	0,16
	<i>N2-C1</i>	1,41	0,54	0,56
	<i>C2</i>	0,99	0,87	1,14
	<i>C5</i>	0,93	0,88	1,04
	<i>C9</i>	0,97	0,46	0,99
	<i>C3</i>	0,92	1,10	1,25
	<i>C6</i>	0,89	0,88	1,19
	<i>CI0</i>	1,13	1,05	1,16
	<i>C7</i>	1,18	1,06	1,31
	<i>C4</i>	1,06	0,74	0,95
	<i>P1</i>	1,06	0,48	0,55
	<i>P10-C8</i>	0,86	1,02	1,22
	Interplaca	<i>P2</i>	0,92	0,62
<i>P5</i>		1,37	0,88	1,12
<i>Nsi16</i>		0,78	0,47	0,70
<i>Csi11</i>		0,54	0,81	0,89
<i>Csi12</i>		0,90	1,02	1,07
Intraplaca	<i>Csi13</i>	0,48	0,91	1,08
	<i>Psi9</i>	0,92	0,79	0,81
	<i>Nsp17</i>	1,20	0,47	0,69
	<i>Csp14</i>	1,05	0,92	1,06
	<i>Csp15</i>	0,71	1,05	1,17
	<i>Csp16</i>	0,70	0,91	1,06
	<i>Psp11</i>	0,59	0,64	0,77

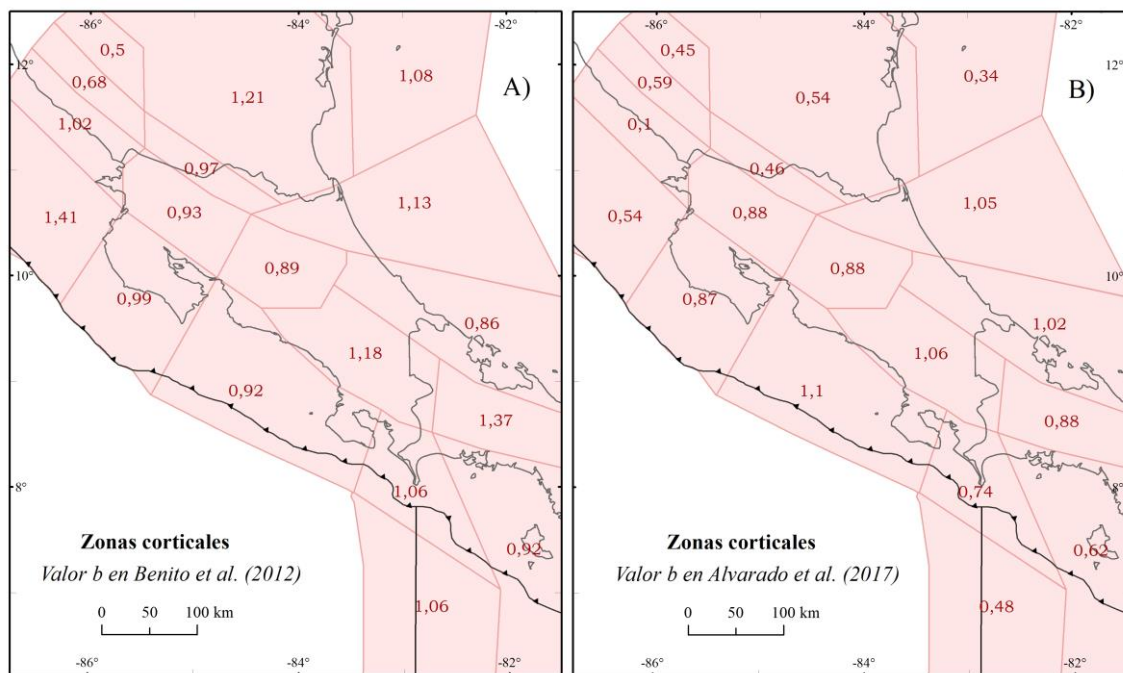


Figura 27. Valores b en estudios previos para las fuentes sísmicas corticales. A) Benito y otros (2012) B) Alvarado y otros (2017).

Los valores b para fuentes interplaca (Figura 28) varían en los estudios previos, pero no hay una tendencia según cada fuente. Para la fuente sísmica en el Pacífico Sur de Nicaragua Nsi16 (Figura 25) el valor b es más bajo, en casi 0,3, para el estudio de Benito y otros (2012) (Figura 28.A) que para el estudio de Alvarado y otros (2017) (Figura 28.B), mientras que para la fuente sísmica en la Península de Nicoya Csi11, se da al caso contrario, donde el valor b aumenta casi en la misma proporción (0,3).

Para fuentes interplaca (Cuadro 15 y Figura 23.B) el valor obtenido en este estudio para la zona del Pacífico Sur de Nicaragua (Nsi16, Figuras 23.B y 25) es de aproximadamente 0,70 y para Nicoya (Csi11) 0,89, siendo para el primer caso mayor a lo obtenido en Alvarado y otros (2017) y menor que lo obtenido en Benito y otros (2012), mientras que, para el segundo, el valor es mayor que en ambos estudios previos.

En el Pacífico Central (Csi12) y Sur (Csi13) (Figura 25), b es mayor en Benito y otros (2012) (Figura 28.A) que en Alvarado y otros (2017) (Figura 28.B), siendo mayor la diferencia en el segundo de los casos (variación $> 0,4$). La misma tendencia continua con lo obtenido en esta investigación donde el valor b es mayor, en ambos casos, siendo para el Pacífico Central (Csi12) de 1,07 y para el Pacífico Sur (Csi13) de 1,08. Para la fuente sísmica al Oeste de Panamá (Psi9) (Figura 25) el valor b disminuye en Benito y otros (2012) (Figura 28.A) a lo obtenido en Alvarado y otros (2017) (Figura 28.B), pero en la

presente investigación obtiene un valor de 0,81 (Cuadro 12 y Figura 23.B), aumentando levemente con respecto a lo obtenido en Alvarado y otros (2017).

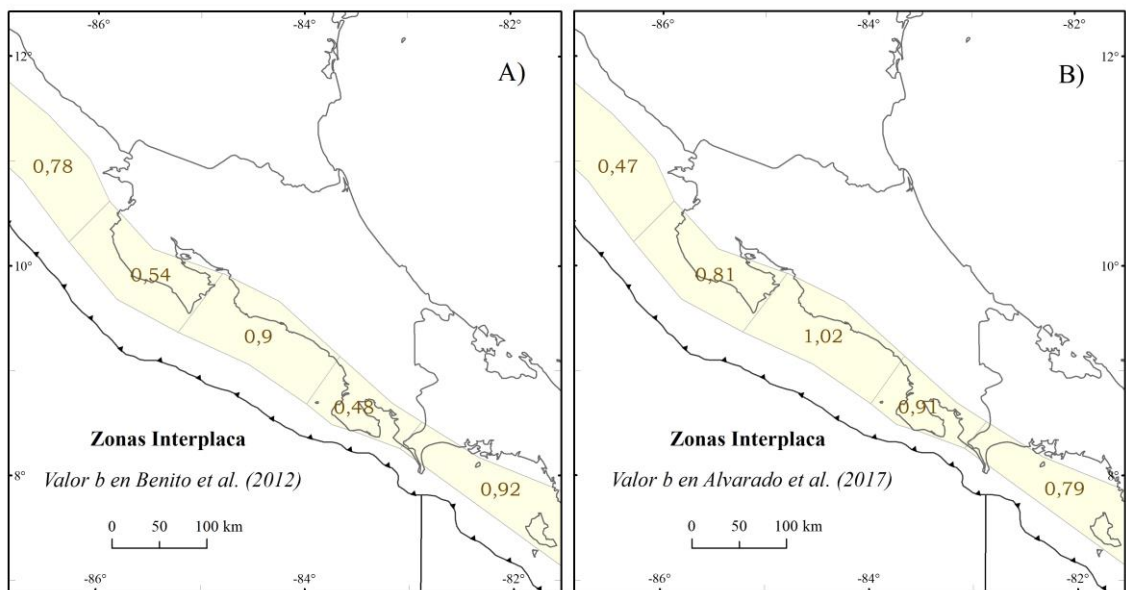


Figura 28. Valores *b* en estudios previos para las fuentes sísmicas interplaca. A) Benito y otros (2012) B) Alvarado y otros (2017).

Los valores *b* para fuentes intraplaca (Figura 29) varían en cada estudio, pero se puede observar una tendencia que denota una disminución de este valor de Benito y otros (2012) (Figura 29.A) a lo obtenido en Alvarado y otros (2017) (Figura 29.B) en las fuentes sísmicas del sector sur de Nicaragua y noroeste de Costa Rica (Nsp17 y Csp14) y un aumento en las fuentes del centro y sureste de Costa Rica y del oeste de Panamá (Csp15, Csp16 y Psp11) (Figura 26). Las variaciones son más notorias ($\geq 0,3$) para las fuentes del sur de Nicaragua (Nsp17) y del centro de Costa Rica (Csp15).

Los valores en la presente investigación para fuentes intraplaca, se muestran en el Cuadro 15 y la Figura 23.C, tomando como referencia la Figura 26. Para el sur de Nicaragua (Nsp17) se presenta un valor *b* intermedio (0,69), con respecto a los estudios previos (Figura 29). El valor *b* para el noroeste de Costa Rica Csp14 (1,06) tiende a aumentar con respecto al estudio de Alvarado y otros (2017) (Figura 29.B) y es muy similar al de Benito y otros (2012) (Figura 29.A). En la subducción intraplaca central y hacia el sureste de Costa Rica, el valor *b* obtenido en esta investigación (Cuadro 13 y Figuras 23.C, es de 1,17 para Csp15, de 1,06 para Csp16 y de 0,77 para Psp11, con una tendencia a aumentar que continua de los estudios anteriores (Figura 29).

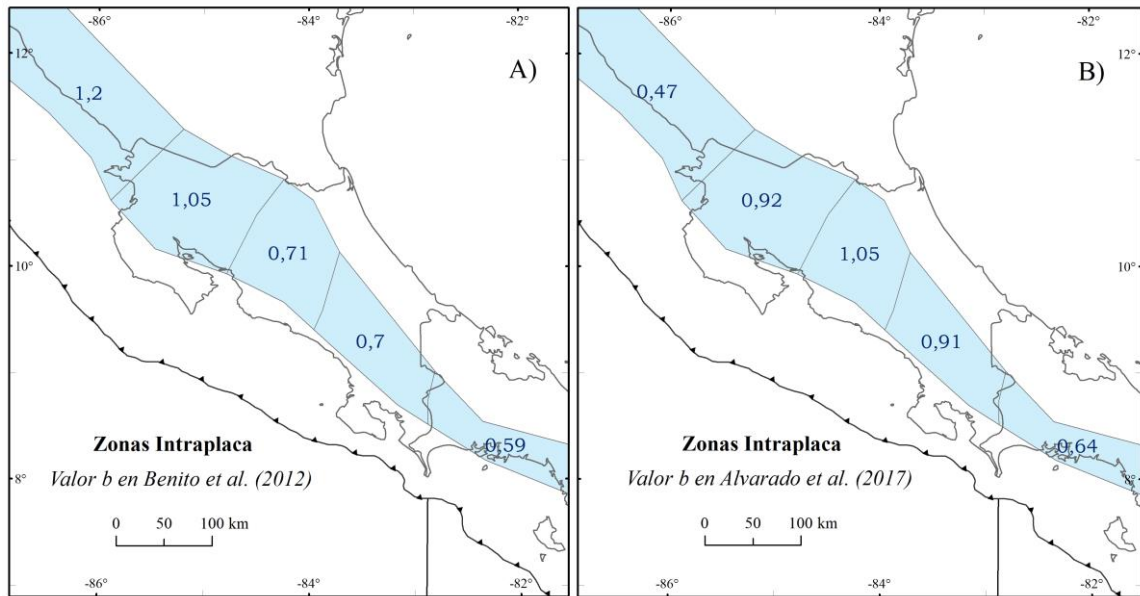


Figura 29. Valores b en estudios previos para las fuentes sísmicas intraplaca. A) Benito y otros (2012) B) Alvarado y otros (2017).

De acuerdo con Wyss y Wiemer (2000), Enescu e Ito, (2001), Sobiesak (2005), Nishikawa e Ide (2014) y Nava y otros (2017); el valor b tiende a ser inversamente proporcional a la acumulación de esfuerzos, por lo que se esperaría tener valores más bajos en las zonas de fuerte acoplamiento como, por ejemplo, las zonas de subducción, principalmente las de tipo interplaca, como parte de las consideradas en este estudio.

Las zonas con valores b más bajos ($b < 0,7$) en las fuentes sísmicas corticales, están ubicadas en Nicaragua o incluyen parte de dicho país (zonas cuyas abreviaturas inician con N en Figura 24) y las fuentes P1 y P2 de Panamá. Se atribuye parte de estos resultados a que la mayoría de estas zonas tiene poca sismicidad y esto perjudica el cálculo estadístico del parámetro sísmico, sin reflejar necesariamente el estrés tectónico real. De corresponder los resultados con la realidad, una posible interpretación es que estas fuentes corticales poseen actualmente un alto estrés tectónico.

En las fuentes sísmicas asociadas con el proceso de subducción, los valores b bajos ($b < 0,85$) corresponden para interplaca con las fuentes del sur del Pacífico de Nicaragua (Nsi16), la Península de Nicoya (Csi11) y el oeste de Panamá (Psi9), las cuales podrían ser zonas de mayor acumulación de esfuerzos o mayor acoplamiento. Situación similar sucede en la sismicidad intermedia o intraplaca, con valores b bajos al sur de Nicaragua (Nsp17) y al oeste de Panamá (Psp11). Estos valores se podrían asociar a la correspondencia en el acoplamiento mayor que se observa desde las zonas interplaca,

suponiendo un comportamiento similar de la losa en profundidad, que propicia la sismicidad profunda de la placa cabalgante. También podría deberse a la limitante de la poca cantidad de datos para la determinación del cálculo de b en estas zonas.

Algunas fuentes presentan valores b altos ($b > 1,15$), indicando que las zonas son de menor acumulación de esfuerzos o de una mayor heterogeneidad del material geológico que las conforma, y a su vez, podrían estar influenciados por una mejor capacidad de detección de la red sísmica en estos sectores. Por ejemplo, de las corticales las fuentes: C3, C7, C6, C10 y P10-C8 (Figura 24). En las fuentes interplaca no hay zonas con valores b altos y en las intraplaca únicamente la zona central de Costa Rica (Csp15). El resto de las fuentes sísmicas presentan valores b entre 0,85 y 1,15, indicando valores esperables y bastante ideales de la relación Gutenberg-Richter (valor $b = 1$). Felzer (2006), reseña que idealmente el valor b debe ser 1,0, sin importar la configuración tectónica, siendo de otra forma estas variaciones asociadas a anomalías o por errores en el cálculo o en la calidad de las redes sísmicas.

En general, los valores b obtenidos en el presente estudio a nivel de todo el catálogo son concordantes con los valores promedio hallados en los estudios previos (Cuadro 8). En las fuentes sísmicas, en específico, se aprecia un aumento general, principalmente en las fuentes corticales, que podría estar asociado a mejor capacidad de detección de los sismos pequeños. Lo anterior también relacionado con el filtrado de eventos dependientes, donde para cada uno de los casos procesados (catálogos A, B y C) se presentan valores b muy parecidos, lo que permitiría interpretar condiciones de esfuerzo similares, independientemente del método de filtrado utilizado.

La Figura 30 muestra un diagrama de las fuentes sísmicas utilizadas para el cálculo de los valores b , donde se aprecia su variación geográfica y en profundidad a partir de los perfiles A-A', B-B', C-C', D-D' y E-E'. Estos perfiles permiten identificar cambios en el nivel de estrés o las heterogeneidades del material en profundidad principalmente a nivel de la losa que se subduce, verificando la relación entre las fuentes inter e intraplaca. Además, con las fuentes corticales se puede ver los valores para zonas que corresponderían con comportamientos del *outer rise* o flexura superficial de la placa que se subduce, las zonas de antearco, el arco volcánico y el trasarco.

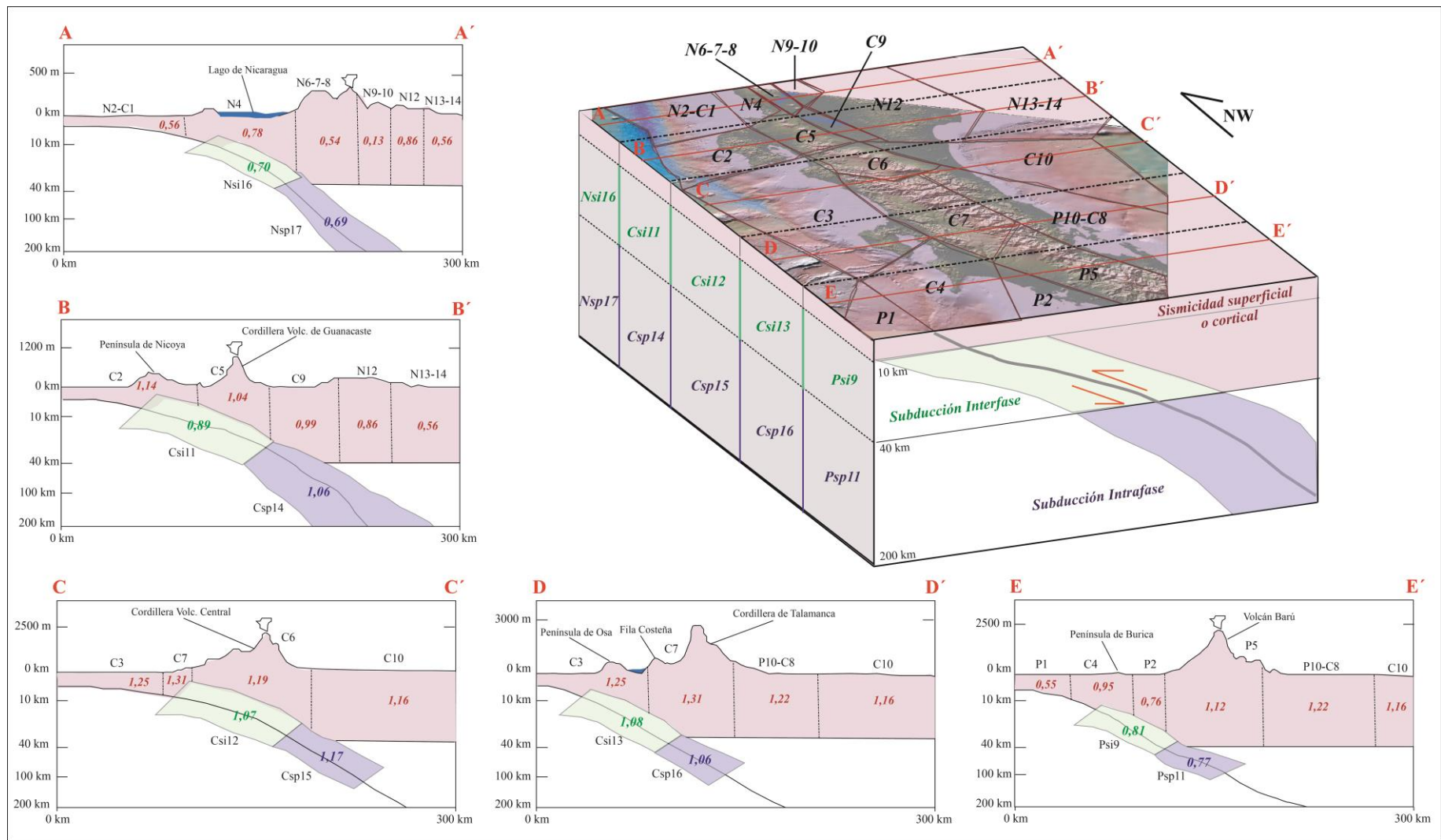


Figura 30. Representación esquemática en profundidad según los perfiles, para los valores b calculados (Catálogo B).

En el perfil A-A', a través del sur de Nicaragua, la losa presenta valores **b** muy similares pasando de 0,70 en interplaca a 0,69 en intraplaca. Esto muestra que la losa se subduce de manera bastante constante, con la placa en profundidad intermedia levemente mayor acoplada que en la interfaz interplaca. Esto podría asociarse a ser un sector donde el proceso de subducción en ese tramo cambia, aumentando el ángulo en que se subduce la losa, lo cual podría provocar ese mayor estrés en profundidad.

En el perfil B-B' que atraviesa la Península de Nicoya, se presenta un cambio marcado de inter a intraplaca, pasando de 0,89 a 1,06. Se podría interpretar como un mayor acoplamiento en la zona interplaca y una pérdida del estrés, con un aumento del valor **b** en profundidad. Lo anterior se podría interpretar como presencia de asperezas en el proceso de subducción interplaca, pasando a ser menor el acople y propiciando sismos grandes e intermedios como los que se han dado en la fuente sísmica interplaca (Csi11).

Los valores corticales en los perfiles A-A' y B-B', son en general bajos (entre 0,56 y 0,86), con algunas excepciones, principalmente en el perfil B-B', asociadas al arco volcánico de Guanacaste y a la Península de Nicoya. Estos valores mayoritariamente bajos, están relacionados con la baja sismicidad superficial que se presenta en la zona noroeste de Costa Rica y sur de Nicaragua. Los mismos varían presentando un leve aumento en la zona de outer rise, antearco y arco volcánico actual, lo cual puede estar relacionado con la geología de la zona, cámaras magmáticas y cuerpos intrusivos.

En el perfil C-C', a lo largo del centro de Costa Rica, la losa al igual que en B-B' presenta un cambio en sus valores **b** de inter a intraplaca. Esta zona se caracteriza por la subducción de montes submarinos, los cuales influyen la heterogeneidad de estas fuentes sísmicas, lo que se observa con un valor **b** mayor a 1,0 en la subducción interplaca 1,07 (Csi12) y aumentando en intraplaca 1,17 (Csp15). Este alto valor **b** podría ser producto de ser posiblemente la zona de generación de magma que da origen a los volcanes de la Cordillera Volcánica Central, lo cual se asocia a altos valores **b**.

En el caso del perfil D-D', atraviesa el sur de Costa Rica y la Cordillera de Talamanca, con respecto al comportamiento de la subducción los valores son muy similares en inter (1,08) e intraplaca (1,06), dándose así un comportamiento bastante constante de la losa en subducción en cuanto al estrés que se presenta en la misma. Esta sección presenta valores mayores a 1,0 y se ve influenciada por la subducción de cordilleras submarinas, en este caso por el Ridge de Cocos.

El perfil E-E', en el oeste de Panamá muestra alto acoplamiento con valores b menores, de 0,81 y 0,77 para inter e intraplaca, respectivamente. En estas fuentes sísmicas de subducción llama la atención que, junto con las zonas de subducción del sur de Nicaragua, son las únicas donde a profundidad intermedia se presenta mayor acoplamiento que en la interfaz interplaca, con un valor b levemente menor, que podría asociarse a ser una zona donde el proceso de subducción en ese tramo es bastante complejo, presentándose la interacción del punto triple entre las placas del Coco, Caribe y Nazca y la influencia de la Zona de Fractura de Panamá.

Los valores corticales en los perfiles C-C', D-D' y E-E' son en general altos (entre 1,12 y 1,31), con excepción de unas fuentes sísmicas en el perfil E-E' (P1, C4 y P2) que se ven influenciadas por la proyección de la Zona de Fractura de Panamá hacia el continente. En estos perfiles los altos valores b predominantes, muestran que son zonas bastantes heterogéneas que corresponden con cordilleras, ángulos de subducción oblicuos y geológicamente muy variables, con basamentos de vulcanismo oceánico, depósitos marinos, lacustres, fluviales y volcánicos continentales.

En la zona central del país (C-C') se puede relacionar esto con la influencia de los terrenos acrecionados de los montes submarinos, los depósitos de mélange y los depósitos volcánicos y cámaras magmáticas de los volcanes activos en la Cordillera Volcánica Central. En el sector que cruza la Cordillera de Talamanca (D-D') los altos valores b podrían responder a los grandes intrusivos (Alvarado y otros, 2009) y a ser la Cordillera de Talamanca la más alta del país, que, de acuerdo con el principio de isostasia, presentaría el mayor grosor de la corteza. En este perfil se encuentra la fuente sísmica C7, siendo una zona donde se ha observado un vacío sísmico y que muestra el valor b más alto de todos, es decir de menos estrés (1,31).

La zona Sureste, limítrofe con Panamá (E-E'), los valores se pueden asociar al vulcanismo del Volcán Barú en Panamá y los depósitos fluviales y marinos. Este último perfil muestra valores b un poco menores en la sección de *outer rise* o antearco, los cuales podrían corresponder con la influencia de las zonas corticales relacionadas con la Zona de Fractura de Panamá y su proyección hacia el continente, así como con sismos recurrentes de magnitudes intermedias.

Profundizando en los datos de las zonas de subducción, en específico en la zona sismogénica interplaca, los valores b obtenidos (entre 0,70 y 1,08) son concordantes con

los que reseñan múltiples estudios previos (ver sección 3.2) para zonas de subducción a nivel mundial (Cuadro 2), y en específico concuerdan muy bien con los que se reseñan para la zona de América Central. A nivel mundial los regímenes tectónicos que muestran un estado de estrés más alto corresponden con estas zonas de subducción.

Según Mendoza (2012) los valores b podrían relacionarse con el tamaño medio de ruptura para cada una de las zonas de subducción, siendo mayor el área de ruptura con valores b más bajos. Esto implicaría que las áreas de ruptura para cada fuente sísmica interplaca son similares, al presentar valores b parecidos (entre 0,70 y 1,08). Lo anterior, en términos de las variaciones de b obtenidas para las zonas de subducción interplaca que más afectarían al país (Csi11, Csi12 y Csi13), muestra que para Nicoya (Csi11) el valor b es menor, lo cual, significa que tiene un probable mayor tamaño de ruptura que las otras dos fuentes, en el Pacífico Central y Sur.

La relación anterior presenta un buen nivel de concordancia con respecto a los tamaños de los sismos máximos observados e inferidos para las fuentes sísmicas interplaca (Cuadro 13). Sin embargo, se deben de considerar las variaciones que podría presentar cada uno de estos segmentos, con respecto a su momento en el ciclo sísmico. Lo anterior es un proceso mucho más difícil de cuantificar y relacionar con las áreas de ruptura, así como con el factor de heterogeneidad geológica de la zona y el cómo esto influye en el valor b que se refleja.

Otro aspecto que se debe buscar incorporar de alguna manera en estas aproximaciones es incluir las mediciones de GPS y los sismos lentos en el cálculo del valor b , ya que actualmente no hay metodología que los tome en cuenta con respecto a cómo estos influyen en la productividad sísmica de la fuente y las implicancias que pueden tener en la estimación del potencial sísmico. Estudios como Jyang y otros (2012) y Voss y otros (2017) proponen la ocurrencia de sismos lentos como proceso activo y frecuente en la interfase de subducción en Costa Rica, principalmente en la Península de Nicoya.

Los valores b obtenidos en las zonas interplaca son parecidos (entre 0,70 y 1,08, Figuras 23 y 30 y Cuadro 12), lo que sugiere que las condiciones de esfuerzo son relativamente similares a lo largo de la trinchera, con una disminución general del nivel de estrés en las fuentes sísmica intraplaca, relacionado a las zonas de generación de magma y deshidratación de la losa, como se ha interpretado también en otros estudios.

El valor b , según Nishikawa y otros (2014) se correlaciona también con la flotabilidad de las losas, siendo mayor el estrés con mayores diferencias de flotabilidad, es decir, valores b más bajos y, por consiguiente, mayor estrés, son proporcionales a mayores diferencias de flotabilidad entre las placas, lo cual está directamente asociado a las edades y composición de estas. Los resultados obtenidos, con valores b en algunos casos un poco mayores a 1,0 (valores b altos en contextos de subducción), podría explicarse debido a que en Costa Rica la interacción principal de la subducción se da entre dos placas relativamente jóvenes (Placa del Coco y Placa Caribe), por lo cual esta variación de flotabilidad no es tan marcada como en otros sitios del mundo, donde se generan los mega terremotos, como Chile y Japón.

5.3. Modelo de recurrencia de sismos e implicaciones en la amenaza sísmica

En esta sección se analizan los gráficos por fuente sísmica para verificar si las curvas de la relación Gutenberg-Richter (1944) presentan el comportamiento usual que proponen estos autores, o, por el contrario, más bien se podría presentar un comportamiento de sismo característico. Este ejercicio se realizó utilizando el catálogo B explicado anteriormente en la Sección 5.1.3. Por otra parte, se discute sobre las implicaciones con respecto a la amenaza sísmica de las fuentes con los valores b más bajos y con máximas magnitudes, así también se estiman curvas de recurrencia y probabilidad de ocurrencia.

5.3.1. Análisis de las curvas Gutenberg-Richter

Las Figuras 31 y 32 muestran las curvas de la relación Gutenberg-Richter para las fuentes corticales y las Figuras 33 y 34 para las fuentes de subducción inter e intraplaca. En cada figura se presenta la cantidad de eventos para rangos de magnitud, tal y como se mostró en la Figura 20 para todo el catálogo, pero ahora con base en los subcatálogos construidos por fuente sísmica.

Se analiza la magnitud visual de corte (M_c) con base en estas gráficas, siendo esta la curvatura principal desde la parte plana hacia la pendiente de la curva, y se toma como una inspección visual de la completitud aproximada por fuente sísmica, retomando el concepto de la variación geográfica que tiene implícito el proceso de evaluación de la magnitud de completitud (Cuadro 16 y Figura 35).

La magnitud de corte (M_c) para cada una de las fuentes muestra una congruencia grande con respecto a la magnitud de completitud (M_C) más baja (3,5 Mw) que se obtuvo en la evaluación por el método de Stepp (1972). Los valores predominantes en esta inspección de la M_c por fuente están entre 3,5 y 4,0 Mw (21 de 28 fuentes).

Para entender mejor esto, se deben retomar los significados de estas curvas con respecto a la sismicidad y su relación con las redes sísmicas. El primero y fundamental en la inspección, es que la parte plana del gráfico (antes de la M_c), corresponde con las características de la red de estaciones. El segundo es que la parte que decae linealmente (después de la M_c) corresponde con las características sismogénicas inherentes a la fuente. Se hace principal hincapié en la razón de la variación de la M_c entre las fuentes al primer aspecto, ya que la magnitud de corte está fuertemente condicionada con la capacidad y densidad de la red sísmica en cada fuente sísmica.

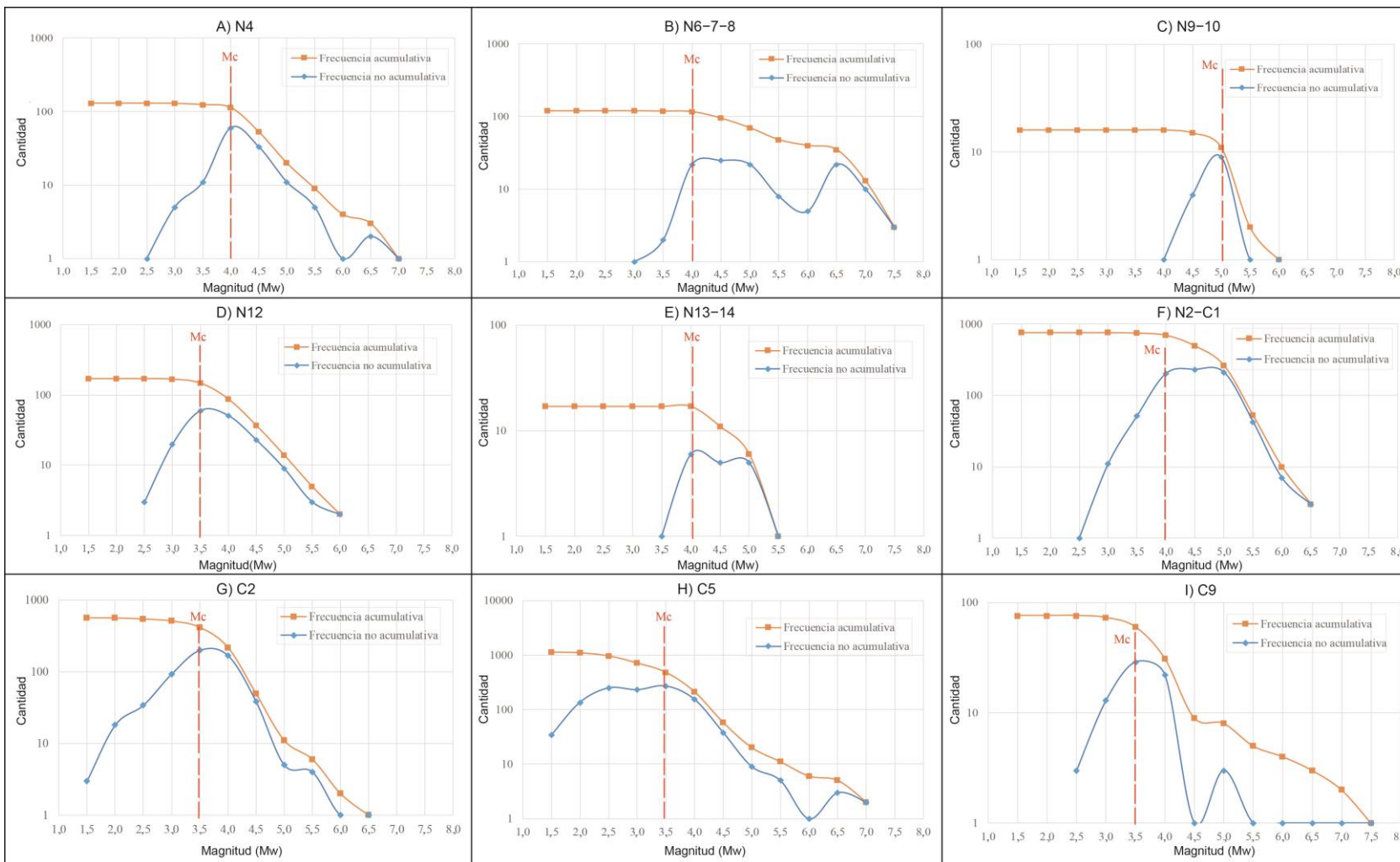


Figura 31. Curvas Gutenberg-Richter para cada fuente sísmica cortical en el sector nor-noroeste (con base en el catálogo B). La línea roja punteada indica la magnitud de corte (M_c). La ubicación de cada zona se muestra en la figura 24.

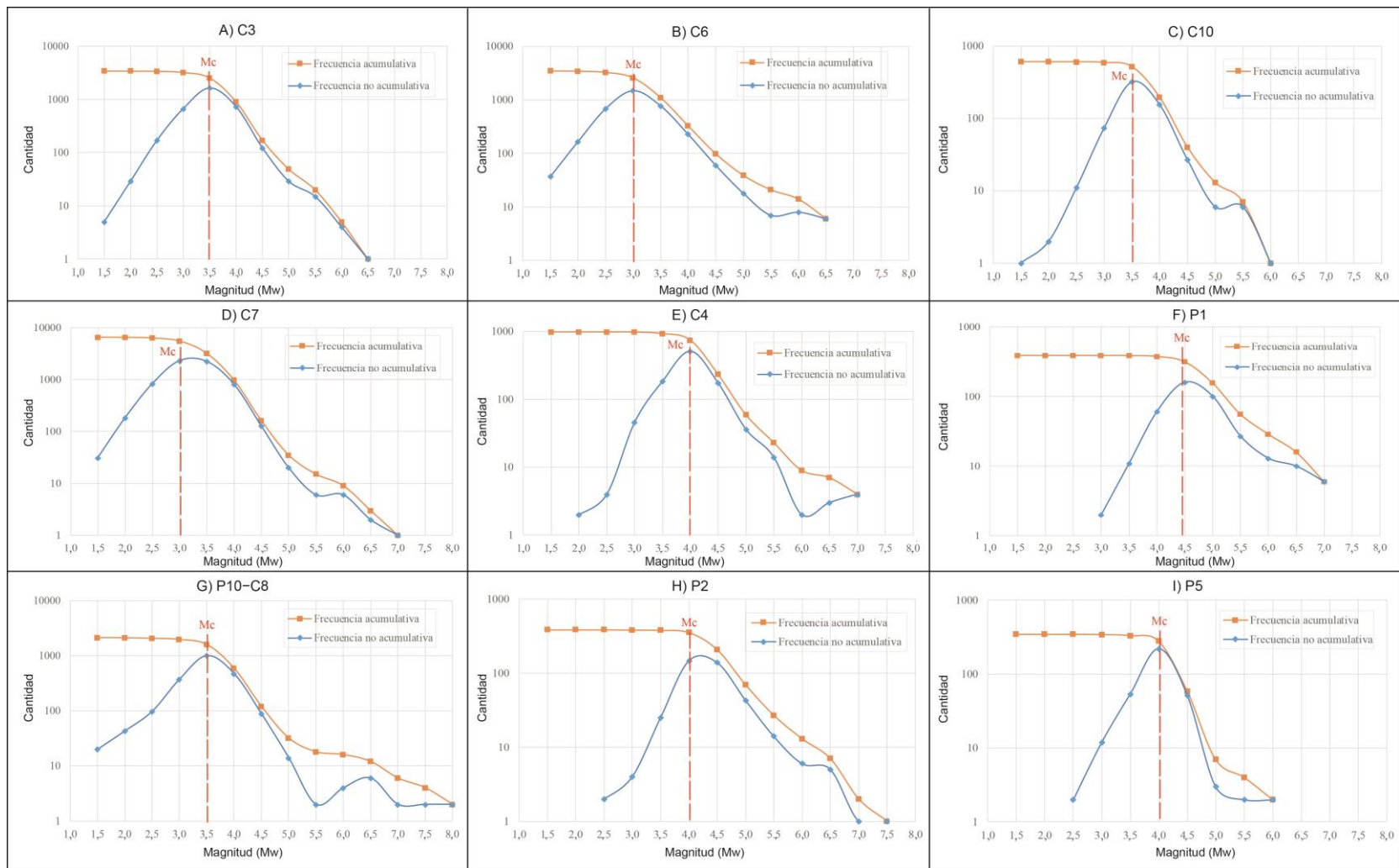


Figura 32. Curvas Gutenberg-Richter para cada fuente sísmica cortical en el sector centro-sureste (con base en el catálogo B). La línea roja punteada indica la magnitud de corte (M_c). La ubicación de cada zona se muestra en la figura 24.

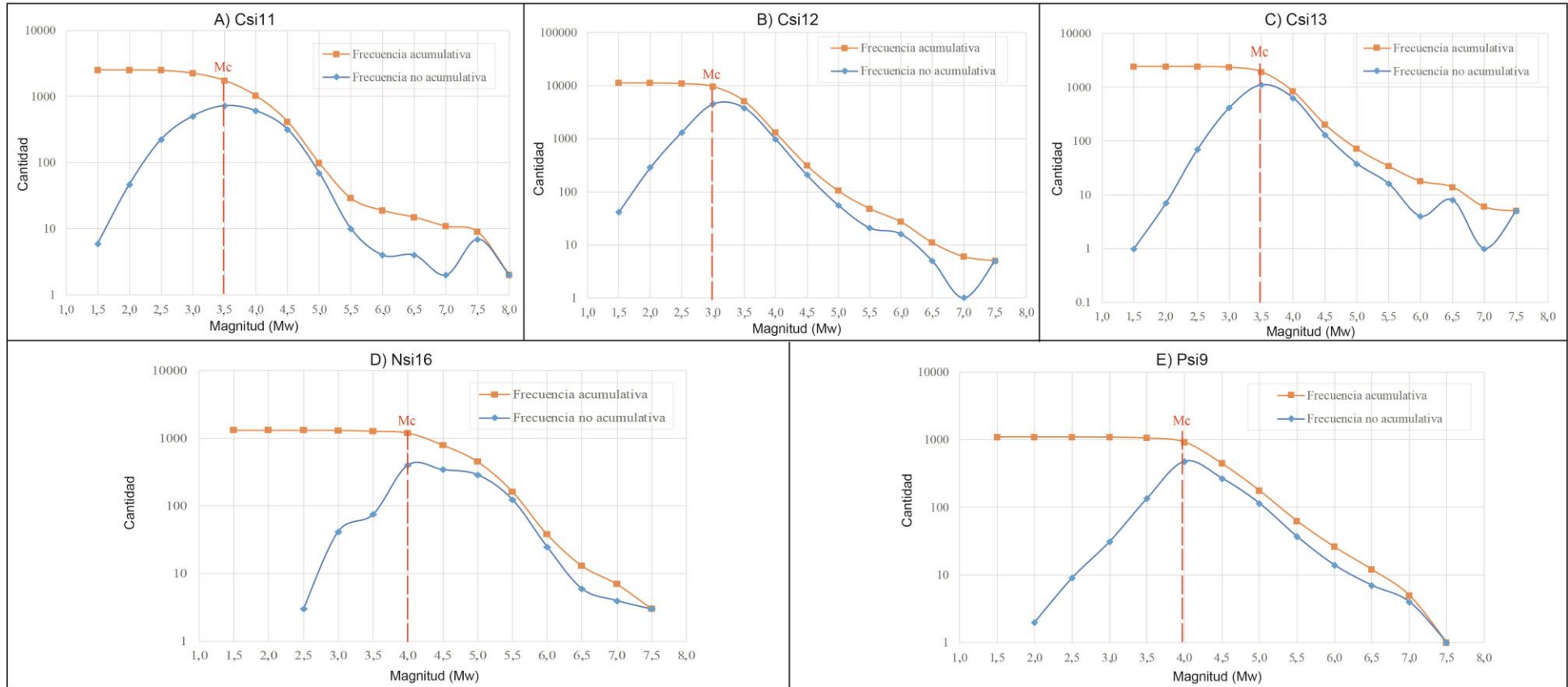


Figura 33. Curvas Gutenberg-Richter para cada fuente sísmica interplaca (con base en el catálogo B). La línea roja punteada indica la magnitud de corte (M_c). La ubicación de cada zona se muestra en la figura 25.

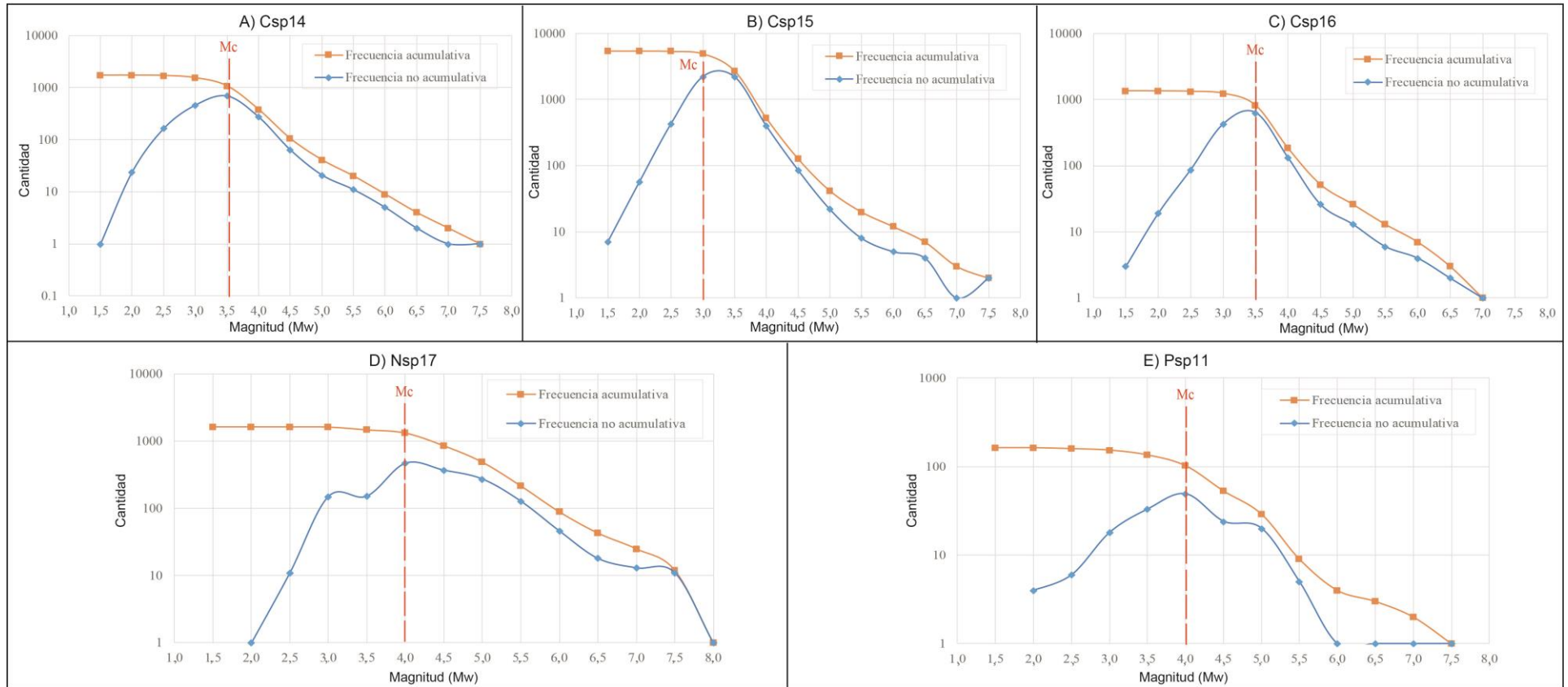


Figura 34. Curvas Gutenberg-Richter para cada fuente sísmica intraplaca (con base en el catálogo B). La línea roja punteada indica la magnitud de corte (M_c). La ubicación de cada zona se muestra en la figura 24.

Cuadro 16. Magnitudes de corte (Mc) por fuentes sísmicas (ver figuras 31, 32, 33 y 34). Ver ubicación de zonas sísmicas en Figuras 24, 25 y 26.

Tipo de zona sísmica	Código	Magnitud de corte visual del grafico (Mc)
Corticales	<i>N4</i>	4,0
	<i>N6-7-8</i>	4,0
	<i>N9-10</i>	5,0
	<i>N12</i>	3,5
	<i>N13-14</i>	4,0
	<i>N2-C1</i>	4,0
	<i>C2</i>	3,5
	<i>C5</i>	3,5
	<i>C9</i>	3,5
	<i>C3</i>	3,5
	<i>C6</i>	3,0
	<i>C10</i>	3,5
	<i>C7</i>	3,0
	<i>C4</i>	4,0
	<i>P1</i>	4,5
	<i>P10-C8</i>	3,5
	<i>P2</i>	4,0
	<i>P5</i>	4,0
Interplaca	<i>Nsi16</i>	4,0
	<i>Csi11</i>	3,5
	<i>Csi12</i>	3,0
	<i>Csi13</i>	3,5
	<i>Psi9</i>	4,0
Intraplaca	<i>Nsp17</i>	4,0
	<i>Csp14</i>	3,5
	<i>Csp15</i>	3,0
	<i>Csp16</i>	3,5
	<i>Psp11</i>	4,0

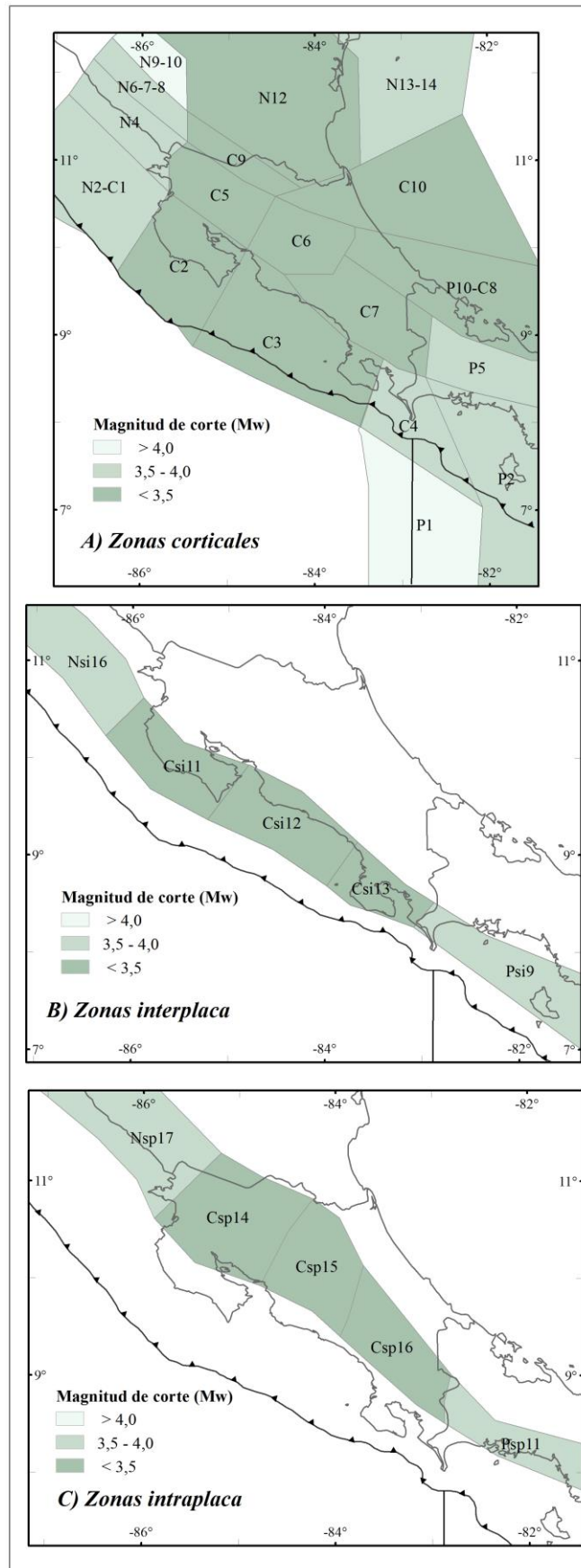


Figura 35. Distribución espacial de la Mc para las fuentes sísmicas según zona tectónica. A) Fuentes corticales. B) Fuentes interplaca. C) Fuentes intraplaca.

La evaluación de las curvas con relación a si siguen o no un comportamiento típico de Gutenberg-Richter, para el caso de fuentes corticales o de sismicidad superficial (Figura 31 y 32), las fuentes de Nicaragua presentan curvas que siguen un comportamiento un poco errático de la típica pendiente esperable, pero estas se relacionan más con la poca cantidad de datos en las mismas, lo cual presupone este tipo de tendencias.

Al nor-noroeste (Figura 31) se identifican dos posibles fuentes sísmicas con comportamiento de sismo característico: la del Arco Volcánico de Guanacaste (C5) y la del trasarco Norte de Costa Rica (C9), que han presentado sismos de hasta 6,5 y 7,3 Mw, respectivamente. Esta interpretación se hace con base en la forma de la curva de la relación Gutenberg-Richter, ya que se observa que estos sismos grandes se salen de la pendiente típica de que postula esta relación frecuencia-magnitud (Figura 31). Estas fuentes presentan fallas de importancia, para el caso de C5 se tienen las Fallas de la Cordillera Volcánica de Guanacaste y para C9 la influencia del límite noreste simplificado del Bloque Antearco Centroamericano a lo largo de las Fallas del Arco Volcánico (FAV) (Montero, 2014 y Franco y otros, 2012).

En las fuentes corticales del centro y sureste (Figura 32) también hay dos fuentes que su curva sugiere el comportamiento de sismo característico, estas son Panamá-Costa Rica Península de Burica (C4) y Panamá. Cinturón. Def. Norte. Panamá-Limón (P10-C8), que han presentado sismos de 6,7 y 7,7 Mw, respectivamente. Estas fuentes presentan fallas de importancia, en el caso de C4 las fallas superficiales de la prolongación de la Zona de fractura de Panamá hacia el continente y para P10-C8 la influencia Cinturón deformado del Norte de Panamá (CDNP) y una sismicidad en general baja con dos grandes terremotos que se salen del patrón típico de la misma (Fan y otros, 1993; Goes y otros, 1993; Marshall y otros, 2000; Montero, 2001; Morell y otros, 2008).

En subducción interplaca (Figura 33) se identifica la fuente Costa Rica Interplaca Nicoya (Csi11) como la que podría seguir comportamiento de sismo característico. Es de las fuentes de mayor potencial sísmico para el país, con sismos de hasta 7,8 Mw (1950). Esta fuente es una de las de valores *b* más bajos y se presupone como las de mayor acople sísmico. La pendiente de la curva G-R evidencia que los sismos grandes ($M_w > 7,0$) son muchos en relación con los de magnitudes menores.

En el caso de la subducción intraplaca (Figura 34) se identifica la fuente Panamá Intraplaca Sur (Psp11) como la que podría seguir comportamiento de sismo característico,

la cual ha presentado sismos de hasta 7,0 Mw. Esta fuente presenta una complejidad tectónica importante ya que se desconoce con exactitud el comportamiento de la losa en este sector para la subducción intraplaca.

Con respecto a la M_c , las fuentes sísmicas de las zonas corticales más cubiertas o rodeadas por estaciones sísmicas, del centro del país, como lo son C6 y C7 y las de subducción inter e intraplaca, respectivamente Csi12 y Csp15, muestran las M_c más bajas (3,0 Mw.) Por otra parte, fuentes corticales como N9-10 y P1, muestran M_c bastante altas de 5,0 y 4,5 Mw, respectivamente, lo cual es condicionado por la respectiva cobertura sísmica y registros que se tiene en esos sitios fronterizos y con los niveles de sismicidad a su vez más bajos en comparación con fuentes de características parecidas en cuanto a locación geográfica.

Los mejores niveles de completitud (magnitudes más bajas en la M_c), corresponden con las fuentes sísmicas que se encuentran más cubiertas o rodeadas por estaciones sísmicas (Figura 35), lo cual si se muestra en las Figuras 1 y 2. Las fuentes que se encuentran en el centro del país presentan mucho mayor y mejor cobertura con respecto a las de la periferia, las cuales además de esto se ven afectadas porque la falta de cobertura en las localizaciones de sismos al no existir estaciones permanentes en los océanos.

5.3.2. *Implicaciones en la recurrencia y potencial sísmico*

El cuadro 17 presenta los parámetros sísmicos tomando en cuenta la integración de las zonas tectónicas de Costa Rica, tanto corticales, interplaca e intraplaca, tomando en cuenta el catálogo B. La Figura 36 muestra a partir de la Ecuación 10 y basado en estos parámetros sísmicos, como se puede estimar la recurrencia de magnitudes, para periodos entre 1 y 250 años.

Cuadro 17. Parámetros sísmicos obtenidos por zonas tectónicas.

Zona	Parámetros sísmicos	
	<i>a</i>	<i>b</i>
<i>Corticales</i>	5,63	0,98
<i>Interplaca</i>	5,29	0,90
<i>Intraplaca</i>	4,74	0,84

De acuerdo con los parámetros sísmicos obtenidos, la recurrencia para sismos de 8,0 Mw o cercanos en las zonas sísmicas analizadas (máxima magnitud determinada para algunas fuentes específicas), sería de aproximadamente 150 años para corticales, 100 años en zonas intraplaca y 80 años en las interplaca. Para sismos entre 7,0 y 7,5 Mw, los cuales son más probables según registro histórico y también de acuerdo con la capacidad de magnitudes máximas de las fuentes sísmicas, la recurrencia es de entre 25 y 55 años en zonas corticales, entre 20 y 40 años en zonas intraplaca y entre 15 y 30 años para zonas interplaca (Figura 36). Con base en lo anterior, se puede identificar que los sismos de mayores proporciones, como es de esperar, se prevén más recurrentes en la sismicidad interplaca.

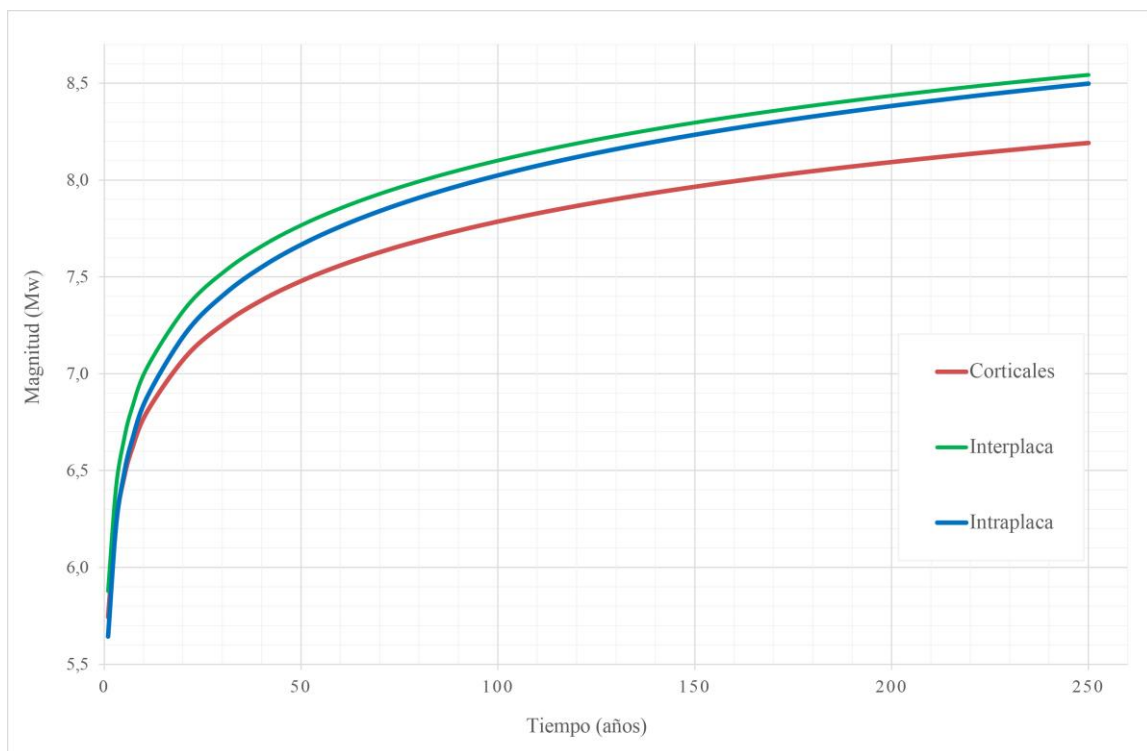


Figura 36. Recurrencia de magnitudes en el tiempo para cada tipo de zona sísmica.

Teniendo la aproximación de recurrencias, con base en la Ecuación 11, se puede obtener la probabilidad acumulada de ocurrencia de sismos de distintas magnitudes. En la Figura 37 se aprecia la probabilidad de ocurrencia (eje Y) de las magnitudes a partir de 6,0 Mw en el tiempo (eje X), hasta 250 años para las zonas corticales, inter e intraplaca.

Las curvas muestran una tendencia muy similar entre las distintas zonas tectónicas, sin embargo, se pueden identificar pequeñas variaciones entre las zonas (Figura 37). Por ejemplo, para magnitudes de 6,0 se tiene una probabilidad de ocurrencia del 100% en zonas corticales e intraplaca en 10 años, mientras que para las interplaca en 7 años. Para

7,0 Mw, se tiene esa misma probabilidad, pero para aproximadamente 90 años en corticales, 60 en interplaca y 75 años en intraplaca. Para magnitudes mayores, como 7,5 y 8,0 Mw, respectivamente, la probabilidad en las zonas corticales es del 95% y 78%, para las interplaca es del 100% y 95% y para las intraplaca es del 100% y 92%, todo lo anterior en 250 años. Las probabilidades de ocurrencia para 250 años disminuyen drásticamente para sismos mayores a 8,0 Mw, resultando físicamente poco probable, según el análisis realizado del potencial máximo de las fuentes sísmicas en específico.

Se seleccionaron tres fuentes sísmicas en específico para analizar sus curvas de recurrencias y de probabilidad de ocurrencia (Figura 38): la zona cortical Cordillera Volcánica Central (C6), la zona Costa Rica Interplaca Nicoya (Csi11) y la zona cortical Panamá Cinturón Deformado del Norte de Panamá-Limón (P10-C8). En el caso de C6 por ser una zona de gran relevancia ubicada en el centro del país, con mayor población y sobre la cual se tiene bastante buena cobertura de estaciones, mientras que en el caso de las fuentes Csi11 y P10-C8, se escogieron debido a ser de las de mayor potencial sísmico determinado en el registro histórico/instrumental.

Cuando se analiza por fuente sísmica, se puede apreciar como la recurrencia de sismos decrece bastante en comparación a cuando se integran todas las zonas sísmicas de un mismo tipo de origen tectónico (Figura 38. A). En este caso la fuente sísmica que mayor recurrencia muestra es la de Nicoya Csi11 (con sismos de 7,0 Mw cada 50 años) lo cual es bastante mayor a lo de las fuentes C6 y P10-C8 (sismos de 6,0 Mw cada 50 años) y siendo consistente con lo obtenido anteriormente donde se muestran más recurrencia de magnitudes importantes en zonas interplaca (Figura 37).

Las curvas de probabilidad de ocurrencia para cada fuente (Figura 38. B, C y D) muestran una tendencia similar, siendo mayores los porcentajes en menor tiempo para la fuente interplaca de Nicoya Csi11. La fuente C6 con una M_{max} de 6,8 Mw (Cuadro 13), presenta un 40% de probabilidad de ocurrencia, la fuente Csi11 con una M_{max} de 8,0 Mw (Cuadro 13) presentaría un 50% de probabilidad de ocurrencia y la fuente P10-C8 con una M_{max} también de 8,0 Mw (Cuadro 13), tendría una probabilidad de ocurrencia menor al 5%, todo lo anterior en 250 años. Con respecto a la fuente sísmica P10-C8 esto permite reafirmar que su curva Gutenberg-Richter parece no seguir el comportamiento típico y por lo tanto sugiere ser una zona con proceder de sismo característico, por lo cual su tiempo de recurrencia y las probabilidades de ocurrencias determinadas deberían de analizarse de manera distinta.

Lo más importante es que el procesamiento y la obtención de los parámetros sísmicos se ha realizado con un catálogo sísmico apropiado, el cual ha sido bien procesado, depurado y analizado, con una metodología bien establecida y estructurada. Para el país y en específico para la RSN, es importante contar con esta base de datos especializada, la cual debe ser mantenida y actualizada permanentemente para poder realizar actualizaciones de estos índices sísmicos de suma importancia para la amenaza sísmica.

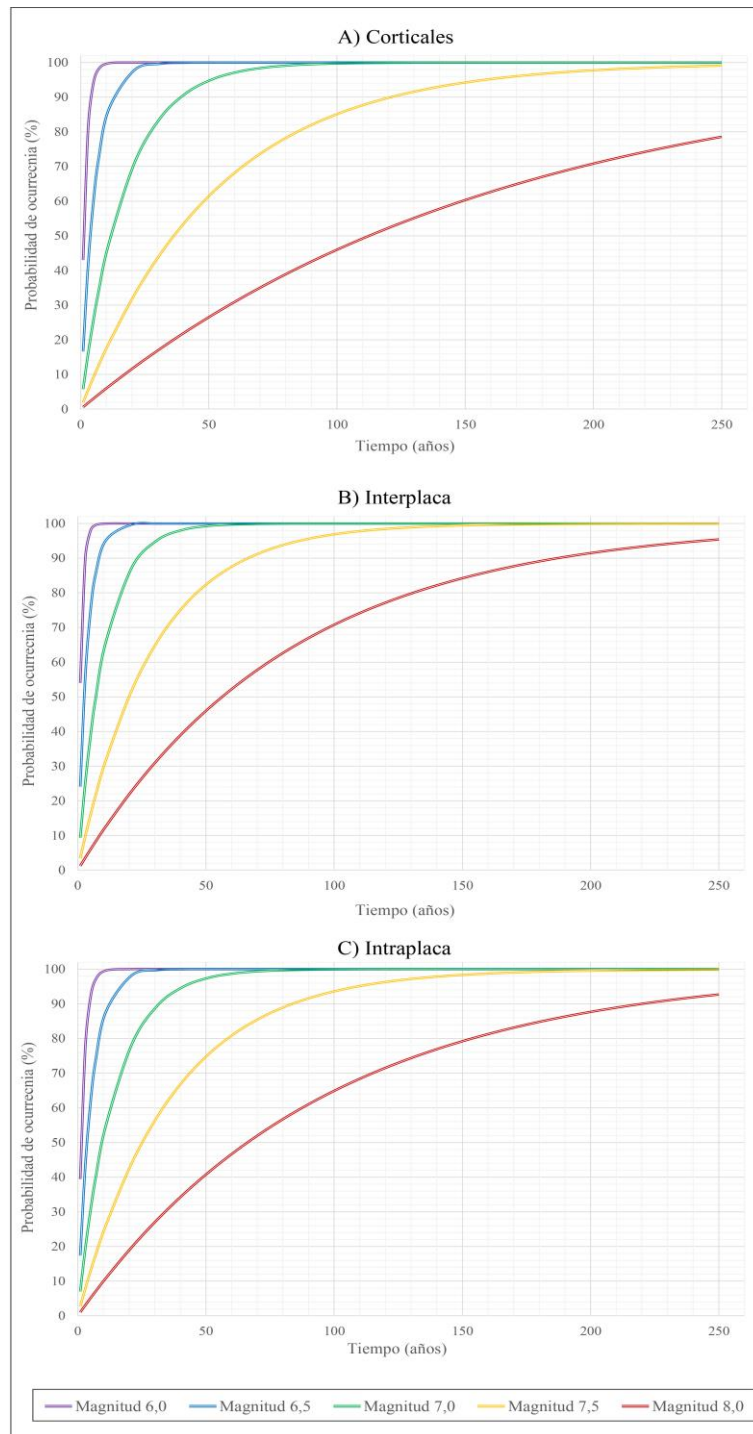


Figura 37. Probabilidad de ocurrencia de magnitudes para cada tipo de zona sísmica.

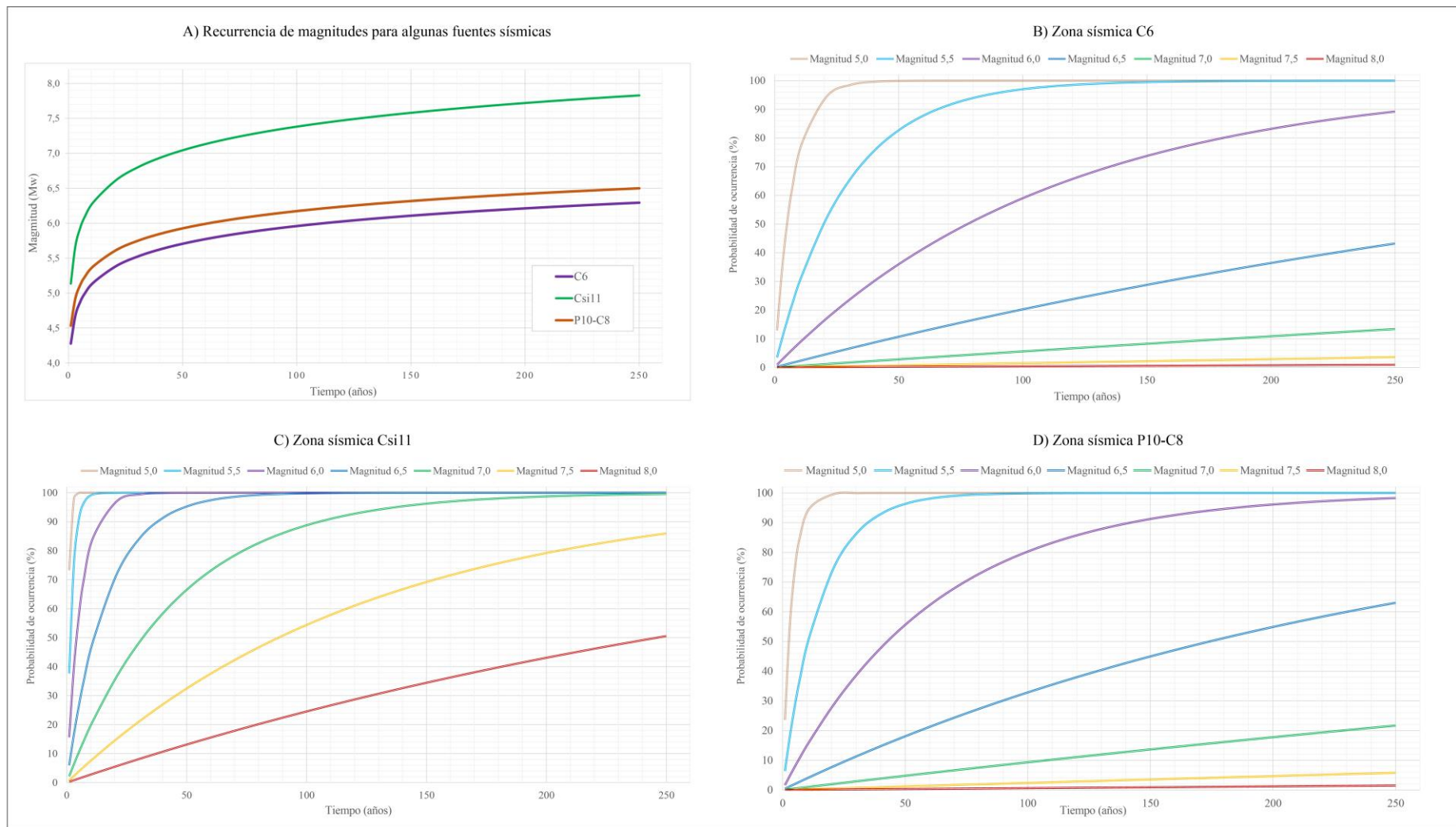


Figura 38. Recurrencia y probabilidad de ocurrencia para las fuentes de mayor potencial sísmico (Csi11 y P10-C8) y mayor amenaza al centro del país (C6).

6. CONCLUSIONES

En esta investigación se confeccionó un catálogo sísmico para todo Costa Rica, recopilando información histórica e instrumental entre 1522 y 2018. Se utilizaron cinco fuentes de datos para la conformación del catálogo utilizado, en el siguiente orden de prioridad: el de la Red Sismológica Nacional (RSN), el del Proyecto Resis II, el del International Seismological Centre (ISC), el del Instituto Nacional de Estudios Territoriales de Nicaragua (INETER) y el de la Universidad de Panamá (UPA). El total de eventos sísmicos del catálogo conformado fue de 79.877, con restricciones geográficas y de calidad de los registros, los cuales se homogenizaron a Magnitud Mw.

El catálogo construido incluye 50 sismos mayores o iguales a 7,0 Mw. La parte histórica e inicios de la instrumental (1522-1975), en comparación con la instrumental reciente (1975-2018), no refleja cambios importantes en la detección de sismos con magnitudes mayores a 6,5. En el caso de magnitudes menores, si se evidencia una mejor capacidad de detección de la red sísmica en la época instrumental reciente. La mayoría los sismos del catálogo (83%) son poco profundos (< 40 km de profundidad), lo cual denota un dominio de la sismicidad cortical y de los procesos de subducción interplaca superficiales.

El depuramiento y filtrado del catálogo construido, resulto en tres catálogos (A, B y C). El catálogo A fue el catálogo sin ningún proceso de filtrado, el B fue el resultado del filtrado de eventos por el método de Gardner y Knopoff (1974) y el C fue el resultado del filtrado de eventos por el método de Reasenberg (1985).

El método de Gardner y Knopoff (1974) con ventanas espaciales y temporales propuestas por Uhrhammer (1986), preservó el 60,2 % del catálogo, quedando compuesto por 48.080 sismos. El método de Reasenberg (1985), preservó el 76,8 % del catálogo, resultando en 61.340 sismos. La identificación de eventos dependientes por cúmulos de sismos (Reasenberg, 1985), elimina menos registros y preserva más el catálogo, que las ventanas espaciales o temporales con base en un evento principal. No es posible afirmar con precisión cual método es mejor para identificar acertadamente la sismicidad de fondo o los sismos principales, ya que es difícil definir desde el punto de vista físico el concepto real y medible de réplica y premonitor, para que sean identificables de manera precisa.

Cada uno de estos tres catálogos fue sometido a un análisis de completitud por el método de Stepp (1972). Se observó que en cada catálogo la MC disminuye conforme fueron aumentando las estaciones sismológicas y se mejoraron los sistemas de localización a lo

largo del tiempo. Los resultados de la MC en diversos rangos de tiempo son muy similares para los tres catálogos (A, B y C). La parte más completa de los catálogos corresponde con el sector central de Costa Rica, en donde la alta densidad de estaciones permite una mejor cobertura para la localización de sismos pequeños. Con base en los resultados, se concluye que el catálogo de la RSN permite actualmente la detección con bastante certeza de sismos inclusive a partir de magnitudes de 2,5 Mw. Sin embargo, para tomar una mayor ventana de tiempo (25 años) se ha tomado 3,5 Mw como la MC aceptada.

El valor b obtenido a nivel de todo el catálogo (entre 0,94 y 0,99) está dentro de la media para contextos tectónicos de subducción y concuerda con el rango de valores aproximados en estudios anteriores para Costa Rica y la región Centroamericana. Este valor b toma en cuenta los sismos de todas las profundidades y todas las fuentes.

Los parámetros sísmicos en las zonas corticales poseen mayor variabilidad en comparación con las zonas interplaca e intraplaca, con valores b en el rango de entre 0,11 y 1,31. Los b más bajos deben considerarse con cautela para sus interpretaciones tectónicas, principalmente en las fuentes sísmicas fronterizas con Nicaragua y Panamá, en donde la sismicidad del catálogo es muy escasa. Los b más altos corresponden con las zonas C3, C10 y C7, que indica mucha sismicidad de magnitudes bajas y pocos sismos grandes. Los valores b de las fuentes sísmicas interplaca estuvieron en los rangos de 0,70 a 1,11 y para las zonas intraplaca fueron entre 0,69 a 1,17, mostrando, en general, mayor estrés en comparación con la mayoría de las fuentes corticales. Las fuentes sísmicas con los valores b más altos fueron Csi12 y Csp15, para fuentes interplaca e intraplaca, respectivamente, que corresponden con la parte central del país.

Los métodos de filtrado de eventos (i.e, Gardner y Knopoff (1974) y Reasenberg (1985)), no afectaron significativamente los valores b . Las diferencias obtenidas en general no suelen ser mayores a 0,2 entre los distintos métodos. El método de Gardner y Knopoff (Catálogo B) resultó en valores que tienden a ser un poco más bajos en la mayoría de las fuentes. Para los catálogos A y C, los valores son muy similares e incluso tienden a ser levemente mayores con el filtrado por el método de Reasenberg (Catálogo C) al catálogo sin filtrar (Catálogo A). Esto indica que los resultados son muy estables y que responden a condiciones tectónicas y no metodológicas del tratamiento del catálogo. No obstante, las observaciones sugieren que en general entre mayor cantidad de datos, se podría tener valores b ligeramente más altos en Costa Rica.

Los valores b obtenidos en el presente estudio, en comparación con estudios previos, muestran un aumento general, principalmente en las fuentes corticales, lo que podría estar asociado a una mejor capacidad de detección de los sismos pequeños y al uso de un catálogo más completo. En las fuentes sísmicas de subducción, los valores b levemente más bajos ($< 1,0$) corresponden en las zonas interplaca con las fuentes Nsi16, Csi11 y Psi9, las cuales podrían ser fuentes de mayor acumulación de estrés o de mayor acoplamiento. Situación similar sucede en la sismicidad intermedia o intraplaca con las zonas Nsp17 y Psp11, donde se puede asociar esto tanto a la correspondencia con el acoplamiento mayor que se observa desde las zonas interplaca, suponiendo un comportamiento similar de la losa en profundidad que induce al aumento del estrés a estas profundidades en estas fuentes, así como puede ser también debido a la escasez de datos para la determinación del cálculo de b en dichas zonas.

Los b en fuentes corticales del centro del país son en general altos (entre 1,01 y 1,31). Este sector corresponde con las cordilleras volcánicas y una mejor capacidad de detección de sismos pequeños poco profundos. Los valores b obtenidos en las zonas interplaca e intraplaca son un poco más parecidos entre sí, siendo, en general, más bajos que en los corticales (entre 0,69 y 1,11). Tomando la premisa de que los valores b podrían relacionarse con el tamaño medio de ruptura, esto implicaría que las áreas de ruptura promedio para cada fuente sísmica interplaca, son similares.

Los valores obtenidos en fuentes de subducción sugieren que las condiciones de esfuerzo son relativamente similares a lo largo de la trinchera, con una disminución general del nivel de estrés en las fuentes sísmica intraplaca, relacionado con zonas de generación de magma y deshidratación de la losa, como se ha interpretado también en otros estudios. Las fuentes con b , un poco mayores a 1,0, podrían explicarse por el proceso de subducción entre dos placas relativamente jóvenes (Placa del Coco y Caribe), donde esta variación de flotabilidad por edades o composición no es tan marcada como en otros sitios del mundo, donde se generan los megaterremotos (Nishikawa e Ide, 2014).

La M_{max} con base en todo el catálogo fue de M_w 8,2. Históricamente en Costa Rica no han ocurrido sismos con esa magnitud, no obstante, hay estudios que proponen la posibilidad de un terremoto de magnitudes cercanas a 8,5 M_w (Schellart y Rawlinson (2013); Rong y otros (2014)). Las M_{max} inferidas por fuente sísmica, en el caso de las corticales, están predominantemente en el rango de 6,5 a 7,0 M_w . La M_{max} más alta es de 8,0 M_w en la fuente sísmica P10-C8, donde sucedió el terremoto de Limón 7,7 M_w

(1991), lo cual es consistente con estimaciones en estudios previos como el de Resis II (Climent y otros, 2008). En el caso de fuentes asociadas a la subducción, las interplaca presentan su M_{max} inferida más alta de 8,0 Mw en la fuente Csi11, cercano a lo estimado en Resis II (7,9 Mw), y donde han sucedido sismos importantes como los de Nicoya/Samara de 7,8 y 7,6 (1950 y 2012). En el caso de la sismicidad intraplaca el M_{max} más alto es 7,6 Mw en la fuente Nsp17, donde hay registros históricos del siglo XVIII de hasta 7,5 Mw y a esta fuente también se le asocia el tsunami de Nicaragua en 1992.

En cuanto a fuentes sísmicas que siguen comportamiento de sismo característico, en las fuentes corticales, al nor-noroeste se identifican dos posibles: la del Arco Volcánico de Guanacaste (C5) y la del trasarco Norte de Costa Rica (C9), que han presentado sismos de hasta 6,5 y 7,3 Mw, respectivamente. Al centro y sureste se presentan dos fuentes que su curva responde al comportamiento de sismo característico, estas son “Panamá-Costa Rica Península de Burica” (C4) y “Panamá Cinturón Def. Norte. Panamá-Limón” (P10-C8), que han presentado sismos de 6,7 y 7,7 Mw, respectivamente. En subducción interplaca la fuente “Costa Rica Interplaca Nicoya” (Csi11) es la que podría seguir comportamiento de sismo característico. Esta es de las fuentes a las que se le ha asociado mayor potencial para el país, con sismos de hasta 7,8 Mw (1950). En la subducción intraplaca la fuente “Panamá Intraplaca Sur” (Psp11) es la que podría seguir comportamiento de sismo característico, la cual ha presentado sismos de hasta 7,0 Mw.

Periodos de recurrencia para sismos entre 7,0 y 7,5 Mw es de 25-55 años en zonas corticales, 20-40 años en zonas intraplaca y 15-30 años para interplaca. Las probabilidades de ocurrencia, para magnitudes de 7,0 Mw: un 100% de probabilidad para aproximadamente 90 años en corticales, 60 en interplaca y 75 años en intraplaca. Para magnitudes mayores, como 7,5 y 8,0 Mw, en 250 años se tendría probabilidad en las zonas corticales del 95% y 78%, respectivamente, para las interplaca del 100% y 95% y para las intraplaca del 100% y 92%. Las probabilidades de ocurrencia en sismos $> 8,0$ para 250 años disminuyen drásticamente, resultando físicamente poco probable. Según el análisis de recurrencia y de probabilidad de ocurrencia los sismos de magnitudes más altas se prevén más recurrentes y con mayor probabilidad de ocurrir en fuentes interplaca.

Mediante el estudio del valor b esta tesis aporta el producto más valioso de una red sísmica: un catálogo sísmico actualizado y depurado, lo cual es necesario para el entendimiento de la productividad sísmica de las fuentes y es la base de los estudios de amenaza sísmica.

7. RECOMENDACIONES

Los resultados de esta tesis pueden ser usados como base inicial para futuros estudios de amenaza sísmica e incorporarse los cálculos que se obtengan en la toma de decisiones en las actualizaciones al código sísmico de Costa Rica. Se recomienda también de ser posible tomar como base y replicar las etapas metodológicas de este estudio para futuros análisis de catálogos sísmicos, incorporando y comparando con las múltiples metodologías emergentes en esta temática.

Para futuros análisis de catálogos sísmicos en Costa Rica, se recomienda investigar más los efectos del filtrado de los eventos dependientes o “*declustering*”, realizando un análisis más a detalle de los sismos que se remueven, sus características y magnitudes, evaluando así su correspondencia, a nivel de Costa Rica, como sismo dependiente y si su remoción influye o no en el potencial sísmico de la fuente.

Con relación a la caracterización en esta investigación para las fuentes sísmicas fronterizas, se recomienda complementar cualquier interpretación, con estudios previos en la región o realizando nuevos cálculos específicos para estos sectores. Esto porque en algunas de estas fuentes, principalmente las de valores *b* anómalamente bajos, el set de datos es limitado debido a poca sismicidad y a la delimitación geográfica establecida.

Otra sugerencia es el estudio de fuentes sísmicas con más detalle, caracterizando en particular fallas específicas, o subdividiendo más esta zonificación. Esto principalmente para las fuentes de tipo cortical, donde se engloba en un área fuente diversos mecanismos y tipos de falla, por lo que es importante incentivar y promover mayores esfuerzos en los estudios neotectónicos e intentar refinar e identificando a detalle aspectos como la tasa de desplazamiento de algunas fallas y su sismicidad asociada.

Un aspecto importante de reseñar y de buscar incorporar de alguna manera en estas aproximaciones de las relaciones Gutenberg-Richter, en especial para las fuentes asociadas al proceso de subducción, son los sismos lentos. Estos eventos no se toman en cuenta en el cálculo de los parámetros sísmicos, en específico del valor *b*, con las metodologías actuales. Estudios afirman la presencia de estos sismos, inclusive con reseñas directas en la zona de subducción de Costa Rica, y estos eventos no perceptibles y sin registro en los catálogos sísmicos, representan un mecanismo de liberación de energía lenta que no es tomado en cuenta en la estimación de la amenaza y potencial de las fuentes sísmicas, según los métodos actuales.

Por otra parte, asociado al aspecto anterior sobre el potencial y la energía que liberan las fuentes sísmicas, se recomienda estudiar más en detalle las posibles M_{max} para Costa Rica en cada una de sus fuentes, revisando entre otras cosas las características geológicas y las posibles geometrías y longitudes de ruptura, así como utilizar otras técnicas estadísticas para corroborar los resultados aquí obtenidos.

Se sugiere presentar y reseñar la importancia de los resultados de esta investigación a instituciones públicas encargadas de la gestión del riesgo, como la Comisión Nacional de Emergencias (CNE), mostrando las magnitudes máximas estimadas por áreas específicas (fuentes sísmicas) y también los sitios asociados con mayores niveles de estrés. Esto serviría como insumo para preparar mecanismos de respuesta y estimar los efectos de los sismos para cada zona en específico.

En el campo de la amenaza sísmica, sumamente relacionado con la parte civil e ingenieril, el papel que juega el valor b es de suma importancia, debido a que se emplea junto con otros componentes, como atenuación y movimiento fuerte del suelo, para determinar las tasas de excedencia de aceleración para distintos periodos. Por lo anterior, es importante recalcar que es muy provechoso y uno de los productos más valiosos de esta investigación, que Costa Rica cuente con un catálogo sísmico actualizado y depurado de referencia, como el que posee la Red Sismológica Nacional de la Universidad de Costa Rica. Se debe enfatizar en que este catálogo siga siendo actualizado permanente y periódicamente, para poder realizar estudios futuros de amenaza sísmica y actualizaciones futuras del valor b .

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abrahamson, N. (2006). Seismic hazard assessment: problems with current practice and future developments. First European conference on earthquake engineering and seismology.7 (págs. pp 3–8). Geneva, Switzerland.
- Abril, A. (2011). Estudio e implementación de un modelo para la zonificación de áreas susceptibles a deslizamiento mediante el uso de sistemas de información geográfica: caso de estudio sector Quimsacocha. Ecuador: (Disertación de tesis de licenciatura no publicada). Universidad de Cuenca.
- Aki, K. (1965). Maximum likelihood estimated of b in the formula $\log N = A - b \cdot M$ and its confidence limits. Bull. Earthquakes Res. Inst, Tokyo Univ, 43:237-239.
- Alvarado, G, Morales, L, Montero, W, Climent, A, y Rojas, W. (1988): Aspectos sísmológicos y morfotectónicos en el extremo occidental de la Cordillera Volcánica Central de Costa Rica. Revista Geológica de América Central, 75-98.
- Alvarado, G, Barquero, R, Taylor, W, López, A, Cerdas, A. & Murillo, J. (2009). Geología de la Hoja General, Costa Rica. - Rev. Geol. América Central, 46: 7-122.
- Alvarado, G, Benito, B, Staller, A, Climent, Á, Camacho, E, Rojas, W. y Lindholm, C. (2017). The new Central American seismic hazard zonation: Mutual consensus based on up to day seismotectonic framework. Tectonophysics, 721 (2017) 462–476.
- Arroyo, I. G. (2001). Sísmicidad y Geotectónica en la región de influencia del proyecto Boruca hacia una mejor definición sísmogénica del Sureste de Costa Rica. –126 pags. Escuela de Geología, Universidad de Costa Rica. [Tesis Lic].
- Arroyo, M, Godínez, K, Y Linkimer, L. (2017). Completitud del catálogo de la Red Sísmológica Nacional de Costa Rica durante 1975-2014. Boletín de Geología, 39(3): 87-98
- Ávila, L. (2007). Hacia una regionalización del peligro sísmico ocasionado por réplicas, para sismos en la costa del Pacífico. Juriquilla, Querétaro, México. [Tesis de Maestría].
- Barrantes, G. y Salcedo, E. (2016). Consideración de la amenaza sísmica en el Ordenamiento Territorial del cantón de Poás, Costa Rica. Boletín de Geología, 38(3): 109-127.
- Bayrak, Y, A. Yilmaztürk y Öztürk, S. (2002). Lateral variation of the modal (a/b) values for the different regions of the world. J. Geodyn, 34, 653– 666.
- Benito, B. y Jiménez, M. (1999). Peligrosidad Sísmica. Rev. Física de la Tierra, 11: 13-47.
- Benito, B, Lindholm, C, Camacho, E, Climent, A, Marroquin, G, Molina, E, Rojas, W, Escobar, J, Talavera, E, Alvarado, G. y Torres, Y. (2012). A New Evaluation of Seismic Hazard for the Central America Region. Bulletin of the Seismological Society of America. Vol. 102 (2): 504–523.

- Caneva, A; Salcedo, E; Van Heissenoven, R y Alfaro, A. (2003). Estudio de sismicidad regional para el análisis de la amenaza sísmica para Bogotá. En: Ingeniería y Universidad 7. (2), 133-150.
- Cao, A. y Gao, S. (2002). Temporal variation of seismic b -values beneath northeastern Japan island arc. Geophysical Research Letters, 29(9), 48-1-48-3. <https://doi.org/10.1029/2001gl013775>
- Cardenas, C; Garzón, Y; Santa, L y Castillo, L. (2010). Modelo de Poisson para la ocurrencia y magnitud espacio-temporal de los sismos en Colombia. UD y la Geomática. 4: 1-52.
- Chouliaras, G. (2009). Investigating the earthquake catalog of the National Observatory of Athens. Rev. Nat. Hazards Earth Syst. Sci, 9: 905–912.
- Christophersen, A, Gerstenberger, M, Rhoades, D. y Stirling, M. (2011). Quantifying the effect of *declustering* on probabilistic seismic Hazard. Building an Earthquake-Resilient Society (206).
- Climent, A, Barquero, R, y Alvarado, G. (2002). Estimación de la amenaza sísmica del P.H. Cariblanco. San José, Costa Rica: Inf. Interno ICE. 8 pp.
- Climent, A, Alvarado, G, y Boschini, I. (2006). PH Toro 3: estudio de amenaza sísmica. San José, Costa Rica: Instituto costarricense de electricidad (ICE).
- Climent, A, Rojas, W, Alvarado, G, y Benito, B. (2008). Proyecto Resis II, Evaluación de la amenaza sísmica en Costa Rica. San José, Costa Rica: Upm, NORSAR.
- Cornell, C. A. (1968). Engineering seismic risk analysis. Bulletin of the Seismological Society of America, 58(5), pp. 1583–1606.
- De Shon, H.; Schwartz, S.; Bilek, S.; Dorman, L.; Gonzalez, V.; Protti, J.; Flueh, E.; Dixon, T. (2003). Sismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. JGR, Vol. 108, No. B10, 2491. doi:10.1029/2002JB002294, 2003.
- Enescu, B, y Ito, K. (2001). Some premonitory phenomena of the 1995 Hyogo-Ken Nanbu (Kobe) earthquake: seismicity, b -value and fractal dimension. Tectonophysics 338:297–314
- Enescu, B, Enescu, D, y Ito, K. (2011). Values of b and p : Their variations and relation to physical processes for earthquakes in Japan and Romania. Rom. Journ. Physics, 56, 3–4, p. 590–608.
- Fan, G, Beck, S. y Wallace, T. (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: Evidence for a transcurrent plateboundary. J. Geophys. Res, 98: 15759-15778.
- Felzer, K. R. (2006). Calculating the Gutenberg-Richter b value. AGU Fall Meeting Abstr, S42C-08.
- Felzer, K. R. (2008). The Uniform California Earthquake Rupture Forecast, version 2 (UCERF 2) Appendix I: Calculating California Seismicity Rates. Technical report. U.S. Geological Survey Open File Report 2007-01347I
- Franco, A, Lasserre, D, Lyon-Caen, H, Kostoglodov, V, Molina, E, Guzman-Speziale, M, Monterosso, D, Robles, V, Figueroa, C, Amaya, W, Barrier, E, Chiquin, L,

- Moran, S, Flores, O, Romero, J, Santiago, J.A, Manea, M, and Manea, V. C. (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador. *Geophysical Journal International*, 189(3): 1223-1236.
- Gardner, J. y KNOPOFF, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? *Bull. Seis. Soc. Am*, 64(5), 1363–1367.
- Goes, S, Velazco, A. y Schwartz, S. (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (MW 7.7) earthquake and its tectonic implications. A broadband study. *J. Geophys. Res.* 98:8127-8142.
- Gutenberg, B, y Richter, C. (1944). Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 34: 185-188.
- Husen, S.; Quintero, R.; Kissling, E; Hacker, B. (2003). Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling. *Geophys J. Int.* 155, 11-32.
- Husen, S. y Hardebeck, J. (2010). Earthquake location accuracy, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-55815573. Available at <http://www.corssa.org>.
- Jiang, Y, S. Wdowinski, T. H. Dixon, M. Hackl, M. Protti, and V. Gonzalez (2012). Slow slip events in Costa Rica detected by continuous GPS observations, 2002–2011, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 13, Q04006, doi:10.1029/2012GC004058.
- Kijko, A. (2004). “Estimation of the Maximum Earthquake Magnitude, MMAX”. In: *Pure and Applied Geophysics* 161, pages 1655 –1681
- Kijko, A. and A. Smit (2012). “Extension of the Aki-Utsu b-Value Estimator for Incomplete Catalogs”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 3, pages 1283 –1287.
- Knopoff, L. (2000). The magnitude distribution of declustered earthquakes in Southern California. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 97 (22): 11880-11884.
- Kulhanek, O. (2005). Seminar on b-value. Technical Report, Department of Geophysics, Charles University, Prague.
- Laporte, M. (1994). *Seismic Hazard for Costa Rica*. 73 págs. Norsar Report: Norway.
- Linkimer, L. y Alvarado, G. (2014). Distribución espacio-temporal de la sismicidad sentida en Costa Rica (1976-2013) en el marco histórico del 30 aniversario (1982-2012) de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE). *Rev. Geol. Amér. Central*, Vol. Esp. 30 aniversario: 45-71.
- Lucke, O. (2012). Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite-derived gravity data. – *Rev. Int J EarthSci*, 103: 1733–1745.
- Makropoulos, K. y Burton, P. (1983). “Seismic Risk of Circum-Pacific Earthquakes I. Strain Energy Release”. In: *Pure and Applied Geophysics* 121.2, pages 247 –266.

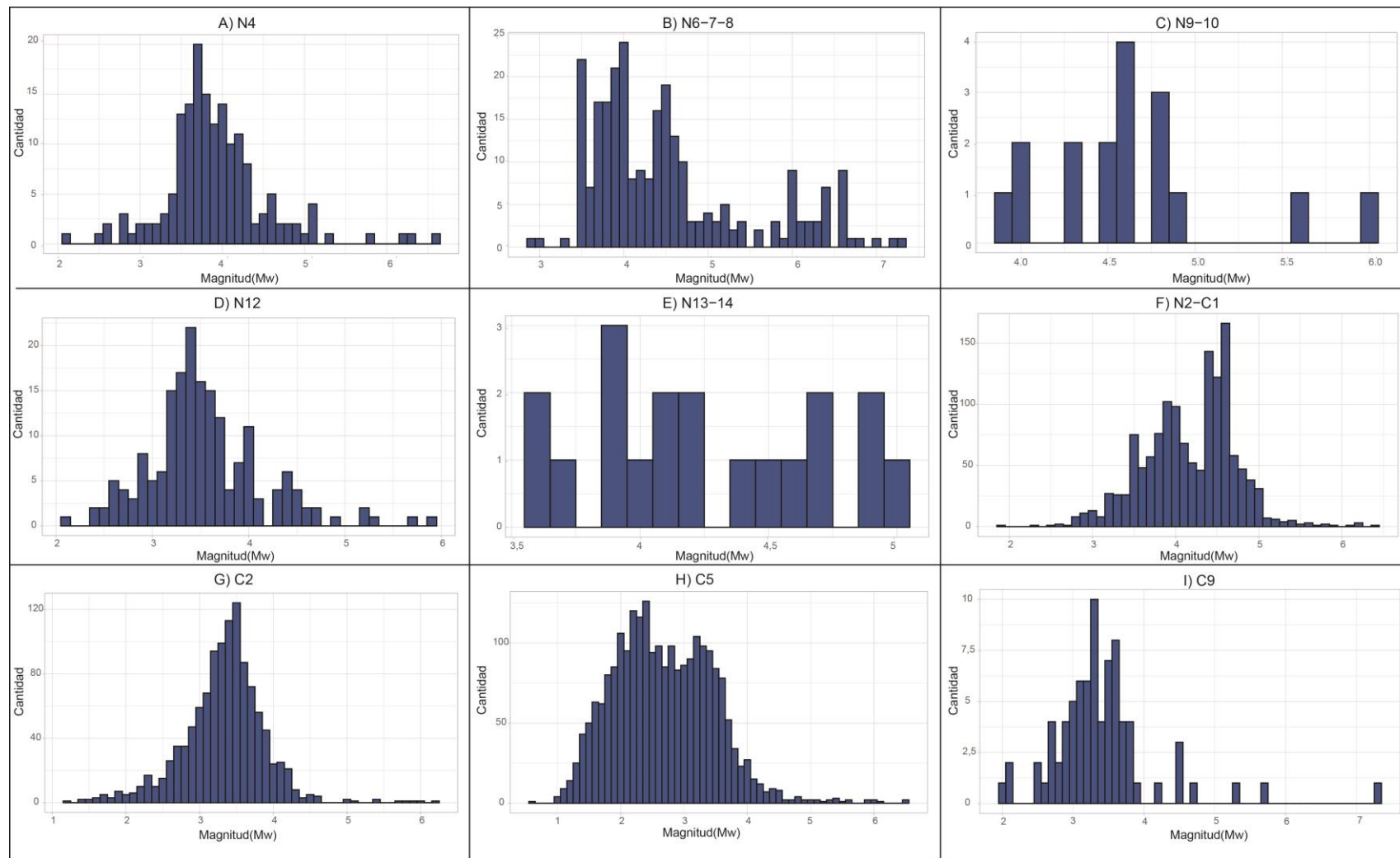
- Marshall, J, Fisher, D y Gardner, T. (2000). Central Costa Rica deformed belt: kinematics of diffuse faulting across the western Panamá Block. *Tectonics*, 19: 468–492.
- McCalpin, J. (2009): *Paleoseismology* (2nd Edition). Academic Press, 848 p.
- Mcguire, R. (2001). Deterministic vs probabilistic earthquake hazards and risks. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(5): 377-384. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 21(5): 377-384.
- Mendoza, A. (2012). Estudio de la estabilidad del valor b para regiones sismotectónicas de México. México D.F: UNAM. [Tesis de Maestría.].
- Mignan, A. y J. Woessner. (2012). Estimating the magnitude of completeness for earthquake catalogs. - Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, DOI:10.5078/corssa-00180805.
- Montero, W.; Denyer, P.; Barquero, R.; Alvarado, G. E.; Cowan, H.; Machette, M. N.; Haller, K. M.; Dart, R. L. (1998). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Costa Rica and its Offshore Regions. - Open-File Report 98-481, U. S. Geological Survey, 63 p. Mapa escala 1: 500000
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Rev. Geol. Amér. Central*, 24: 29-56.
- Montero, W. (2003). El sistema de falla Atirro-Río Sucio y la cuenca de tracción Irazú-Turrialba: Indentación tectónica relacionada con la colisión del levantamiento del Coco. *Rev. Geol. Amer. Centr*, 28: 5-29.
- Montero, W, Soto, G, & Rojas, G. A. (2010). División del deslizamiento tectónico y transtensión en el macizo del volcán Poás (Costa Rica), basado en estudios neotectónicos y sismicidad histórica. *Revista Geológica de América Central*, 13-36.
- Montero, W. (2014). Neotectónica en la Revista Geológica de América Central. *Revista Geológica de América Central*, Número Especial 2014: 30 Aniversario: 83-98.
- Monterroso, D. y Kulhánek, O. (2003). Spatial variations of β -values in the subduction zone of Central America. *Geofísica Internacional*, 42(4), 575–587.
- Morales, L. (1985). Las zonas sísmicas de Costa Rica y alrededores. *Rev. Geol. Amér. Central*, vol. 3: 69-101.
- Morales, L. (1986). Historia de la Sismología en Costa Rica. *Rev. Fil. Univ. Costa Rica*, 24 (59): 93-104.
- Morell K. Fisher D. Gardner T. (2008). Inner forearc response to subduction of the Panama fracture zone, southern Central America: *Earth and Planetary Science Letters* , v. 265, p. 82–95, doi:10.1016/j.epsl.2007.09.039.
- Muñoz, D. (1989). Conceptos básicos en riesgo sísmico. Cátedra de Geofísica. Facultad de Ciencias Físicas. (pág. 17). Madrid, España: Univ. Complutense.
- Nava, F, Ávila-Barrientos, L, Márquez-Ramírez, V. H, Torres, I, y Zúñiga, F. (2017). Sampling uncertainties and source b likelihood for the Gutenberg-Richter b value from the Aki-Utsu method. *Springer*, 1-10 DOI 10.1007/s10950-017-9707-8.

- Naylor, M, Orofanogiannaki, K, y Harte, D. (2010). Exploratory data analysis: magnitude, space, and time. –Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, DOI:10.5078/corssa-92330203.
- Nishikawa, T, y Ide, S. (2014). Earthquake size distribution in subduction zones linked to slab buoyancy. *Nature Geoscience*, 7(12), 904–908. <https://doi.org/10.1038/ngeo2279>.
- Omori, F. (1894). On the aftershocks of earthquakes. *Journal of the College of Science, Imperial University of Tokyo*, vol. 7, pages 111–200.
- Ortíz, O. (2013). Sismotectónica y peligrosidad sísmica en Ecuador. Madrid, España: [Tesis de Maestría.].
- Protti, M.; Güendel, F.; McNally, K. (1995). Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua-Costa Rica. - En Paul Mann (Ed.), *Geologic and Tectonic development of the Caribbean plate boundary in Southern Central America*, *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 295, 309-326.
- Ranero, C, Villaseñor, A, Phipps-Morgan, J. y WEINREBE, W. (2005). Relationship between bend-faulting at trenches and intermediate-depth seismicity, *Geochem. Geophys. Geosyst*, 6, Q12002, doi:10.1029/2005GC000997.
- Ranjit, D; Wason, H y Sharma, M. (2012). Temporal and spatial variations in the magnitude of completeness for homogenized moment magnitude catalogue for northeast India. En: *J. Earth Syst. Sci.* (121), 19-28.
- Reasenber, P. (1985). Second-Order Moment of Central California Seismicity, 1969-1982. *Journal Geophysical Research*, Vol. 90, No. B7, pp 5479-5495.
- Red Sismológica Nacional. (2018). Sismos Históricos. Obtenido de Actividad sísmica: <https://rsn.ucr.ac.cr/actividad-sismica/sismos-historicos>
- Rivas, A, Aguiar, R, Benito, B, y Parra, H. (2014). Determinación del período de recurrencia y magnitud máxima para el control de las estructuras en el rango elástico ante un sismo asociado a las fallas inversas de Quito. *Revista Internacional de Ingeniería de Estructuras*, Vol. 19,2, 203 - 221.
- Rojas, W. (1993). Catálogo de Sismicidad Histórica y Reciente en América Central: Desarrollo y Análisis. 91 págs. Univ. De Costa Rica, San José. [Tesis de Lic]
- Rojas, W; Cowan, H; Lindholm, C; Dahle, A y Bungum, H. (1993). Regional Seismic Zonation for Central América a Preliminary Model. 40 págs. Norsar Report: Norway.
- Rong, Y, Jackson, D.D, Magistrale, H, Goldfinger, C, 2014. Magnitude limits of subduction zone earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, 2359–2377.
- Ruegg, J. C. (1994). Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del Ciclo Sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, 6: 241-243.
- Santibáñez, O. (2013). Evaluación del peligro sísmico uniforme en la Región de los Ríos usando enfoques probabilista y determinista. Valdivia, Chile: [Tesis de Lic.].

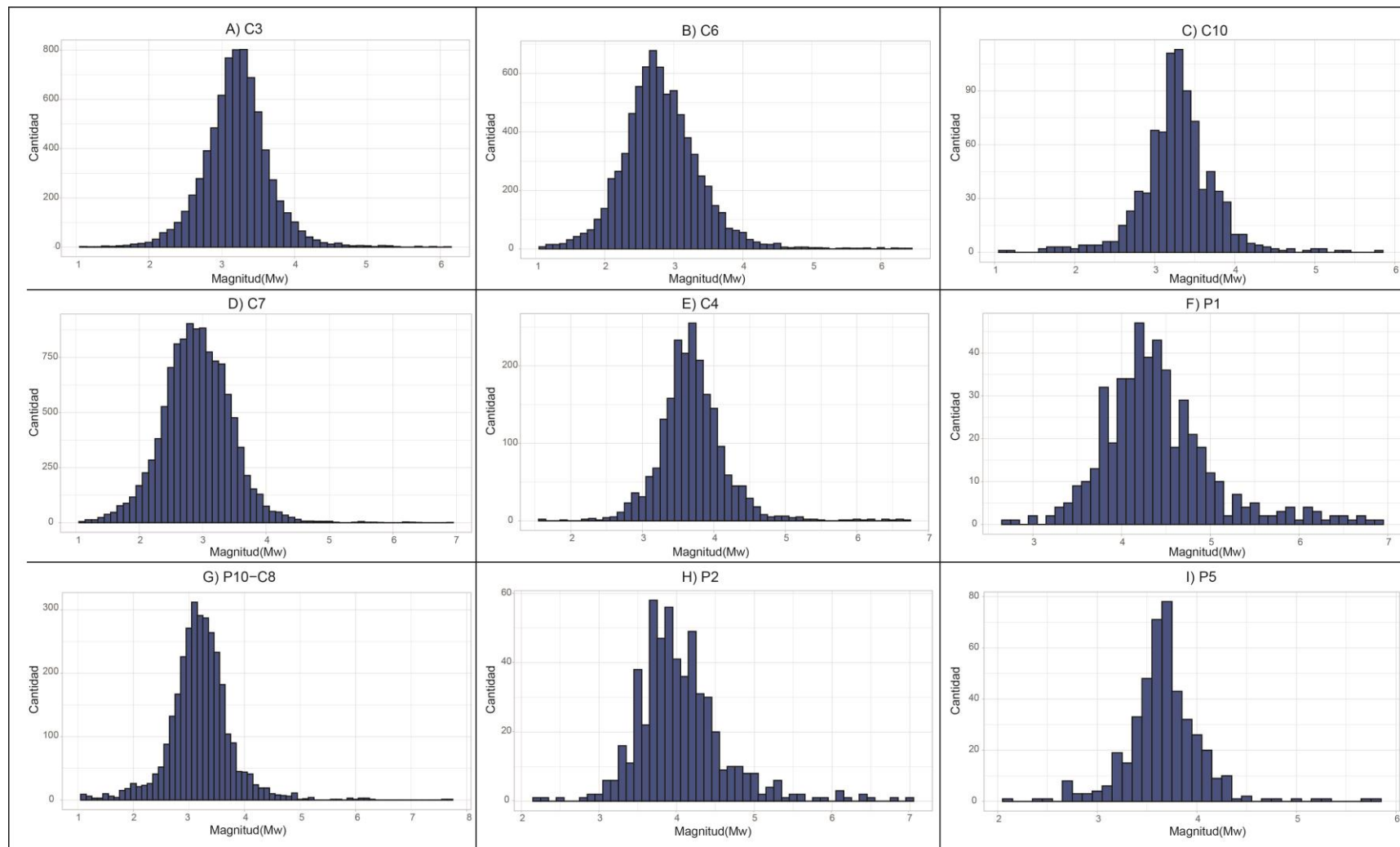
- Saltiel, S, Boyle, K, y Majer, E. (2011). Challenges in Determining *b* Value in the Northwest Geysers Seth. Earth Sciences Division, Lawrence Berkeley National Lab, c: 1-8.
- Seismology Research Centre (SRC). (2019). Earthquake Size. Obtenido de: <https://www.src.com.au/earthquake-size/>
- Schellart, W.P, Rawlinson, N, 2013. Global correlations between maximum magnitudes of subduction zone interface thrust earthquakes and physical parameters of subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.* 225, 41–67.
- Schorlemmer, D. y Woessner, J. (2008). “Probability of Detecting an Earthquake”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 98.5, pages 2103 –2117
- Shaw, E, Carlson, J, y Langer, J. (1992). Patterns of seismic activity preceding large earthquakes. *J Geophys Res* 97(B1):479–488
- Shy, Y. y Bolt, B. (1982). The standard error of the magnitude-frequency *b* value. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 72, No. 5, pp. 1677-1687.
- Sobiesiak, M. (2005). Fault Plane Structure of the 1995 Antofagasta Earthquake (Chile) Derived From Local Seismological Parameters. 137 págs. Universitat Potsdam, Alemania. [Tesis Doctoral].
- Stepp, J. (1972). Analysis of Completeness of the Earthquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard. *Proc. Microzonation Conf*,2: 897-909.
- Talbi, A, Nanjo, K, Satake, K, Zhuang, J, & Hamdache, M. (2013). Comparison of seismicity *declustering* methods using a probabilistic measure of clustering. *Journal of Seismology*, 17(3), 1041–1061. <https://doi.org/10.1007/s10950-013-9371-6>
- Tsapanos, T. (1990). *b*-Values of two tectonic parts in the circum-pacific belt. *Pure and Applied Geophysics PAGEOPH*, 134(2), 229–242. <https://doi.org/10.1007/BF00876999>
- Uhrhammer, R. (1986). “Characteristics of Northern and Central California Seismicity”. In: *Earthquake Notes* 57.1, page 21.
- Valladares, R. (2013). Determinación de parámetros sísmicos asociados con la amenaza sísmica en la región nororiental de Venezuela. 77 págs. Univ. De Oriente, Venezuela. [Tesis de Lic.].
- Van Stiphout, T, Kissling, E, Wiemer, S. y Ruppert, N. (2009). Magmatic processes in the Alaska subduction zone by combined 3-D *b* value imaging and targeted seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(11), 1–16. <https://doi.org/10.1029/2008JB005958>
- Van Stiphout, T, Zhuang, J. y Marsan, D. (2012). Seismicity *declustering*, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis, doi:10.5078/corssa-52382934. Available at <http://www.corssa.org>.
- Voss, N. K, R. Malservisi, T. H. Dixon, and M. Protti (2017). Slow slip events in the early part of the earthquake cycle, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 122, 6773–6786, doi:10.1002/2016JB013741.

- Warren, N. y Latham, G. (1970). An Experimental Study of Thermally Induced Microfracturing and its Relation to Volcanic Seismicity. *J. Geophys. Res.* 75: 4455-4464
- Weichert, D. (1980). “Estimation of the Earthquake Recurrence Parameters for Unequal Observation Periods for Different Magnitudes”. In: *Bulletin of the Seismological Society of America* 70.4, pages 1337 –1346
- Wiemer, S. y Benoit, J. (1996). Mapping the b-value anomaly at 100 km depth in the, 23(13), 1557–1560.
- Westen, C, Montoya, L, Boerboom, L, y Vargas, R. (2012). Aplicación de SIG para la evaluación de la amenaza sísmica y el riesgo asociado: Kathmandu, Nepal. Enschede, The Netherlands: International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, ITC. Obtenido de www.zotero.org/groups/research_icg/items/6AZNTTUB
- Weatherill, G. (2014). OpenQuake Hazard Modeller’s Toolkit. User Guide. Global Earthquake Model (GEM). Technical Report
- Woessner, J y Wiemer, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95, (2): 684–698
- Wyss, M y Wiemer, S. (2000). Change in the probability for earthquakes in southern California due to the Landers magnitude 7.3 earthquake. *Science* 290:133

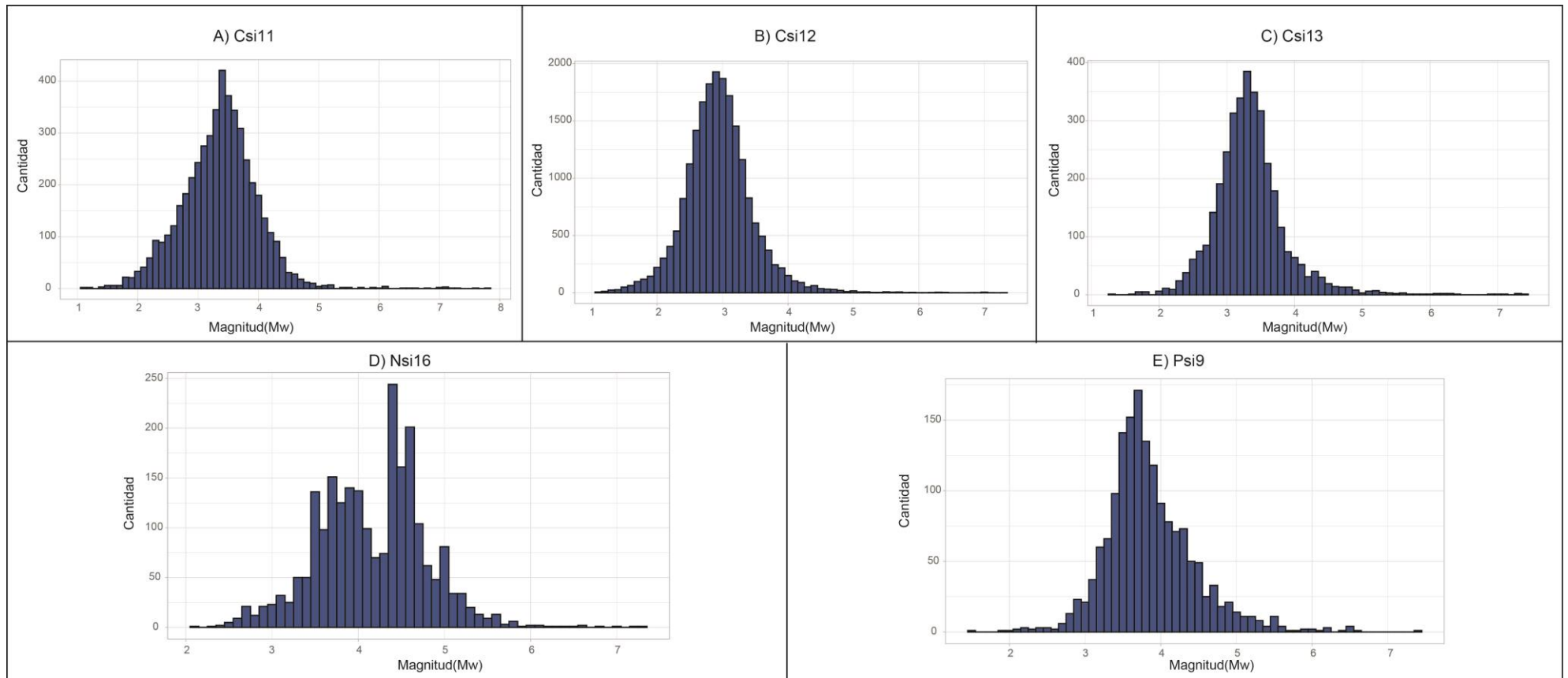
9. ANEXOS



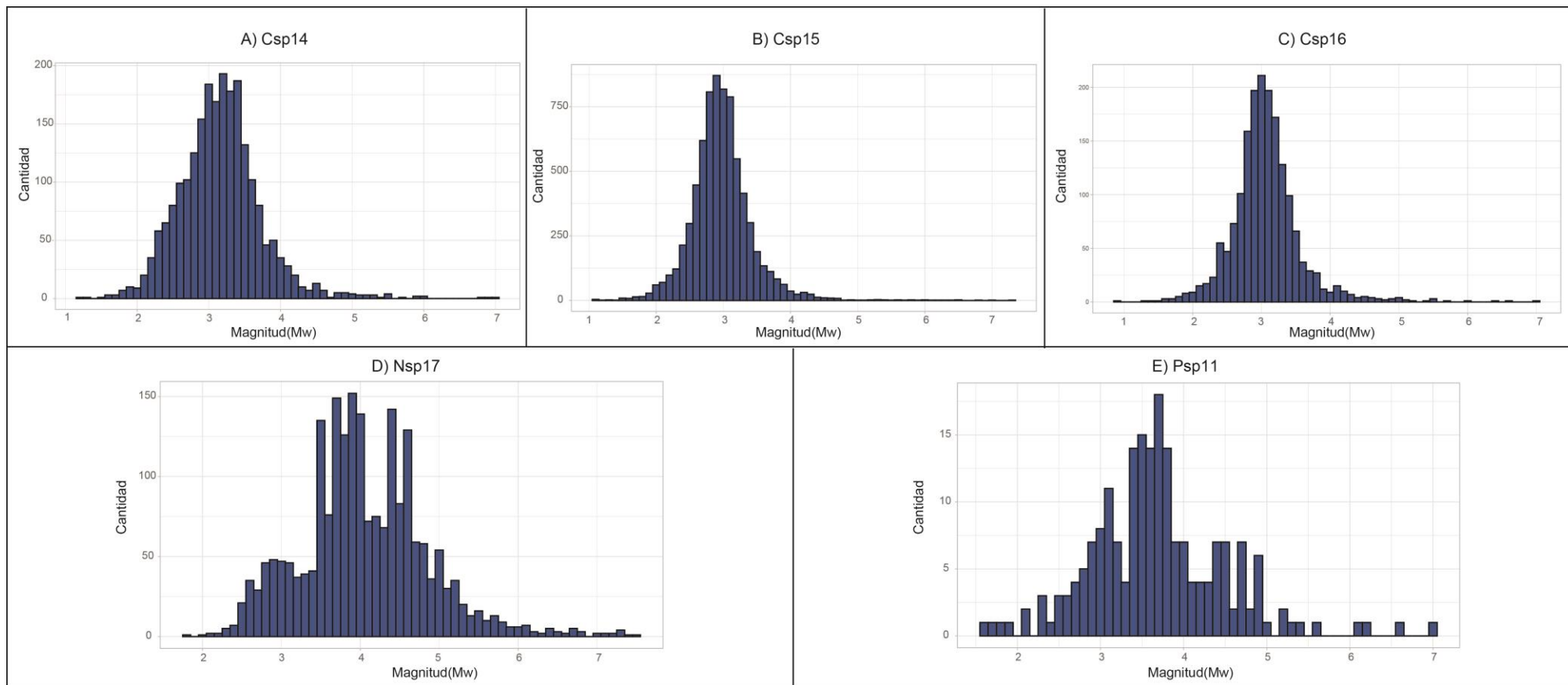
Anexo 1. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas corticales en el sector nor-noroeste de Costa Rica.



Anexo 2. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas corticales en el sector centro-sureste de Costa Rica.



Anexo 3. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas interplaca en Costa Rica.



Anexo 4. Histogramas de la distribución de magnitudes por fuentes sísmicas intraplaca en Costa Rica.