



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
NÚCLEO DE SUCRE
ESCUELA DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS SÍSMICOS ASOCIADOS CON LA
AMENAZA SÍSMICA EN LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA
(Modalidad: Trabajo de Grado)


Rufino Euclides Junior Valladares Torrealba

TRABAJO DE GRADO PRESENTADO COMO REQUISITO PARCIAL PARA
OPTAR AL TÍTULO DE LICENCIADO EN FÍSICA

CUMANÁ, 2013

DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS SÍSMICOS ASOCIADOS CON LA
AMENAZA SÍSMICA EN LA REGIÓN NORORIENTAL DE VENEZUELA

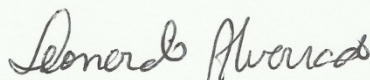
Aprobado en nombre de la UNIVERSIDAD DE ORIENTE por el siguiente jurado
examinador:



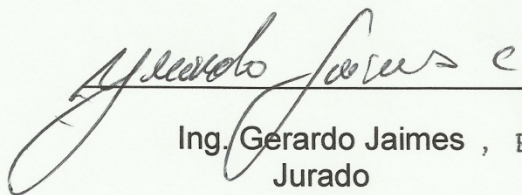
Dr. Michael Schmitz
Asesor Industrial



M. Sc. Américo Montilla
Asesor Académico



M. Sc. Leonardo Alvarado
Jurado



Ing. Gerardo Jaimes , PhD
Jurado

DEDICATORIA

Este trabajo está dedicado a:

Mis padres, Judith Torrealba y Rufino Valladares, por apoyarme en todo momento, por sus consejos, sus valores, por la motivación constante que me ha permitido ser una persona de bien, por la comprensión y el amor que me han dado.

Mis hermanos, Antonio Requena, Aimeé Santana, Jaime Santana y Ruddysabel Valladares, por su apoyo inagotable e incondicional.

Mis sobrinos, Aimerlys Requena, Rebeca Requena, Rafael Santana y Antonella Santana.

Mis segundas madres, Victoria Díaz, Evelia Díaz y Heralda Alcalá de Díaz, por todo su apoyo y brindarme un lugar en su hogar.

Mis amigos y hermanos, José Mastrolonardo, Elvis Figueredo y Pedro Martínez, por estar en las buenas y en las no tan buenas.

Mis amigos y compañeros de estudio, Deivid Nouredine, Miguel Rondón, Jesús Maza, María Cova, Alice Pérez, Jacinto Rojas y Ernesto Esparragoza, por brindarme apoyo en mi formación profesional.

Mi novia, Marielsys Moya, por su absoluto apoyo en todo momento.

AGRADECIMIENTOS

A Dios por sobre todas las cosas.

A mi familia, por su apoyo y motivación incondicional para seguir adelante en el camino de la ciencia.

A mis asesores, al M. Sc. Américo Montilla y al Dr. Michael Schmitz, por brindarme la confianza y estímulo constante, por el valioso apoyo en este proceso de enseñanza aprendizaje. El profesionalismo y dedicación que han mostrado a la investigación, me ha servido de constante guía.

A todos los profesores y personal administrativo del Departamento de Física de la Universidad de Oriente, por compartir sus conocimientos y consejos, en especial a Ramón López, María Valera, Ney Luiggi, Francisco Pérez, Carmelo Marzullo, Marisol Gómez y Nelly Restrepo.

Al personal del Centro de Sismología de la Universidad de Oriente, en especial a Janetee Castillo, Jaime Avendaño, Jorge Rojas, Claudio Marchán, Francisco Álvarez, Francisco Bonive, Hernán Maneiro, Jesús Contreras, Jhonny González, Víctor Díaz, Margarita Nemoto y José Antón, por brindarme un espacio para crecer tanto en el aspecto personal como profesional.

Al personal de FUNVISIS, en especial a Gloria Romero y Herbert Rendon, por darme apoyo, consejos, sugerencias y facilitarme la base de datos analizada en esta tesis. A Leonardo Alvarado, por su ayuda con el programa ZMap.

Por último, agradecer su colaboración a todos los que aquí no menciono y que a lo largo del desarrollo del proyecto, me han prestado su ayuda en cualquier forma.

A todos mil gracias.

ÍNDICE

LISTAS DE TABLAS	VI
LISTAS DE FIGURAS.....	VII
RESUMEN	VIII
INTRODUCCIÓN	1
CAPÍTULO I	6
MARCO SISMOTECTÓNICO.....	6
CAPÍTULO II	12
MARCO TEÓRICO.....	12
2.1 Ecuación de Recurrencia	13
2.2 Modelos Teóricos.....	15
2.3 Procesos tipo Poisson.....	17
2.3.1 La distribución y el proceso de Poisson	17
2.4 Método de máxima verosimilitud (MMV)	19
2.5 Estimación de los Parámetros de Falla (L , L_s , W y D).....	21
CAPÍTULO III	24
METODOLOGÍA.....	24
3.1 Completitud y homogeneización del catálogo.....	25
3.1.1 Relaciones entre las magnitudes disponibles en los boletines	30
3.2 Criterios en la obtención del catálogo unificado.....	30
3.3 Cálculo de “ a ” y “ b ” del catálogo unificado	31
3.4 Cálculo de L , L_s , W y D	32
3.5 Configuración de entrada del software CRISIS 2007.....	33
CAPÍTULO IV.....	34
RESULTADOS Y DISCUSIÓN	34
4.1 Relaciones lineales entre las diversas magnitudes.....	35
4.2 Valores de “ a ” y “ b ” obtenidos por regresión lineal.....	35
4.3 Valores de “ a ” y “ b ” obtenidos por MMV	37
4.4 Análisis de completitud del catálogo unificado.....	40
4.5 Cálculo de los parámetros de falla del sismo de Cariaco, 1997.....	48
CAPÍTULO V.....	51
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	51
6.1 Conclusiones	52
6.2 Recomendaciones	53
CAPÍTULO VI.....	54
BIBLIOGRAFÍA.....	54

LISTAS DE TABLAS

Tabla 1. Estaciones de la Red Sismológica Nacional	27
Tabla 2. Estaciones de la Red de CSUDO	29
Tabla 3. Análisis de completitud de la actividad sísmica entre 0 y 30 km	41

LISTAS DE FIGURAS

Figura 1. Representación de la interacción entre la placa del Caribe y la placa de América de Sur	2
Figura 2. Mapa de zonificación sísmica con fines de ingeniería.	2
Figura 3. Mapa de fallas Cuaternarias de Venezuela.	8
Figura 4. Modelo geodinámico simplificado del norte de Suramérica.	9
Figura 5. Actividad sísmica estudiada en la región nororiental de Venezuela, entre 1530-2010.	9
Figura 6. Relación de Gutenberg-Richter en la zona de interacción entre las placas Cocos y Norte América, profundidades de 0 a 40 km.	13
Figura 7. Análisis de la relación de Gutenberg-Richter	13
Figura 8. Ejemplificación del proceso tipo Poisson.	13
Figura 9. Mapa de la configuración actual de la Red Sismológica Nacional.	25
Figura 10. Mapa de la configuración actual de la Red del CSUDO.....	25
Figura 11. Segmento de falla asociado al sismo del 9 de septiembre de 1997. ...	25
Figura 12. Gráfica del $\log N$ vs M , entre 0 y 30 km de profundidad.....	35
Figura 13. Gráfica del $\log N$ vs M , entre 30 y 70 km de profundidad.....	35
Figura 14. Gráfica del $\log N$ vs M , mayor a 70 km de profundidad.....	35
Figura 15. Gráfica del N vs M usando ZMap, entre 0 y 30 km de profundidad.	35
Figura 16. Gráfica de N vs M usando ZMap, entre 30 y 70 km de profundidad. ...	35
Figura 17. Gráfica de N vs M usando ZMap, mayor a 70 km de profundidad.	35
Figura 18. Histograma N vs M , entre 0 y 30 km de profundidad.	35
Figura 19. Histograma N vs M , entre 30 y 70 km de profundidad.	35
Figura 20. Histograma N vs M , mayor a 70 km de profundidad.	35
Figura 21. Gráfica de λ vs M con completitud, entre 0 y 30 km de profundidad. ...	35
Figura 22. Gráfica de λ vs M con completitud, entre 30 y 70 km de profundidad. .	35
Figura 23. Gráfica de λ vs M con completitud, mayor a 70 km de profundidad.	35
Figura 24. Actividad sísmica de los sismos superficiales.....	35
Figura 25. Perfil E-O de los sismos superficiales.	35
Figura 26. Actividad sísmica de los sismos intermedios.	35
Figura 27. Perfil E-O de los sismos intermedios.	35
Figura 28. Actividad sísmica de los sismos profundos.....	35
Figura 29. Perfil E-O de los sismos profundos.....	35
Figura 30. Perfil E-O del sismo de Cariaco con los eventos secundarios.	35
Figura 31. Perfil N-S del sismo de Cariaco con los eventos secundarios.	35

RESUMEN

En estudios previos de actividad sísmica realizados en Venezuela, se estableció que la región nororiental del país posee un alto nivel de amenaza sísmica. Debido a esto, y a la constante actividad sísmica presente en la región, es importante estudiar y actualizar la caracterización del comportamiento sísmico en dicha región. Un paso para estudiar tal comportamiento es determinar los parámetros sísmicos “*a*” y “*b*” que describen la sismicidad. Estos valores son imprescindibles para calcular la amenaza sísmica en un determinado emplazamiento. Para determinar el valor de los parámetros en este estudio se usó los boletines del CSUDO desde 1995 hasta 2010, el Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS desde 1910 hasta 2010, datos de estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Centre of the West Indies (Trinidad y Tobago) publicados en el Boletín Sismológico Nacional, sismos relocalizados por Russo et al. (1992), y sismos no instrumentales descritos por Grases et al. (1999) y por Beauperthuy (2006); todos ocurridos entre los meridianos $-66,3^{\circ}$ a -60° y los paralelos 8° a 12° , donde los sistemas de fallas involucrados son San Sebastián-El Pilar-Los Bajos-El Soldado. Al unificar los diferentes boletines y/o fuentes, se obtuvieron un total de 9831 eventos. El criterio en la obtención del catálogo unificado fue considerar como principal aspecto el tiempo de ocurrencia. Antes de calcular los valores de “*a*” y “*b*”, se clasificaron los eventos sísmicos según su profundidad. Los eventos superficiales se identificaron de 0 a 30 km, los intermedios entre 30 y 70 km, y los profundos mayores a 70 km. El cálculo de “*a*” y “*b*” se realizó mediante tres métodos: regresión lineal, máxima verosimilitud y por análisis de completitud. Se pudo concluir que el análisis de completitud arrojó resultados más confiables en el estudio del catálogo unificado. Los valores de estos parámetros para sismos superficiales son: 6,19 y 1,33 para “*a*” y “*b*”, respectivamente. Para los intermedios, el valor de “*a*” es 5,22 y el de “*b*” es 1,14. Para los profundos, el valor de “*a*” es 5,77 y el de “*b*” es 1,30. El parámetro “*b*” indica que los niveles de esfuerzo, referente a toda la gama de profundidad estudiada, son predominantemente bajos. Por otro lado, para el análisis de amenaza sísmica en una determinada región, se debe conocer cuál(es) zona(s) sismotectónica(s) generará(n) el sismo con mayor contribución a dicha amenaza. Para ello es necesario estimar los parámetros de falla, los cuales están relacionados con la magnitud del evento sísmico. Estos parámetros se determinaron usando el terremoto de Cariaco del 9 de julio de 1997, ocurrido en el estado Sucre, con magnitud momento igual a 6,9 M_w . Los valores de los parámetros son: 36 km para la longitud de ruptura superficial L , 55 km para la longitud de ruptura subsuperficial L_s , 20 km para el ancho de ruptura W y 1,16 m para el desplazamiento promedio en superficie \bar{D} .

INTRODUCCIÓN

Desde tiempos históricos se guarda la memoria de un gran número de terremotos destructivos; sin embargo, la ciencia que se dedica al estudio sistemático de éstos, es bastante reciente. En Venezuela, los estudios de sismicidad histórica se remontan al año 1940, cuando Centeno Graü (1969), elaboró el primer catálogo de terremotos de Venezuela. Esto permitió caracterizar lo que había sido la sismicidad en Venezuela y asentar las bases de lo que sería su proyección futura.

Luego de convertir las curiosidades ilustradas en metodologías de observación y análisis, en las últimas décadas del siglo XIX comenzó a fraguarse un espacio rigurosamente formal en el ámbito científico. Con el terremoto que afectó a Caracas y a Macuto en el año 1900, además de iniciar importantes profundizaciones en la investigación sismológica, nuevos especialistas abordaron este tema. Uno de los aportes más significativos al desarrollo de la disciplina, fue el entender la necesidad de revisar los sismos del pasado para comprender los resultados del presente (Palme y Altéz, 2004). Con esta iniciativa, la investigación histórica de la sismología comenzaba a abrirse paso dentro de la propia disciplina.

Después del terremoto de Caracas del año 1967, y debido a la especial atención de los daños que produjo, fue creada cinco años después (1972) la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas (FUNVISIS). Esta fundación se encarga de profundizar en el conocimiento de los terremotos, formando especialistas en el área y desarrollando, con mayor formalidad, la sub-área denominada sismicidad histórica. Por otro lado, debido a la actividad sísmica en la región nororiental del país, se fundó el Centro de Sismología de la Universidad de Oriente (CSUDO, 1987), institución que se afianza en dar aportes en lo relacionado a los eventos sísmicos. De esta manera, se ha venido avanzando en nuestro historial sismológico.

Con estos avances, se pudo entender que parte importante de la geografía del territorio nacional se encuentra ubicada en un ambiente tectónico cuya característica fundamental se manifiesta en la interacción entre las placas tectónicas del Caribe y de América del Sur (Figura 1). También, se reconoce que en la región del nororiente del país se produce un interesante cambio de régimen tectónico: de la subducción de las Antillas Menores, se pasa a un movimiento transcurrente dextral de dirección E-W (Villaseñor, 1993). Sin embargo, está claro que este régimen de transcurrencia no es el único responsable de los procesos tectónicos a lo largo del límite sur de la placa del Caribe y norte de la placa de Sudamérica. Por el contrario, el contacto entre ambas placas es complejo y genera una amplia zona de deformación que se extiende desde el interior de la placa del Caribe hasta la parte norte de la placa tectónica de Suramérica (Rod, 1956; Molnar y Sykes, 1969).



Figura 1. Representación de la interacción entre la placa del Caribe y la placa de América de Sur (Schubert, 1981).

Un primer paso para tratar de mitigar el efecto de los terremotos que indudablemente volverán a sacudir a la región nororiental del país, es conocer la amenaza sísmica a la que se puede estar expuesto, y tener una aceleración de

diseño para que las construcciones sean planteadas de manera que resistan los eventos sísmicos.

La amenaza sísmica de un emplazamiento, es la probabilidad de excedencia de un determinado nivel de movimiento del terreno, como resultado de la acción de terremotos en el área de influencia, durante un período de tiempo específico (Schenk, 1989). La caracterización de dicho movimiento, con fines sismorresistentes, se realiza a través de un espectro de diseño basado en una forma espectral estándar de varias curvas, construidas como promedio de un grupo de acelerogramas representativo del movimiento, y escalado al valor de la aceleración máxima o valor de PGA (peak ground acceleration = aceleración máxima del terreno), correspondiente al período de retorno establecido para el diseño de la estructura.

La base para la reducción de la vulnerabilidad física o estructural a los terremotos está en las buenas prácticas de diseño y construcción, y en el cumplimiento de las normas de diseño sismorresistente. A su vez, la base de todo código o reglamento estructural sismorresistente está en evaluaciones confiables de la amenaza sísmica.

La evaluación de la actividad sísmológica reciente e histórica y la caracterización y ubicación de las fallas geológicas activas han permitido la estimación de las zonas de mayor o menor amenaza en Venezuela, a través de la elaboración de mapas de zonificación sísmica (Figura 2).

En esta investigación se determinó el valor de algunos parámetros sísmicos asociados al cálculo de la amenaza sísmica en la región nororiental de Venezuela, mediante el estudio de eventos sísmicos que posean una magnitud mayor o igual a la magnitud de completitud (la cual es descrita en el capítulo 2), ocurridos en el período de 1530-2010. En este estudio se incorporaron sismos históricos (no

instrumentales), por ser en muchos casos responsables de los mayores movimientos ocurridos en la región, y por tanto determinantes a la hora de estimar los mayores movimientos esperados.



Figura 2. Mapa de zonificación sísmica con fines de ingeniería. (COVENIN, 2001).

El parámetro “ b ”, en la ecuación (1), está asociado a la distribución de magnitudes. A nivel mundial se ha encontrado que el valor de este parámetro oscila entre 0,6 y 1,2 (Lee y Stewart, 1981) o hasta 1,5 (Udias et al., 1985). En estudios realizados por Quijada et al. (1993), obtuvieron para Venezuela valores entre 0,51 y 0,78. No obstante, se han observado variaciones en dicho valor con respecto a regiones geográficas, con la profundidad y con el tiempo, ya que es un parámetro indicador de heterogeneidades en la estructura de la corteza. El parámetro “ a ”, está asociado a la actividad sísmica. En el trabajo de Quijada et al. (1993), el valor de “ a ” varió entre 1,19 y 3,59. Ellos en su investigación utilizaron un catálogo que cubrió el período 1900-1992, más los sismos históricos.

Como se pudo observar, en los trabajos de la Comisión Venezolana de Normas Industriales (COVENIN, 2001), la región nororiental del país posee un alto nivel de amenaza sísmica, especialmente el estado Sucre que se considera la de mayor nivel de zonificación sísmica en el país, zona 7 (COVENIN, 2001). Lo que representa la constante actividad sísmica en la región. Por esta razón, se determinaron los parámetros sísmicos “*a*” y “*b*”. Dichos valores son importantes para calcular la amenaza sísmica en un determinado emplazamiento.

CAPÍTULO I

MARCO SISMOTECTÓNICO

Marco Sismotectónico

En el norte de Venezuela se encuentra la zona de interacción entre la placa Caribe moviéndose en sentido este respecto a la placa Suramericana a una tasa estimada de los 20 mm/año (Pérez et al., 2001). El límite entre ambas placas no es del tipo dextral simple, sino una zona de deformación de 100 km de ancho aproximadamente, resultado de un largo proceso de colisión oblicua entre ellas (Audemard, 1993), y gran parte del movimiento lateral dextral es distribuido a lo largo del sistema de fallas Boconó-San Sebastián-El Pilar-Los Bajos-El Soldado (Rod, 1956; Molnar y Sykes, 1969; Minster y Jordan, 1978; Pérez y Aggarwal, 1981; Stephan, 1982; Aggarwal, 1983; Schubert, 1984; Soulas, 1986; Beltrán y Giraldo, 1989), el resto de la deformación se distribuye a lo largo de las fallas costa afuera de Venezuela (Audemard et al., 2000).

El contacto entre las placas tectónicas del Caribe y Suramérica al norte de Venezuela está bajo un campo de esfuerzos caracterizado por un esfuerzo máximo horizontal de dirección NNO-SSE y un mínimo horizontal en dirección ENE-OSO (régimen transcurrente) (Audemard et al., 2005). Este tensor de deformación calculado a través de datos microtectónicos y confirmado por mecanismos focales, es el responsable de la cinemática actual a lo largo del cinturón de deformación caracterizado por la presencia de numerosas fallas laterales-dextrales este-oeste, fallas dextrales en dirección NO-SE (sintética de la fallas este-oeste), fallas normales en dirección NNO-SSE, y fallas inversas ENE-OSO (subparalelas al eje de los pliegues) (Audemard et al., 2005) (Figura 3). Este conjunto de fallas a lo largo de las cuales se libera sísmicamente la mayor parte de la energía de deformación producto de la interacción entre las placas, ocurre a lo largo y ancho de los sistemas de fallas antes mencionados, mostrando actividad cuaternaria y sismicidad reciente (Pérez y Mendoza, 1998).

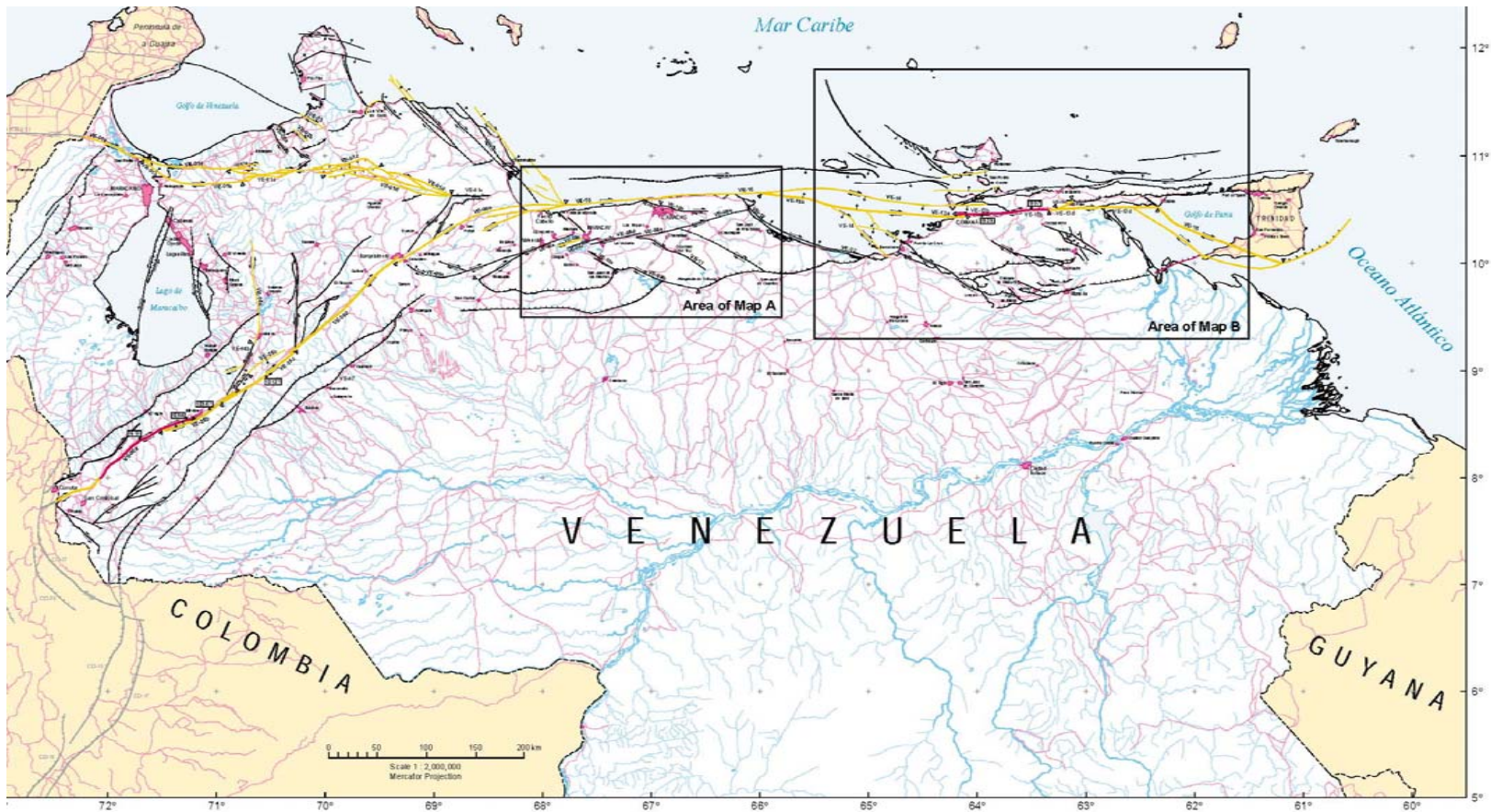


Figura 3. Mapa de fallas Cuaternarias de Venezuela.
En el mapa se refleja la diversidad de fallas presente en el país, enmarcando en áreas A y B la zona central y oriental, respectivamente. (Audemard et al., 2000).

El sistema de fallas de Boconó y subsidiarias en el occidente de Venezuela (Figura 4), con una longitud de ~600 km y un ancho de ~100 km en los Andes venezolanos, está conformado por una serie de fallas subparalelas rumbo deslizantes dextrales de orientación suroeste-noreste, coexistiendo con un conjunto de fallas inversas con la misma orientación en ambos piedemontes andinos (Pérez y Mendoza, 1998). El sistema de fallas rumbo deslizantes dextrales de San Sebastián-La Victoria en el centro-norte del país (Figura 4), de orientación cercana a la este-oeste, con una longitud de ~400 km y un ancho de ~70 km, coexiste con una serie de fallas subsidiarias rumbo deslizantes dextrales de orientación NO-SE (Pérez y Mendoza, 1998). El sistema de fallas rumbo deslizantes dextrales de El Pilar-Casanay en el noreste del país (Figura 4), de orientación este-oeste, con una longitud de ~400 km y un ancho de ~70 km, coexiste con una serie de fallas inversas de rumbo NE-SO, y con una serie de fallas rumbo deslizantes dextrales de orientación noroeste, entre ellas las fallas de El Soldado y Los Bajos en el Golfo de Paria, entre el noreste de Venezuela y Trinidad (Pérez y Mendoza, 1998). Adicionalmente, una porción de litósfera de Placa Suramericana subduce en sentido noroeste por debajo de Trinidad y la Península de Paria en el extremo noreste de Venezuela, alcanzando profundidades en el orden de los 150 km; y en el noroeste de Venezuela y norte de Colombia la placa del Caribe subduce en sentido sureste bajo estos territorios, alcanzando profundidades similares (Pérez y Mendoza, 1998) (Figura 4).

Este trabajo se concentró en la actividad sísmica comprendida entre los meridianos $-66,3^{\circ}$ a -60° y los paralelos 8° a 12° (Figura 5), donde los sistemas de fallas involucrados son San Sebastián-El Pilar-Los Bajos-El Soldado. Estos sistemas han generado grandes terremotos con repercusiones tanto humanas como materiales. Un ejemplo es el sistema de fallas de El Pilar que generó un gran terremoto en 1997. Este evento sísmico, de magnitud $M_w = 6,9$, dejó un saldo de 122 muertos, más de 600 heridos, alrededor de las 2000 viviendas

destruidas, además de los US \$ 100 millones en pérdidas (Rangel et al., 1999).

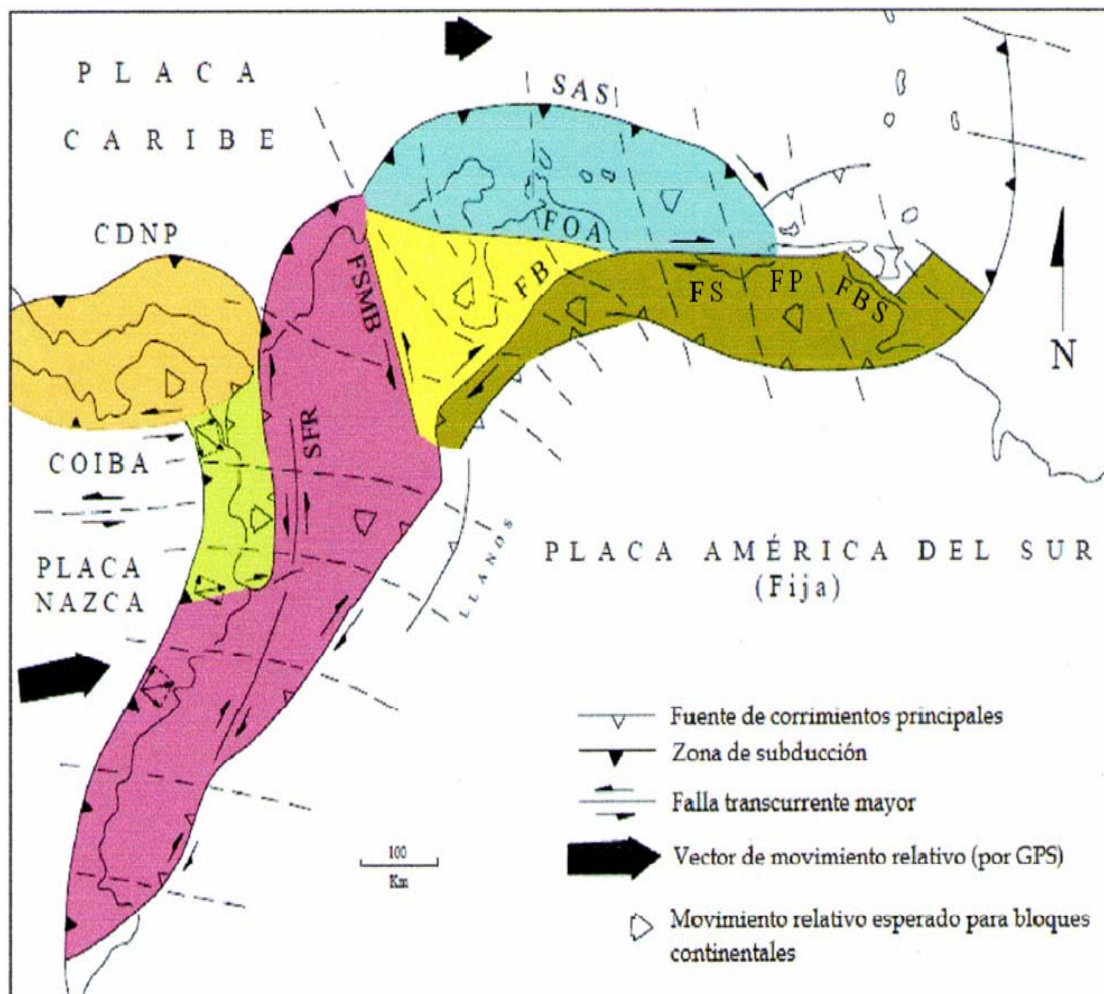


Figura 4. Modelo geodinámico simplificado del norte de Suramérica. Se indican igualmente los movimientos relativos esperados de distintos bloques tectónicos con referencia a Suramérica fija. FB: falla de Boconó; FOA: falla Oca-Ancón; FS: falla San Sebastián; FP: falla El Pilar; FBS: falla Los Bajos-El Soldado; CDNP: cinturón de deformación nor-paramero; SFR: sistemas de fallas Romeral-Cauca; SAS: cinturón de deformación de las Antillas Holandesas (modificado de Audemard, 2002).

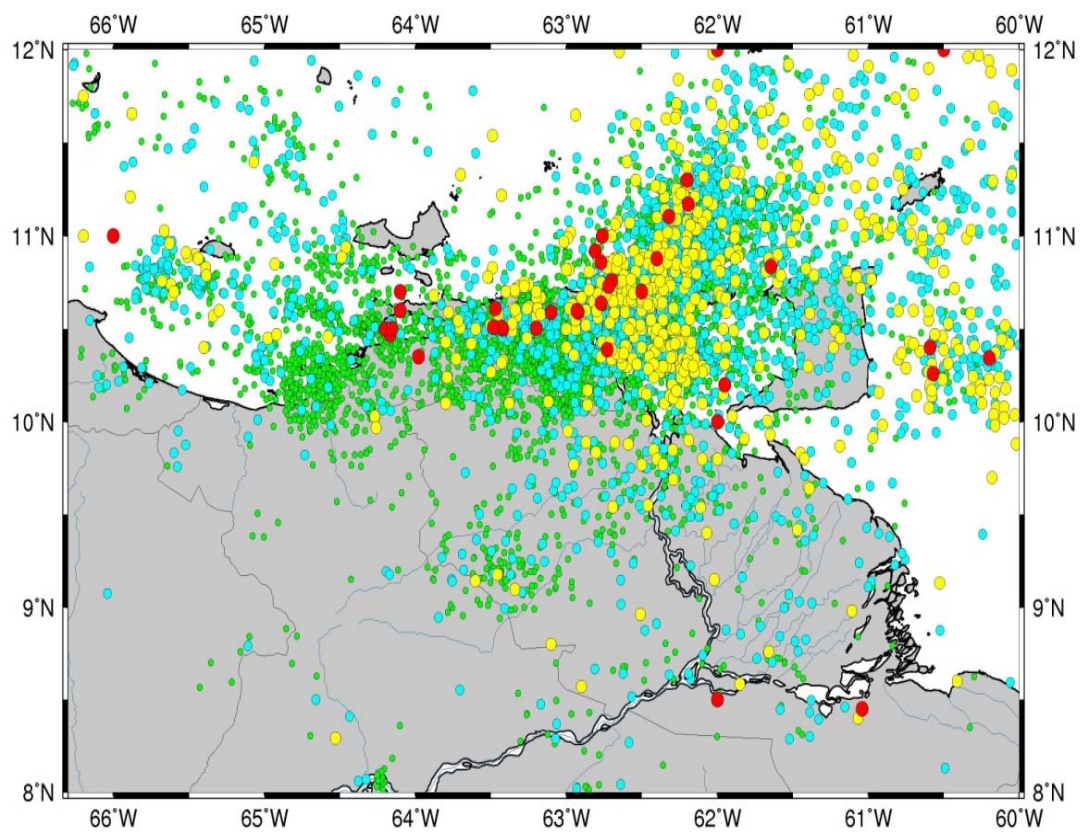


Figura 5. Actividad sísmica estudiada en la región nororiental de Venezuela, entre 1530-2010. En verde se identifican los sismos con magnitud menor o igual a 3, en azul los sismos con magnitud entre 3,1 y 3,9; en amarillo los sismos con magnitud entre 4 y 4,9; y en rojo los sismos con magnitud mayor a 5.

CAPÍTULO II

MARCO TEÓRICO

2.1 Ecuación de Recurrencia

La relación entre la frecuencia y la magnitud de los eventos sísmicos fue introducida por Gutenberg y Richter (1944; 1954) (ecuación 1). Esta relación es extensamente usada con el propósito de estimar la probabilidad de ocurrencia de estos eventos sobre un nivel de magnitud dada, para definir el carácter sismotectónico de la región (Karnik, 1972; Carter y Berg, 1981) y en la detección de cambios significativos en la evolución temporal de la sismicidad (Smith, 1981; Mulargia y Tinti, 1983).

$$\log N(M) = a - bM \quad (1)$$

donde M es la magnitud sísmica, N es el número de sismos que poseen magnitud con valor igual o mayor que M , a y b son constantes adimensionales que definen la sismicidad del área. El parámetro “ b ” se considera como una medida del esfuerzo promedio en la región considerada (Wiemer y Wyss, 2002) y se ha observado en el laboratorio que tiene fuerte relación con el esfuerzo en el volumen a considerar (Scholz, 1968). Es así que existe una relación inversa entre el valor de “ b ” y el nivel de esfuerzo, dado que un valor bajo de éste implica una menor pendiente en la ecuación (1), que a su vez está relacionado con un número mayor de eventos de magnitudes grandes con relación a la cantidad de eventos de magnitudes pequeñas, esto implica una concentración de esfuerzos mayor en la zona; de la misma forma valores de “ b ” grandes implican una concentración de esfuerzo menor (Zúñiga y Wyss, 2001; Wiemer y Wyss, 1997; Wiemer y Wyss, 2002). Precisamente, el valor de “ b ” revela qué tan rápido o lento se mueve una zona de fallamiento, en otras palabras, caracteriza la distribución de magnitudes.

Por otro lado, el parámetro “ a ” está relacionado con la actividad sísmica propiamente dicha, es decir, es una medida del nivel de sismicidad regional o

productividad sísmica (Kossobokov y Keilis-Borok, 2000), matemáticamente expresa el logaritmo del número de sismos con magnitudes mayores a la magnitud de completitud, de tal manera que se puede obtener el total esperado de eventos en la región si se extrapola la relación hasta las magnitudes más pequeñas. Tanto el valor de “ a ”, como el de “ b ”, pueden variar de acuerdo con el tamaño del área seleccionada y con el período de tiempo utilizado.

La ecuación 1, puede relacionarse con la tasa de ocurrencia anual de eventos sísmicos “ γ ”, a través de la ecuación 2. “ γ ” es el número de veces que la aceleración excede un valor prefijado en un año.

$$\gamma = \alpha e^{-\beta M} \quad (2)$$

La relación que existe entre las variables a y b con α y β son las siguientes:

$$a = \log \alpha \quad (3)$$

$$\beta = \frac{b}{\log e} = b \ln 10 \quad (4)$$

La relación de Gutenberg-Richter se puede interpretar tanto como una relación acumulativa si N es el número de terremotos en un período dado mayor que M , o como una ley de densidad si N es el número de terremotos en un intervalo de cierta magnitud pequeña alrededor de M (Tinti y Mulargia, 1985). Su validez está respaldada tanto experimentalmente, los cuales demuestran que es adecuado incluso para microfracturas en muestras de roca bajo condiciones controladas (Morgi, 1962; Scholz, 1968); como por modelos teóricos los cuales se derivan de

las características de la región de la fuente sísmica (Kanamori y Anderson, 1975).

2.2 Modelos Teóricos

Se han propuesto varios modelos principales para explicar las distribuciones de frecuencia-magnitud. Un modelo considera que las fallas tienen asociada una ocurrencia preferencial de eventos de ciertas dimensiones (Aki, 1984; Wesnousky, 1994; Zúñiga et al., 2009). De esta forma, algunas fallas tienen sismos de recurrencia característica, esto es, que la ecuación de Gutenberg-Richter no se cumple en todo el rango de magnitudes rompiendo con la autosimilaridad para las magnitudes consideradas (Figura 6). Un segundo modelo considera que existe una distribución en ley de potencias de la relación frecuencia-magnitud (Kagan, 1993; Wesnousky, 1994; Turcotte, 1997), donde la universalidad de la relación Gutenberg-Richter implica un comportamiento fractal de sismicidad y puede ser asociado con un comportamiento caótico y de auto organización crítica (Kossobokov y Keilis-Borok, 2000) (Figura 7).

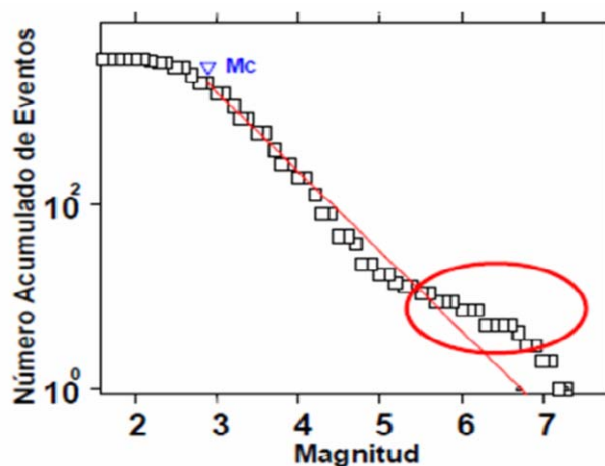


Figura 6. Relación de Gutenberg-Richter en la zona de interacción entre las placas Cocos y Norte América, profundidades de 0 a 40 km. Se observa la desviación de la auto similitud para eventos desde 5,5 a 6,5 (círculo rojo), lo que nos indicaría áreas con preferencia a un tipo de ruptura. Modificado de Zúñiga et al. (2009).

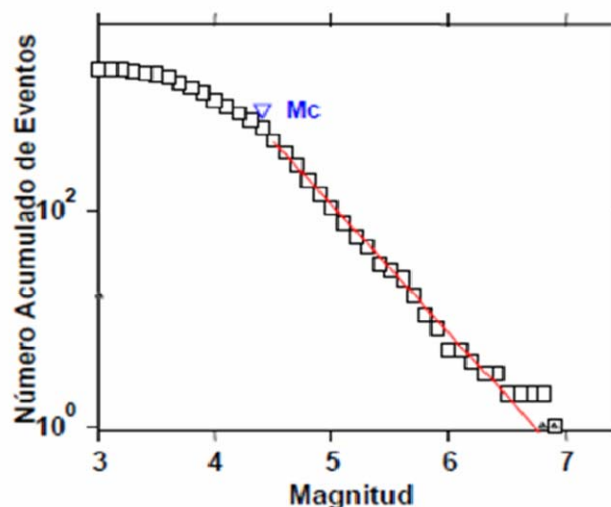


Figura 7. Análisis de la relación de Gutenberg-Richter
La pendiente de la recta muestra un ajuste que indica una auto similitud tal como lo propone el segundo modelo (Figueroa, 2009).

Para cualquier conjunto de datos, con una relación como la ecuación (1), se puede esperar que mantenga un solo intervalo finito de magnitudes. El límite superior de la magnitud puede estar por debajo de la magnitud máxima observada debido al límite de la duración de la observación en la ventana y/o los límites espaciales de la región en estudio (Stepp, 1972), o debido a las limitaciones asumidas por las tasas de deslizamiento de la falla (Anderson y Luco, 1983; Youngs y Coppersmith, 1985). Por otro lado, la magnitud inferior o magnitud de completitud M_c es tomada como la magnitud más pequeña a partir de la cual se cumpla la linealidad de la relación de Gutenberg-Richter. Esta magnitud está asociada a la detección de los sismos pequeños por las redes sísmicas.

La relación de Gutenberg-Richter es invariante con la escala, es decir, que la proporción entre el número de sismos grandes y pequeños, dentro de un rango específico de magnitudes, es constante. Esta invarianza con la escala es la base para la aplicabilidad de una distribución fractal, o distribución de ley de potencias, a la sismicidad (Turcotte, 1997).

Es por ello, que para la caracterización de zonas sismogénicas y de fallas

activas, dicha relación es comúnmente usada. Por lo tanto, se supone que la sismicidad se ajusta a una determinada ley de recurrencia, de tipo exponencial, entre dos valores extremos de magnitud que son M_{max} y M_{min} , la magnitud máxima y mínima, respectivamente. Esto es equivalente a considerar que el modelo de distribución es un modelo de Poisson (Climent et al., 2008).

2.3 Procesos tipo Poisson

El modelo más simple para una serie de eventos de tiempo aleatorio para la cual existe una pequeña probabilidad de ocurrencia individual, es el proceso de Poisson que se describe a continuación.

2.3.1 La distribución y el proceso de Poisson

Para eventos aleatorios que siguen una distribución de Poisson en el tiempo, los intervalos de recurrencia entre eventos sucesivos ($t_2 - t_1, t_3 - t_2, \dots$) son independientes y exponencialmente distribuidos como variables aleatorias con una función de distribución acumulativa:

$$F(t) = 1 - e^{-\lambda t} \quad (5)$$

donde λ es el número promedio de eventos por unidad de tiempo (tasa promedio). Una propiedad del proceso de Poisson es su aditividad. Esto es porque la suma de n procesos independientes de Poisson con tasas λ_i es otro proceso de Poisson con parámetro λ_s (Parsen, 1962), tal que:

$$\lambda_s = \sum_{i=1}^n \lambda_i \quad (6)$$

El proceso de Poisson no estacionario ($\lambda_i = \lambda_i(t)$) se define en un intervalo de tiempo (S, T) , donde en un subintervalo diferencial dt sólo podrá ocurrir un evento y tendría una probabilidad (denotada por: λdt) independiente de eventos fuera del subintervalo (Figura 8.a). El número de eventos $n(t)$ en un intervalo de tiempo finito de longitud t obedece la distribución de Poisson de la ecuación (7) (Figura 8.b). También los tiempos intereventos son independientes y obedecen la distribución de la ecuación (8) (Figura 8.c).

$$P[n(t) = N] = \frac{(\lambda t)^n}{n!} e^{-\lambda t} \quad (7)$$

$$P(T_{\text{int}} > t) = e^{-\lambda t} \quad (8)$$

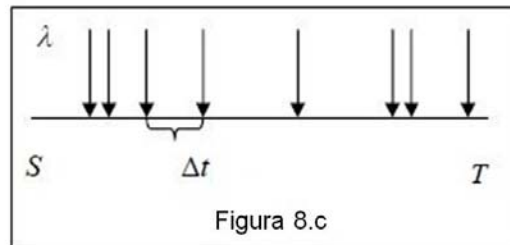
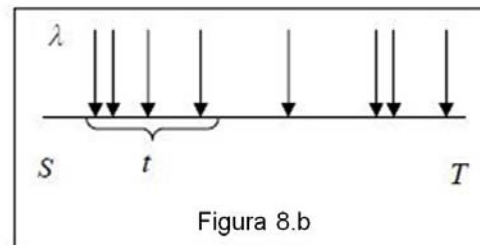
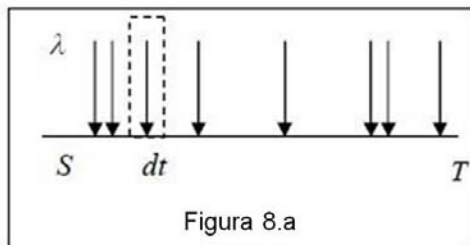


Figura 8. Ejemplificación del proceso tipo Poisson.
 a) Proceso definido en el intervalo (S, T) en el cual sólo puede ocurrir un evento en un diferencial dt . b) En un intervalo de longitud de t , el número de eventos sigue una distribución de Poisson. c) La distribución de tiempos intereventos obedecen una distribución exponencial (Figuroa, 2009).

Usando procesos tipo Poisson, se han estudiado patrones de tiempo de sismos con el objetivo de descubrir procesos causales. En particular se considera que el análisis de sismos, como un fenómeno causado por algún proceso físico, está marcado con incertidumbres debido a relaciones que pueden contener conexiones causales o correlaciones falsas causadas por dependencias estadísticas internas dentro del sismo considerado (Figueroa, 2009).

El procedimiento de análisis típico es el de Bollinger et al. (1989), se construye un histograma de logaritmo de N para una determinada región geográfica y un intervalo de tiempo. Los valores de a y b se pueden estimar mediante el método de máxima verosimilitud o por regresión lineal.

2.4 Método de máxima verosimilitud (MMV)

Fue discutido por Suzuki (1958) que para este tipo de problemas, el método de mínimos cuadrados es inadecuado o sólo da una aproximación del valor de b , desde la suposición que no hay una incertidumbre en M y que $\log N(M)$ sigue una distribución normal con varianza uniforme para todos los intervalos de magnitud lo cual no se justifica. A parte, este cálculo también da mucho peso a los pocos eventos sísmicos de gran magnitud y muy poco a los muchos de menor magnitud (Cagnetti y Pasquale, 1979).

En los primeros documentos que describen el método de máxima verosimilitud (Aki, 1965; Utsu, 1965), la magnitud M es considerada como una variable aleatoria. Para determinar los parámetros de la relación de Gutenberg-Richter precisa de la construcción de la función de probabilidad que, por definición, es:

$$f(M) = b \ln(10) \frac{10^{-bM}}{10^{-bM_{\min}} - 10^{-bM_{\max}}} \quad (9)$$

Si $M_{max} \gg M_{min}$, la ecuación (9) queda:

$$f(M) = b \ln(10) 10^{-b(M-M_{min})} \quad (10)$$

En la ecuación (10) debe tenerse en cuenta que la diferencia entre la magnitud máxima y mínima debe ser mayor o igual a tres, de no cumplirse esta condición, el valor de b será cuestionable (Knopoff, 2000).

La estimación por el método de máxima verosimilitud consiste en buscar el valor de b que maximice la función de probabilidad (Fisher, 1950), el cual es:

$$b = \frac{\log e}{(\bar{M} - M_{min})} \quad (11)$$

donde \bar{M} es la magnitud media del grupo de terremotos. La incertidumbre de la ecuación (11) está dado por (Aki, 1965):

$$\sigma_b = \frac{b}{\sqrt{N}} \quad (12)$$

Una mayor contribución para la incertidumbre de “ b ” fue dada por Shi y Bolt (1982), la cual expresa el error como:

$$\sigma_b^{(SB)} = 2,3b^2 \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (M_i - \bar{M})^2}{N(N-1)}} \quad (13)$$

Según ellos, la ecuación (13) proporciona una mejor estimación de dicho error.

2.5 Estimación de los Parámetros de Falla (L , L_s , W y D)

Para el análisis de amenaza sísmica en una determinada región, se debe conocer cuál(es) zona(s) sismotectónica(s) generará(n) el sismo con mayor contribución a dicha amenaza. Para ello es necesario estimar los parámetros de ruptura de dicha zona, los cuales están relacionados con la magnitud del evento sísmico (Tocher, 1958; Iida, 1959; Chinnery, 1969). Los parámetros a estimar son: la longitud de ruptura superficial L , la longitud de ruptura subsuperficial L_s , el ancho de ruptura W y el deslizamiento promedio en superficie \bar{D} .

El primer método para estimar L_s es el patrón espacial de los eventos secundarios. El patrón de estos eventos dentro de unas pocas horas a unos días después del sismo principal, definen la máxima extensión del confinamiento de la ruptura sísmica (Kanamori y Anderson, 1975; Dietz y Ellworth, 1990). Sin embargo, debido a que la distribución de los eventos secundarios puede expandirse lateral y verticalmente, el tamaño de la zona de estos eventos se considera más representativo con una extensión de la ruptura cosísmica ocasionada dentro de unos días hasta meses después del evento principal (Wells y Coppersmith, 1994). Así, la estimación de L_s se realiza mediante la longitud de la zona de los eventos secundarios mejor definidos. La precisión del tamaño de dicha zona depende de la exactitud de la ubicación de los eventos secundarios individuales. De igual forma, W se estima a partir de la distribución en profundidad de la zona mejor definida de dichos eventos. La mayor incertidumbre en ambas se encuentra en el cálculo de las profundidades de los eventos sísmicos (Gubbins, 1990).

Por otro lado, L y D se pueden estimar, experimentalmente, por observación en el terreno donde ocurrió el evento sísmico. Otra alternativa de estimar L es mediante una gráfica de los sismos superficiales. Con respecto a D , se podría estimarse el deslizamiento promedio de la ruptura (\bar{D}), usando la siguiente relación:

$$M_0 = \mu \bar{D}A \quad (14)$$

donde μ es la constante de rigidez del suelo, la cual vale 3×10^{11} dina/cm² (Hanks y Kanamori, 1979); A es el área de ruptura, dada en la ecuación (15); y M_0 es el momento sísmico, el cual se relaciona con la magnitud momento M_w según la ecuación (16) (Hanks y Kanamori, 1979).

$$A = L \cdot W \quad (15)$$

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10,7 \quad (16)$$

Experimentalmente, Wells y Coppersmith (1994) obtuvieron relaciones entre los parámetros de falla con M_w según el tipo de movimiento que describa la interacción entre las placas. Así, considerando sólo las ecuaciones con la interacción entre placas del tipo dextral, estas son:

$$\begin{aligned} \log L &= -3,55 + 0,74M_w \\ \sigma_{\log M_w} &= 0,23 \end{aligned} \quad (17)$$

$$\begin{aligned} \log L_s &= -2,57 + 0,62M_w \\ \sigma_{\log M_w} &= 0,15 \end{aligned} \quad (18)$$

$$\begin{aligned} \log W &= -0,76 + 0,27M_w \\ \sigma_{\log M_w} &= 0,14 \end{aligned} \quad (19)$$

$$\begin{aligned} \log D &= -7,03 + 1,03M_w \\ \sigma_{\log M_w} &= 0,34 \end{aligned} \quad (20)$$

$$\log \bar{D} = -6,32 + 0,90M_w \quad (21)$$

$$\sigma_{\log M_w} = 0,28$$

Se pueden comparar los valores de los parámetros según las gráficas obtenidas, y el valor de \bar{D} según la ecuación (14), con las ecuaciones desde la ecuación (17) hasta la (21). En el trabajo de Wells y Coppersmith (1994) también se llegó a la conclusión de que $L \sim 0,75 L_s$ y que D es aproximadamente el doble que \bar{D} .

CAPÍTULO III

METODOLOGÍA

3.1 Completitud y homogeneización del catálogo

Para determinar el valor de los parámetros que definen la sismicidad en la región nororiental de Venezuela se usaron los boletines del CSUDO desde 1995 hasta 2010, obtenidos en formato “.txt” y “.docx”; el Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS desde 1910 hasta 2010, obtenido en formato “.txt” y “.xls”; datos de estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Centre of the West Indies (Trinidad y Tobago) publicados en el Boletín Sismológico Nacional, sismos relocalizados por Russo et al. (1992), y sismos no instrumentales descritos por Grases et al. (1999) y por Beauperthuy (2006), ocurridos dentro de la región seleccionada. Toda esta información es necesaria para obtener un catálogo completo de la actividad sísmica en dicha región, en otras palabras, se procuró conseguir un registro sísmico tanto instrumental como no instrumental; y a su vez homogeneizado a la magnitud M_w . Para asegurarnos de tal completitud, adoptamos la aproximación introducida por Martín (1984), la cual consiste en establecer un año de referencia para cada intensidad y/o magnitud, a partir del cual puede considerarse el catálogo completo para dicho intervalo. El período establecido en este estudio fue desde el año 1530 hasta el año 2010. Por otro lado, para la homogeneización de la magnitud de los eventos, se procedió a hacer regresiones lineales con los registros que poseen distintos tipos de magnitud. El catálogo resultante de la unificación de los distintos boletines se identificó como “unificado”.

Las estaciones actuales de FUNVISIS y del CSUDO se muestran en las figuras (9) y (10), respectivamente. En las tablas (1) y (2) se muestran las coordenadas geográficas de las estaciones con su respectivo código.

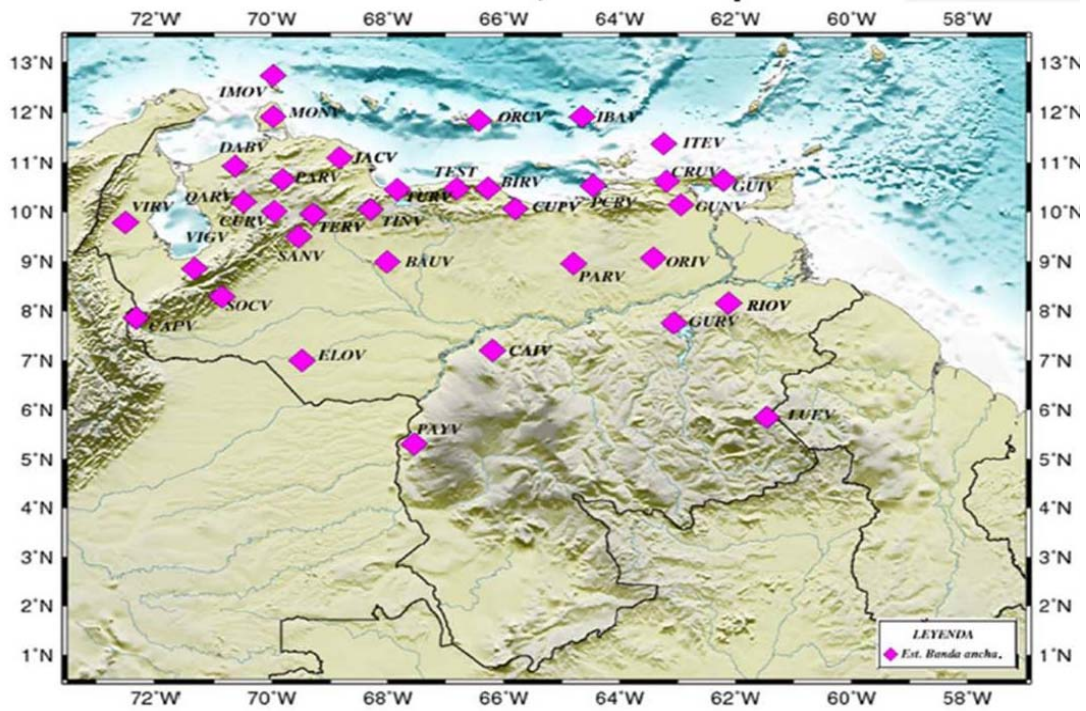


Figura 9. Mapa de la configuración actual de la Red Sismológica Nacional.

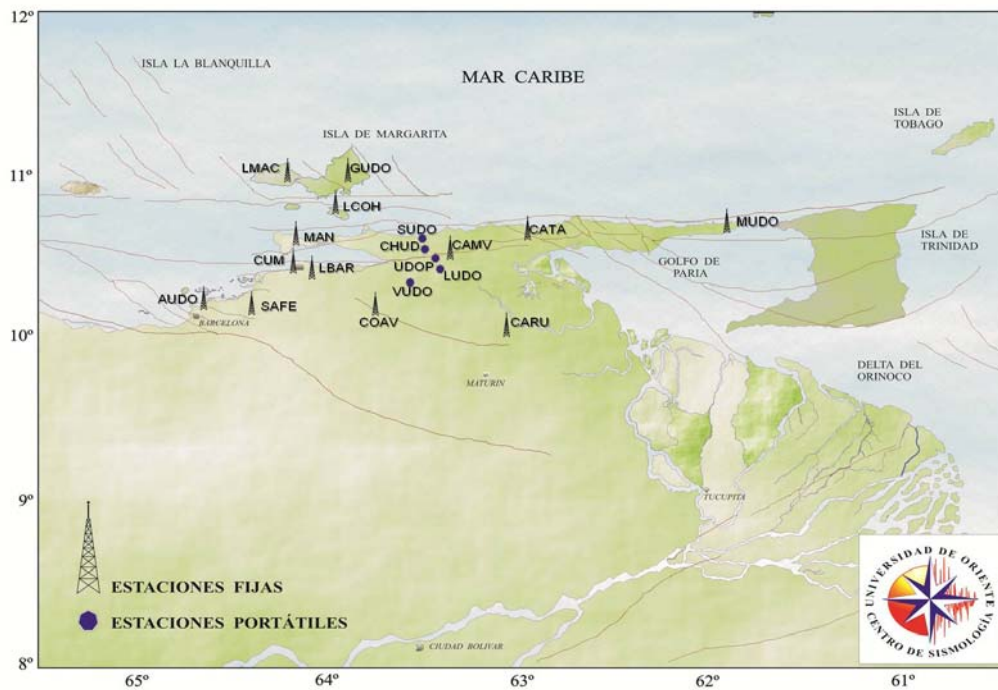


Figura 10. Mapa de la configuración actual de la Red del CSUDO.

Estación	Código	Latitud	Longitud	Altitud
----------	--------	---------	----------	---------

Tabla 1. Estaciones de la Red Sismológica Nacional

Güiria	GUIV	10,6378	-62,2082	50
Llanito	TEST	10,4694	-66,8102	875
Estación El Baul	Código BAUV	Latitud 8,9433	Longitud -68,0415	Altitud 106
Birongo	BIRV	10,4756	-66,2693	200
Carúpano	CRUV	10,6166	-63,1843	608
Guanoco	GUNV	10,1450	-62,9427	60
Villa del Rosario	VIRV	10,5029	-72,4061	148
Pariaguan	PARV	8,9590	-64,7958	186
Las Mercedes	MERV	9,2512	-66,2972	168
Dabajuro	DABV	10,9218	-70,6366	220
Monte Cano	MONV	11,9550	-69,9705	239
Quebrada Arriba	QARV	10,2062	-70,5233	548
Sanarito	SANV	9,5010	-69,5365	1083
Isla Testigos	ITEV	11,3600	-63,1300	13
Isla Blanquilla	IBAV	11,8200	-64,6000	10
Oritúpano	ORIV	9,0700	-63,4200	102
Siquisique	SIQV	10,6500	-69,8100	400
Curarigua	CURV	10,0100	-69,9600	750
Capacho	CAPV	7,8649	-72,3141	1178
Socopo	SOCV	8,2842	-70,8566	325
Caicara	CAIV	7,1980	-66,1920	76
Cúpira	CUPV	10,0639	-65,8056	634
Jacura	JACV	11,0866	-68,8342	369
Rio Grande	RIOV	8,0690	-61,8145	232
Turiamo	TURV	10,4474	-67,8382	200
Terepaima	TERV	9,9586	-69,2865	1235

Tabla 1. Continuación

La Orchila	ORCV	11,8124	-66,1937	10
Tinaquillo	TINV	10,0500	-68,3000	600
Guri	GURV	7,7600	-63,0587	200
Elorza	ELOV	7,0000	-69,4800	98
Luepa	LUEV	5,8425	-61,4605	1430
Puerto Ayacucho	PAYV	5,5270	-67,5469	83
Puerto La Cruz	PCRV	10,1630	-64,5896	225
Los Monjes	IMOV	12,3585	-70,9023	66
El Vigía	VIGV	8,7100	-71,5608	350

Tabla 2. Estaciones de la Red de CSUDO

Estación	Código	Latitud	Longitud	Altitud
Cumaná	CUM	10,4288	-64,1950	36
Manicuare	MAN	10,5611	-64,1888	15
Cumanacoa	COAV	10,1577	-63,8263	1415
Campeare	CAMV	10,5480	-63,3246	1002
Caripito	CARU	10,1185	-63,1124	40
Catuaro Arriba	CATA	10,5944	-63,0775	360
Los Altos de Santa Fe	SAFE	10,2058	-64,4391	846
Guatamare UDO	GUDO	10,9955	-63,8694	30
Núcleo de Anzoátegui UDO	AUDO	10,1730	-64,6516	19
Macanao	LMAC	10,9622	-64,3166	25
Coche	LCOH	10,7819	-63,9941	34

Tabla 2. Continuación

Estación	Código	Latitud	Longitud	Altitud
----------	--------	---------	----------	---------

Barranquín (repetidor)	LBAR	10,3777	-64,0891	
Macuro	MUDO	10,6616	-61,9435	7
Saucedo	SUDO	10,6196	-63,5320	12
Chamariapa Güiria	CHUD	10,5713	-63,5216	30
Pantoño	UDOP	10,4938	-63,4475	27
Santa Lucía	LUDO	10,4258	-63,3988	45
Buena Vista	VUDO	10,3500	-63,6000	302

3.1.1 Relaciones entre las magnitudes disponibles en los boletines

En este estudio se trabajó con 2131 eventos de magnitud momento M_w , 5824 eventos de magnitud coda o por duración M_d , 1812 eventos de magnitud local M_l , 4 eventos de magnitud por ondas superficiales M_s , 37 eventos de magnitud por ondas corpóreas M_b y 23 eventos de intensidad I . Una vez obtenidas los valores de las constantes en las regresiones lineales, se transformaron todos los eventos a la magnitud M_w . Se obtuvieron un total de 9831 eventos, unificados de los correspondientes boletines. En los casos donde los eventos sólo poseían información de su intensidad, se usó la ecuación (22) establecida por Bath (Fiedler, 1972). Con esta ecuación se determinó la magnitud M_l de estos eventos, luego se determinó la M_w correspondiente a cada uno, según ecuación (25).

$$M_l = \frac{2}{3}I + 1 \quad (22)$$

3.2 Criterios en la obtención del catálogo unificado

Para el proceso de unificación, se usó el software Excel con el fin de tener las

bases de datos en tablas y permitir la facilidad de manejo. El criterio en la obtención del catálogo unificado fue considerar como principal aspecto el tiempo de ocurrencia, es decir, tanto la fecha (año/mes/día) como la hora (incluyendo los minutos) de ocurrir el evento sísmico. Al comparar los registros sísmicos, se identificó si tales registros se referían a un mismo evento, y se observó que tan cercanos eran los valores de la localización. Para la unificación de las bases de datos, tanto en la latitud como en la longitud, se estableció un promedio entre la data estudiada. Por último, para la profundidad se tomó la registrada por el CSUDO por ser la red local.

3.3 Cálculo de “ a ” y “ b ” del catálogo unificado

Antes de calcular los valores de “ a ” y “ b ”, se clasificaron los eventos sísmicos según su profundidad. Los eventos superficiales se identificaron de 0 a 30 km, los intermedios entre 30 y 70 km, y los profundos mayores a 70 km. El cálculo de “ a ” y “ b ” se realizó mediante tres métodos: regresión lineal, máxima verosimilitud y por análisis de completitud.

Para emplear la regresión lineal, se calculó cuantos eventos eran mayores o iguales a una magnitud M dada. Con este cálculo se obtuvo la frecuencia N de dichos eventos. Posteriormente se procedió como se describe en el capítulo II, según Bollinger et al. (1989). Se construyó la gráfica $\text{Log}N$ vs M , y se obtuvo la relación lineal entre ambas, para cada profundidad. Comparando esta relación con la ecuación (1), la pendiente resultante es igual al parámetro “ b ” y el punto de corte con el eje de las ordenadas igual al parámetro “ a ”.

Para aplicar el método de máxima verosimilitud se usó el software ZMap. Este software contiene un conjunto de subrutinas para el análisis sistemático de datos y catálogos sísmicos. Con él se puede calcular los valores de “ a ” y “ b ”, usando los

parámetros sismológicos de los eventos, tales como: longitud, latitud, año, mes, día, magnitud, profundidad, hora, minuto y segundo, en ese orden para que el programa identifique cada uno ellos. Para el cálculo, se introdujo cada sección de profundidad por separado (en formato “.txt”). Se graficó la actividad sísmica, luego se realizó un análisis de serie de tiempo y posteriormente se graficó la distribución frecuencia-magnitud, con esta gráfica se obtuvieron los valores de “ a ” y “ b ” mediante máxima verosimilitud. ZMap compila con MATLAB, es multiplataforma (corre bajo ambiente Windows y bajo ambiente Linux) y ofrece facilidad de manejo por poseer ambiente gráfico.

El análisis de completitud está basado en el método de Stepp (1972). Este método consiste básicamente en dividir el catálogo sísmico en subintervalos de tiempo. Se debe determinar la tasa media de ocurrencia por año ($\lambda = N/\text{año}$), para cada magnitud y cada subintervalo. El propósito es observar en cual período de tiempo, λ permanece constante. Con los valores de λ , se crea una nueva base de datos. Así, en nuestro caso, se observó en cual período acumulado de tiempo T se mantuvo relativamente constante la relación entre el número de eventos sísmicos $N(M)$ y dichos períodos, es decir, la relación N/T (Tabla 3). El número de eventos se determinó en función de un rango de magnitud, estableciendo cada rango en $\pm 0,5$ a partir de la magnitud de completitud. Esta magnitud se obtuvo de los resultados que arrojó ZMap en el análisis del catálogo. Los datos graficados, para obtener “ a ” y “ b ”, fueron $\log(N/T)$ vs M .

Por último, el valor de “ b ” se determinó usando la ecuación (11), para comparar resultados.

3.4 Cálculo de L , L_s , W y \bar{D}

Los parámetros de falla se determinaron usando el terremoto de Cariaco del 9 de

julio de 1997, ocurrido en el estado Sucre, con magnitud momento igual a $6,9 M_w$ (el más fuerte ocurrido en la región en las últimas décadas). En conversaciones con la M. Sc. Gloria Romero, jefa del departamento de sismología de FUNVISIS, se sugiere seleccionar una ventana de seis meses para los eventos sísmicos secundarios. Este evento está asociado a un segmento de la falla El Pilar (Figura 11).

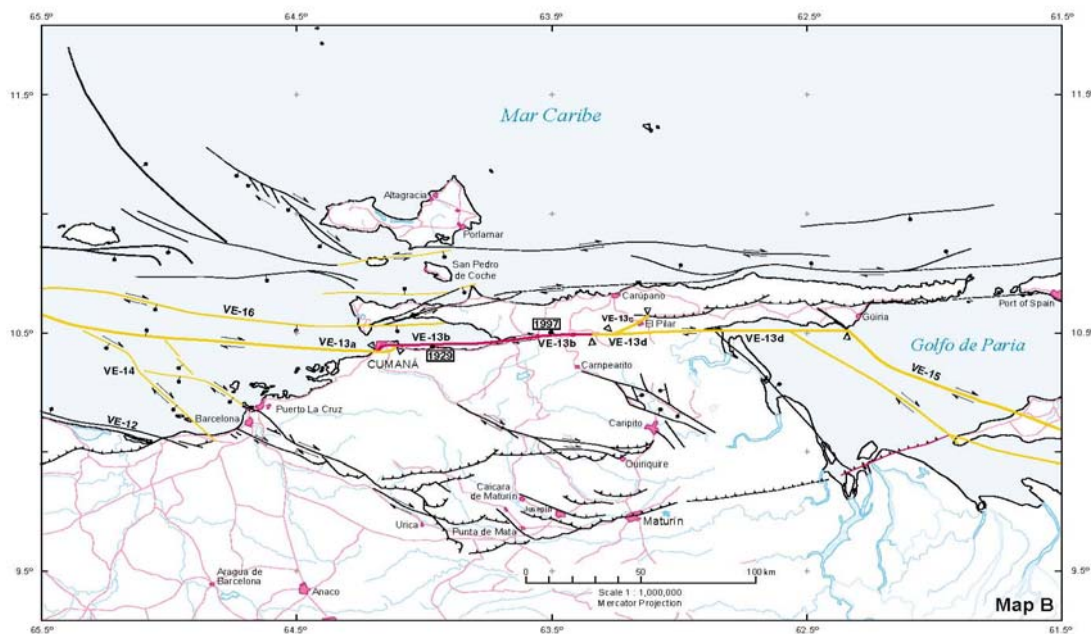


Figura 11. Segmento de falla asociado al sismo del 9 de septiembre de 1997. Se observa en color rojo el segmento de la falla El Pilar. Este mapa es parte de la figura 3 presentada en el capítulo I. (Audemard et al., 2000).

Para determinar L , L_s y W , se graficó el patrón espacial de los eventos secundarios enmarcados entre las latitudes $10,6^\circ$ y $10,4^\circ$; y entre las longitudes $-62,7^\circ$ y $-64,2^\circ$. Para calcular \bar{D} se usó la ecuación (14). También se usaron las ecuaciones (17), (18), (19) y (21) para comparar los resultados anteriores.

3.5 Configuración de entrada del software CRISIS 2007

El software CRISIS 2007 permite calcular la amenaza sísmica en un emplazamiento determinado. Este software fue creado en el Instituto de Ingeniería

de la Universidad Nacional Autónoma de México por M. Ordaz, A. Aguilar y J. Arboleda (CAPRA, 2011). Para configurar el modelo de entrada del software, se selecciona el área de estudio para el cálculo de la amenaza y se definen las fuentes sísmicas, clasificándolas en área, falla o punto, dependiendo de la complejidad de la actividad sísmica.

Con los valores de los parámetros “ a ” y “ b ”, y a su vez conociendo los valores de γ , α y β , se definen los modelos de sismicidad y de recurrencia temporal de sismos para cada fuente. Para la configuración del modelo de entrada del programa también se necesita conocer la magnitud máxima y mínima que pueden producir las fuentes sísmicas. La máxima magnitud se obtiene a través de la ecuación (22), y la mínima magnitud es la magnitud de completitud resultante en el estudio. Finalmente, se usan las relaciones de atenuación de los sitios en donde se realice el estudio. Existen modelos de atenuación desarrollados por diversos científicos para los distintos tipos de desplazamiento de falla. Por ejemplo, trabajos de Abrahamson y Silva (Abrahamson et al., 2008), Boore y Atkinson (Abrahamson et al., 2008), entre otros.

$$M_{\max} = \frac{a}{b} \quad (22)$$

Las últimas secciones de la configuración del programa se refieren a los parámetros en los cuales se enmarcarán los resultados: parámetros espectrales, períodos de retorno, distancia mínima de fuente-sitio, entre otros.

CAPÍTULO IV

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 Relaciones lineales entre las diversas magnitudes

Los valores de las constantes en cada regresión lineal se muestran desde la ecuación (23) hasta la ecuación (26).

$$M_w = 0,61821M_d + 0,99587 \quad (23)$$

$$r^2 = 0,3788$$

$$M_w = 0,75128M_b + 0,78378 \quad (24)$$

$$r^2 = 0,8059$$

$$M_w = 0,63269M_l + 1,07047 \quad (25)$$

$$r^2 = 0,6948$$

$$M_l = 1,23077M_s - 1,43846 \quad (26)$$

$$r^2 = 0,9971$$

4.2 Valores de “a” y “b” obtenidos por regresión lineal

En las gráficas de la regresión lineal (Figuras 12, 13 y 14), para obtener los valores de “a” y “b”, para las distintas profundidades, se observa que los eventos intermedios y profundos poseen una dinámica semejante. Ambos comportamientos reflejan la carencia de eventos de magnitud baja en el catálogo, lo que implica que las redes sismológicas no los registran o no los detectan; o que la dinámica de estos sismos no es bien descrita por una regresión lineal. Por otro lado, para los sismos superficiales, se observa un mejor comportamiento lineal, mostrando más actividad en sismos de baja magnitud. Sin embargo, al no describir una total linealidad, los valores de “a” y “b” no deben ser muy confiables.

Y no describen apropiadamente la actividad sísmica en la región estudiada. Para validar esto, se procedió a determinar los parámetros (“ a ” y “ b ”) con ZMap.

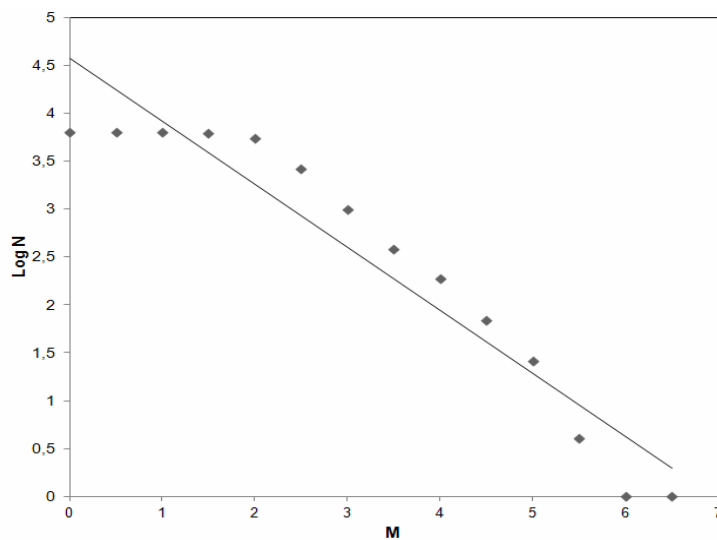


Figura 12. Gráfica del $\text{Log}N$ vs M , entre 0 y 30 km de profundidad. El valor de “ a ” es 4,58 y el de “ b ” es 0,66; con un factor de linealidad igual a 0,9128. Se observa en la gráfica que la magnitud mínima es aproximadamente 2.

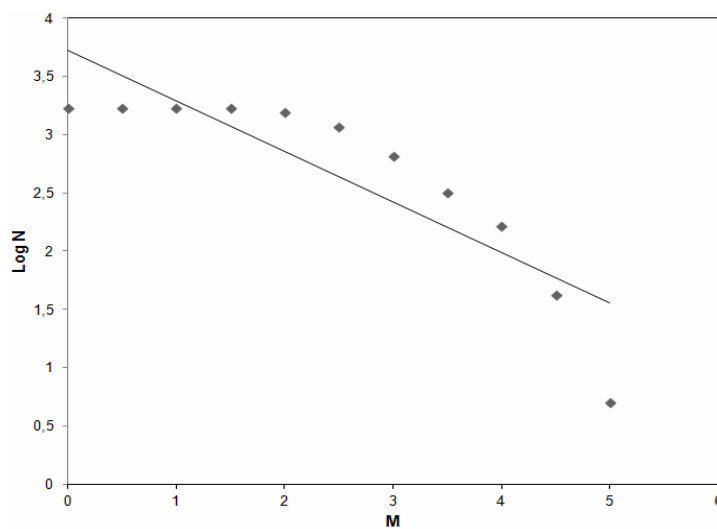


Figura 13. Gráfica del $\text{Log}N$ vs M , entre 30 y 70 km de profundidad. El valor de “ a ” es 3,72 y el de “ b ” es 0,43; con un factor de linealidad igual a 0,75. Se observa en la gráfica que la magnitud mínima es aproximadamente 2,5.

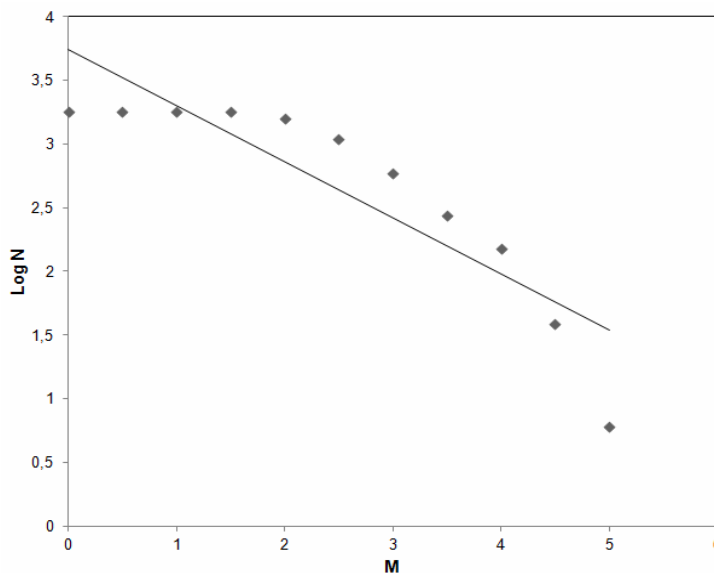


Figura 14. Gráfica del $\text{Log}N$ vs M , mayor a 70 km de profundidad. El valor de “ a ” es 3,74 y el de “ b ” es 0,44; con un factor de linealidad igual a 0,79. Se observa en la gráfica que la magnitud mínima es aproximadamente 2,5.

4.3 Valores de “ a ” y “ b ” obtenidos por MMV

En las figuras (15), (16) y (17), se observan las gráficas obtenidas por el método de máxima verosimilitud usando ZMap, para determinar los valores de los parámetros “ a ” y “ b ”, para las distintas profundidades.

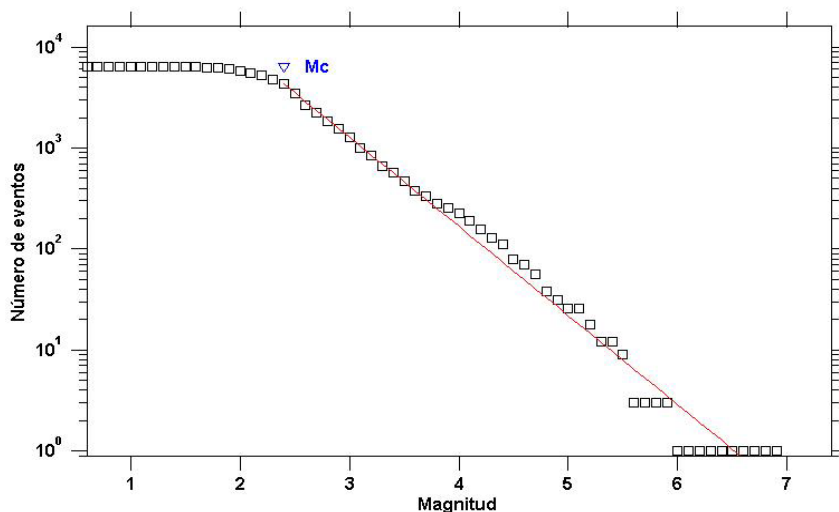


Figura 15. Gráfica del N vs M usando ZMap, entre 0 y 30 km de profundidad. El valor de “ a ” es 5,75 y el de “ b ” es $0,88 \pm 0,01$. M_c es igual a 2,4.

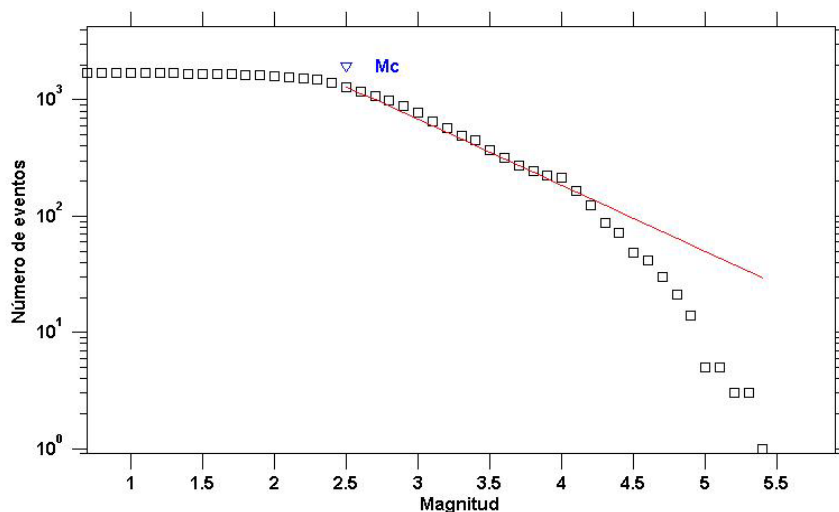


Figura 16. Gráfica de N vs M usando ZMap, entre 30 y 70 km de profundidad. El valor de “ a ” es 4,5 y el de “ b ” es $0,56 \pm 0,01$. M_c es igual a 2,5.

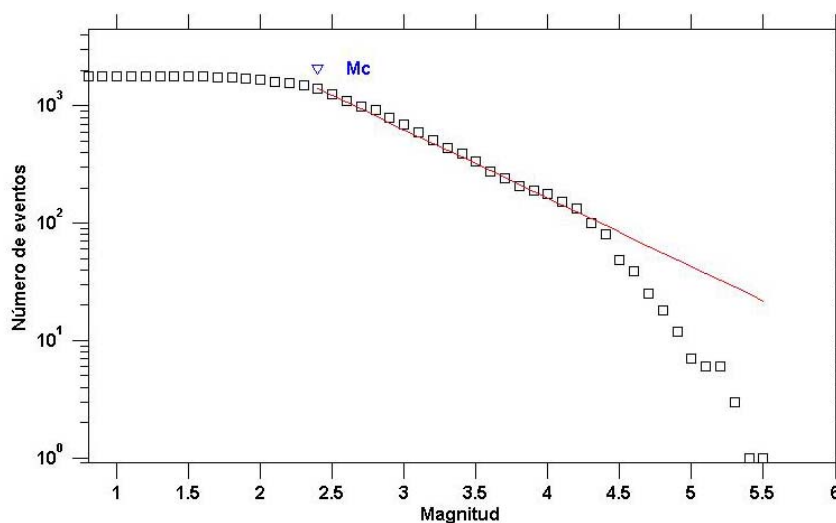


Figura 17. Gráfica de N vs M usando ZMap, mayor a 70 km de profundidad. El valor de “ a ” es 4,55 y el de “ b ” es $0,58 \pm 0,01$. M_c es igual a 2,4.

Como se observa, los valores “ a ” y “ b ” de los parámetros con este software incrementaron. Esto se debe a que la regresión lineal ajusta los datos a una recta en función de la densidad de los mismos (Press et al., 1986). A diferencia del método de máxima verosimilitud, se ajusta la recta al valor medio de los datos sobre la magnitud mínima de homogeneidad, incluida la magnitud máxima observada (Weichert, 1980; Press et al., 1986). Se puede decir que la regresión

lineal ofrece una aproximación de los valores de dichos parámetros. Sin embargo, en la actividad sísmica estudiada se observa predominio de sismos con magnitud baja sobre los sismos con magnitud alta. Esto se puede observar con mayor detalle en las figuras (18), (19) y (20). Es por eso que los valores de “ b ” siguen siendo muy bajos. Por otro lado, con la ecuación (11), se obtuvieron los siguientes valores para “ b ”: $0,87\pm 0,02$ para los sismos superficiales, $0,60\pm 0,02$ para los sismos intermedios y $0,62\pm 0,02$ para los sismos profundos. Debido a estos resultados, fue necesario analizar los datos y observar en cual período de tiempo se mantiene relativamente constante la actividad sísmica en el catálogo unificado.

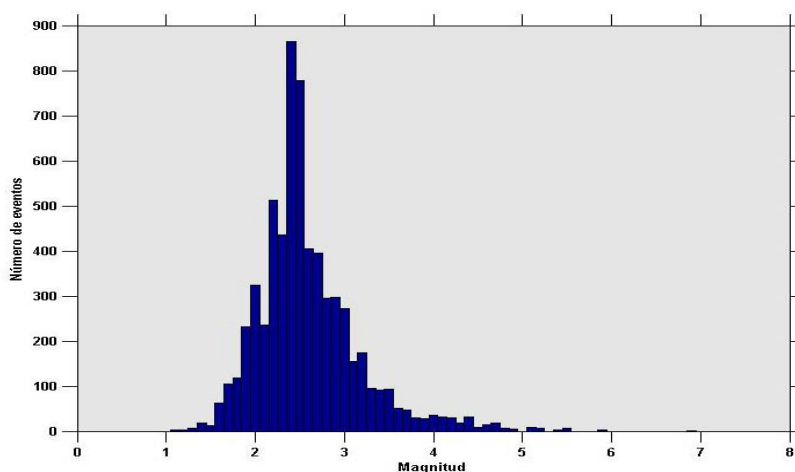


Figura 18. Histograma N vs M , entre 0 y 30 km de profundidad. La mayor actividad sísmica se encuentra entre la magnitud 2 y 3. A partir de 4 son muy pocos.

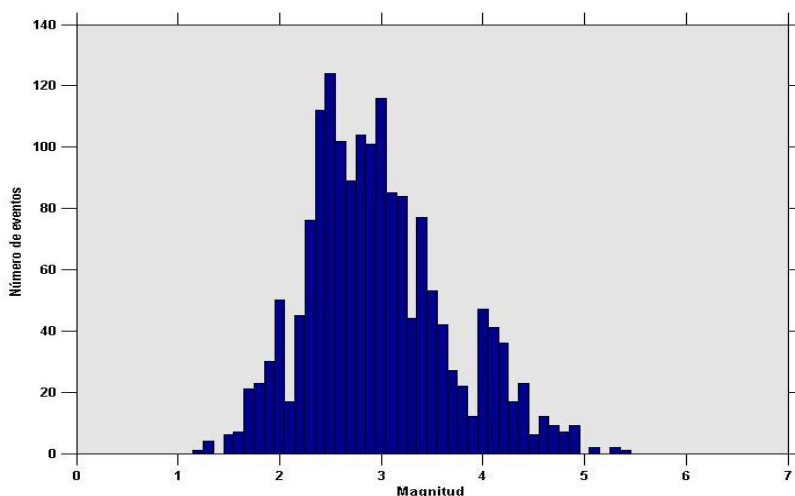


Figura 19. Histograma N vs M , entre 30 y 70 km de profundidad. La mayor actividad sísmica se encuentra entre la magnitud 2 y 3,5. A partir de 4,5 son muy pocos.

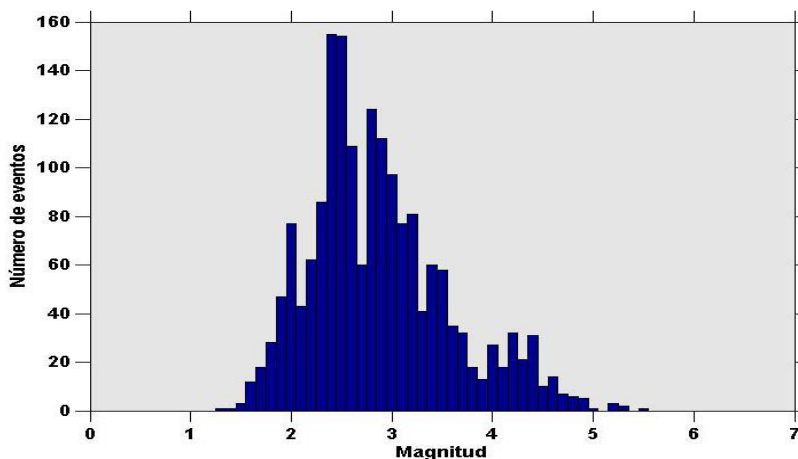


Figura 20. Histograma N vs M , mayor a 70 km de profundidad. La mayor actividad sísmica se encuentra entre la magnitud 2 y 3,5. A partir de 4,5 son muy pocos.

4.4 Análisis de completitud del catálogo unificado

En la tabla (3), se resalta en color morado la selección de los datos del catálogo unificado en el análisis de completitud. En ellos se conserva relativamente constante la relación N/T , para cada período de tiempo en función de la magnitud. Este análisis fue necesario para determinar los parámetros “ a ” y “ b ”, debido a que la actividad sísmica registrada en el catálogo no es homogénea. El catálogo presenta cambios en la medida que se han ido instalando y mejorando las redes sismológicas. Con estas redes se ha detectado una sismicidad tal que incrementa la tasa de ocurrencia con el tiempo. Durante el período 1500-1900 no hay registro instrumental de los sismos que ocurrieron en la región nororiental. Sólo se cuenta con intensidades asignadas a pocos sismos (13 eventos). No hay registros de sismos pequeños que son necesarios para el análisis estadístico de la ley de Gutenberg-Richter. A partir de 1900 hasta el año 1994, la tasa aumentó significativamente (~11 eventos/año). Pero es a partir de ese último año hasta el 2010, donde las instituciones sismológicas cuentan con mayor y mejores redes para detectar y registrar los eventos sísmicos. Con esto, la tasa registrada fue mucho mayor comparada con el lapso anterior (~587 eventos/año).

Tabla 3. Análisis de completitud de la actividad sísmica entre 0 y 30 km.

Magnitud:	2,5-3	3-3,5	3,5-4	4-4,5	4,5-5	5-5,5	5,5-6	6-6,5	6,5-7	
Períodos T	N/T									
2006-2010	5	254,800	48,800	15,200	4,800	2,200	0,600	0,000	0,000	0,000
2001-2010	10	225,500	53,700	15,600	4,600	1,200	0,300	0,000	0,000	0,000
1996-2010	15	200,267	46,267	13,067	4,000	1,200	0,267	0,067	0,067	0,067
1991-2010	20	154,950	36,950	10,600	3,350	0,900	0,200	0,050	0,050	0,050
1986-2010	25	129,160	33,000	10,560	4,200	1,080	0,240	0,040	0,040	0,040
1981-2010	30	110,200	29,100	9,433	3,833	1,067	0,233	0,033	0,033	0,033
1976-2010	35	95,857	26,057	8,600	3,629	0,943	0,200	0,029	0,029	0,029
1971-2010	40	84,575	23,500	8,225	3,600	0,925	0,225	0,025	0,025	0,025
1961-2010	50	68,000	19,140	6,920	3,140	0,860	0,200	0,020	0,020	0,020
1951-2010	60	56,867	16,150	5,967	2,783	0,800	0,200	0,017	0,017	0,017
1941-2010	70	48,771	13,871	5,143	2,414	0,714	0,186	0,014	0,014	0,014
1931-2010	80	42,700	12,163	4,525	2,138	0,650	0,163	0,013	0,013	0,013
1921-2010	90	38,000	10,856	4,067	1,944	0,622	0,178	0,011	0,011	0,011
1911-2010	100	34,220	9,790	3,680	1,770	0,570	0,170	0,010	0,010	0,010
1861-2010	150	22,840	6,553	2,480	1,207	0,407	0,140	0,013	0,007	0,007
1811-2010	200	17,135	4,920	1,865	0,910	0,310	0,110	0,010	0,005	0,005
1761-2010	250	13,728	3,956	1,512	0,748	0,268	0,100	0,012	0,004	0,004
1711-2010	350	9,806	2,826	1,080	0,534	0,191	0,071	0,009	0,003	0,003
1611-2010	400	8,585	2,478	0,950	0,473	0,173	0,063	0,008	0,003	0,003
1511-2010	500	6,870	1,984	0,762	0,380	0,140	0,052	0,006	0,002	0,002

Sin embargo, la heterogeneidad del catálogo también se incrementa al usar las diferentes redes sismológicas que detectaron a los eventos sísmicos. Esto se debe a que en el análisis de cada evento, no siempre concuerdan los parámetros sísmicos reportados por cada institución. En este estudio se observó en las bases de datos de las instituciones ciertas discrepancias, principalmente en la localización. La longitud y la latitud variaban desde unos pocos hasta cientos kilómetros. Estos últimos casos presentaban porcentajes bajos. Rasquin (2012), encontró que el número de sismos de magnitud mayor o igual a 4, tienen un porcentaje de 2,8% y 1,4% para una diferencia mayor a 100 km, para la latitud y la

longitud, respectivamente. Para los sismos con una diferencia menor a 10 km, encontró que estos valores son de 52% para la latitud, y 49,3% para la longitud. En relación a la magnitud, en las ecuaciones (23), (24), (25) y (26), se observa el factor de linealidad. El factor más bajo pertenece a la ecuación (23), en donde se encuentran los sismos más numerosos. El análisis de completitud permite utilizar una porción de tiempo del catálogo para cada magnitud. Obteniéndose un catálogo más homogéneo. Por todo lo anterior, la validez de los valores de “ a ” y “ b ” se ratifica haciendo dicho análisis. Las figuras (21), (22) y (23) muestran las gráficas obtenidos por el análisis de completitud para cada profundidad, éstas se obtuvieron promediando cada relación N/T referente a cada rango de magnitud. Los valores de “ a ” y “ b ”, para sismos superficiales son: 6,19 y 1,33, respectivamente. Para los intermedios, el valor de “ a ” es 5,22 y el de “ b ” es 1,14. Para los profundos, el valor de “ a ” es 5,77 y el de “ b ” es 1,30. Con este análisis, observamos que los valores aumentaron significativamente. El valor de “ b ” refleja mejor la actividad sísmica de la región nororiental de Venezuela, donde el número de sismos de magnitud baja son mucho mayores en relación a los sismos de magnitud alta.

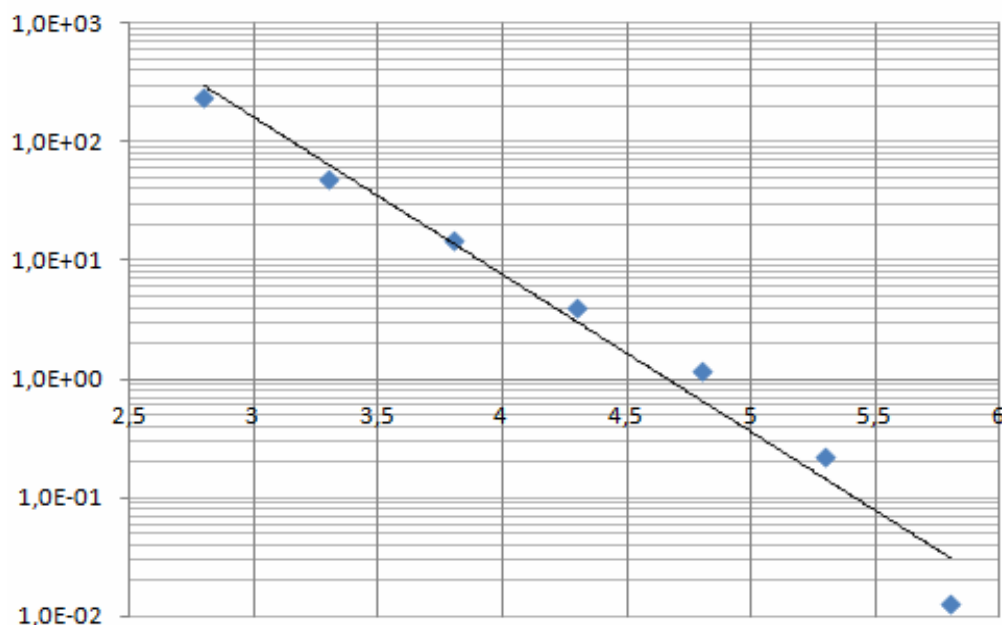


Figura 21. Gráfica de λ vs M con completitud, entre 0 y 30 km de profundidad. El valor de “ a ” es 6,19 y el de “ b ” es 1,33. El factor de linealidad es de 0,98.

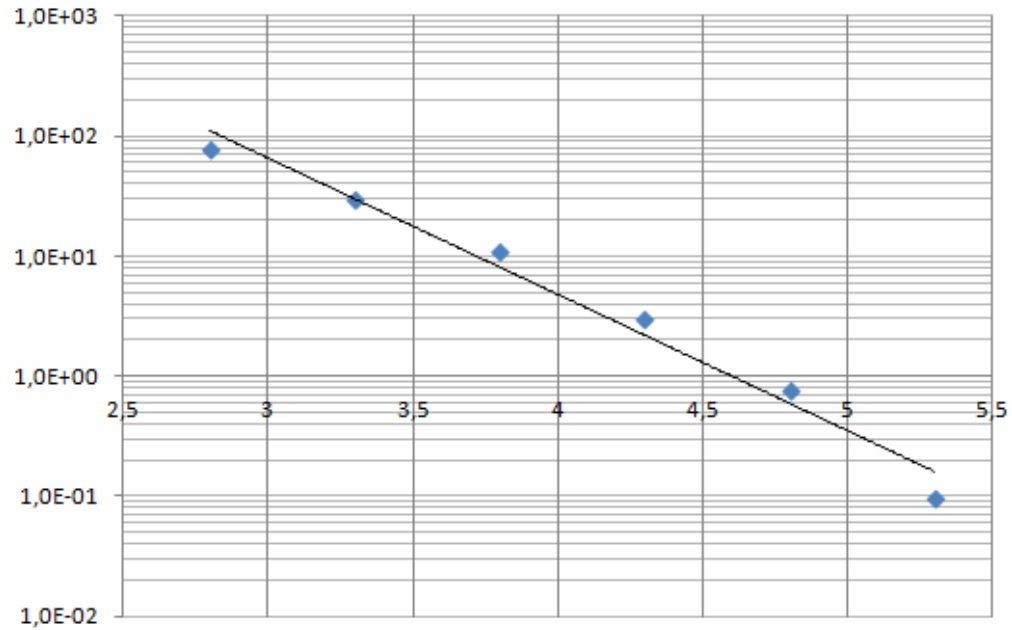


Figura 22. Gráfica de λ vs M con completitud, entre 30 y 70 km de profundidad. El valor de "a" es 5,22 y el de "b" es 1,14. El factor de linealidad es de 0,98.

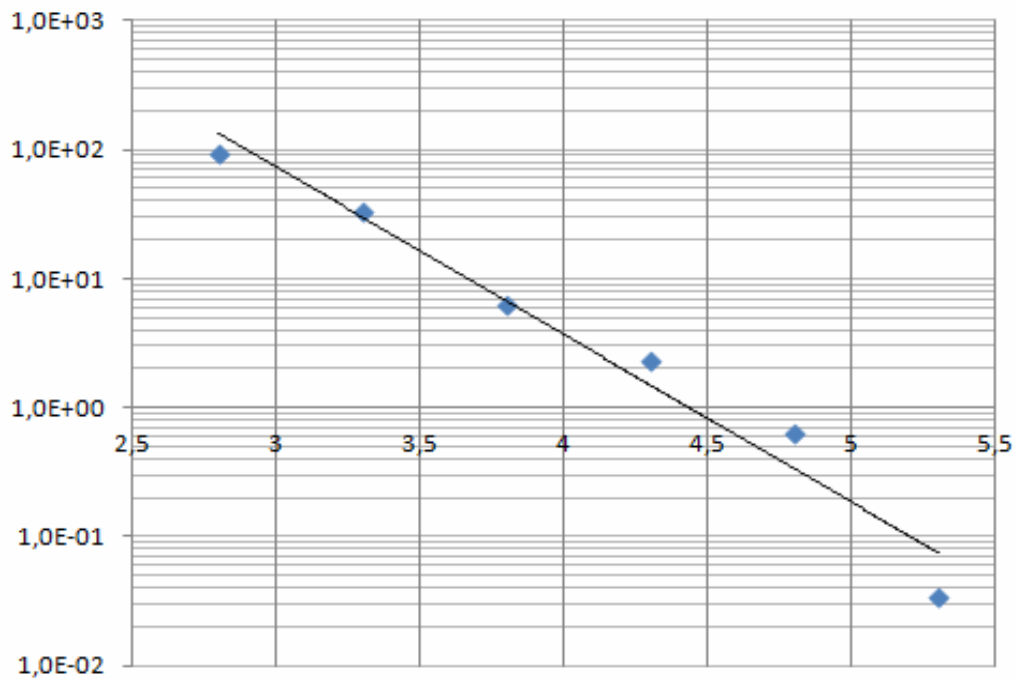


Figura 23. Gráfica de λ vs M con completitud, mayor a 70 km de profundidad. El valor de "a" es 5,77 y el de "b" es 1,30. El factor de linealidad es de 0,97.

Se puede interpretar que el análisis de completitud arroja resultados más confiables en el estudio del catálogo unificado. El valor de “*b*” indica que los niveles de esfuerzo, referente a toda la gama de profundidades estudiada, son predominantemente bajos. En los sismos intermedios existe una ligera variación de este valor. Por otro lado, se observa como en las tres gráficas, de N/T vs M , los sismos se alejan un poco de la recta entre la magnitud de 5 y 5,5 para los eventos intermedios y profundos; y entre 5,5 y 6 para los eventos superficiales. Esto se debe a que no hay garantía que un ciclo entero de un sismo de magnitud mayor haya sido registrado. Así mismo, la magnitud de completitud es de 2,5 para todos. Esta magnitud es debida a que las redes sismológicas no detectan todos los sismos de magnitudes más bajas. Según Stepp (1978), el límite superior de la curva está gobernado por el tamaño de la muestra, mientras que el inferior por la completitud de la misma. En las figuras (24), (26) y (28), se refleja cómo se distribuyen los eventos sísmicos según la profundidad.

Para detallar más la distribución de los sismos, se realizaron perfiles de dirección este-oeste (Figuras 25, 27 y 29). La mayor densidad de sismos superficiales se localiza en la parte centro de la región estudiada (entre las longitudes -64° y -61°). En dicha región se ubica el sistema de fallas de El Pilar, la cual genera la mayor cantidad de eventos. Sin embargo, con los sismos intermedios y profundos existe una zona “preferencial” de ocurrencia hacia el noreste. Para los sismos intermedios la mayor densidad corresponde entre las longitudes -62° y -60° ; y para los sismos profundos entre -62° y -61° . Esta diferencia es normal debido a que estos sismos son característicos de la zona, donde comienza el movimiento de subducción de la placa Suramericana en sentido noroeste por debajo de Trinidad y la Península de Paria en el extremo noreste de Venezuela.

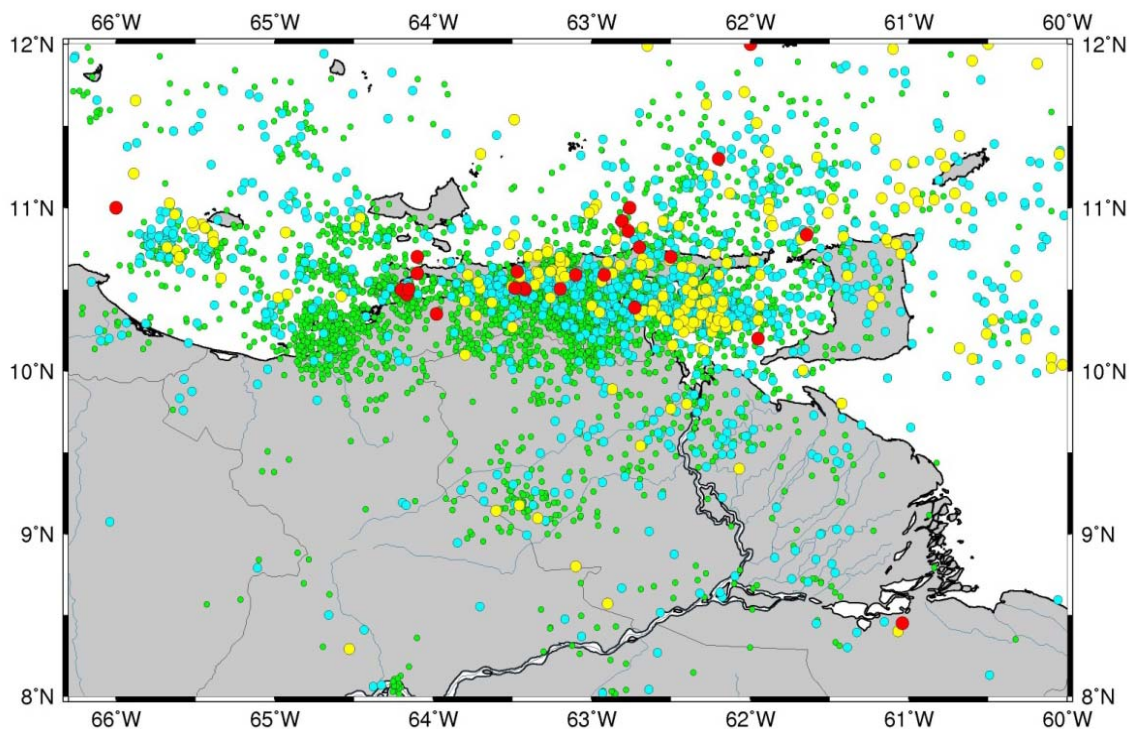


Figura 24. Actividad sísmica de los sismos superficiales.

Los círculos verdes representan a los sismos entre 1 y 3 M_w . Los círculos azules, entre 3,1 y 3,9 M_w . Los círculos amarillos, entre 4 y 4,9 M_w . Los círculos rojos, sismos mayores a 5 M_w .

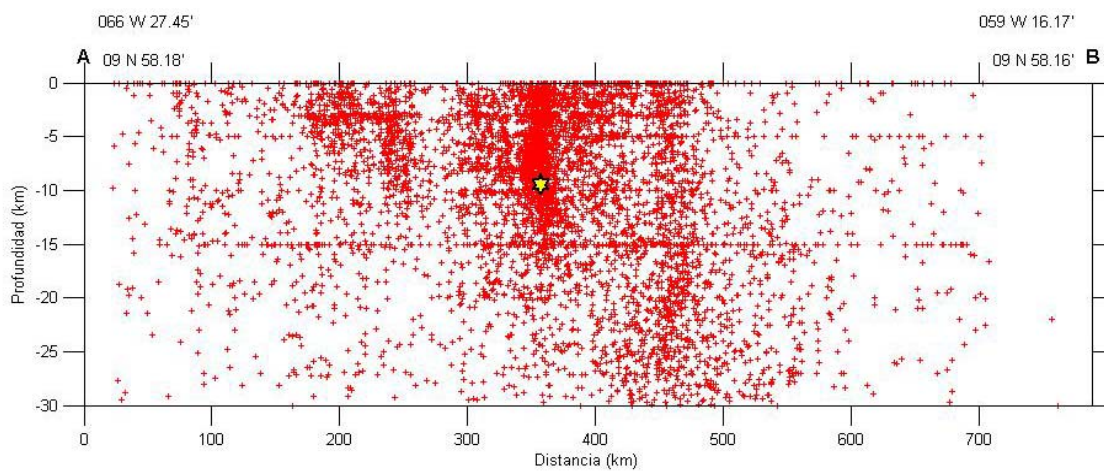


Figura 25. Perfil E-O de los sismos superficiales.

Se observa una concentración de estos sismos en la parte centro de la región de estudio (entre las longitudes -64° y -61°).

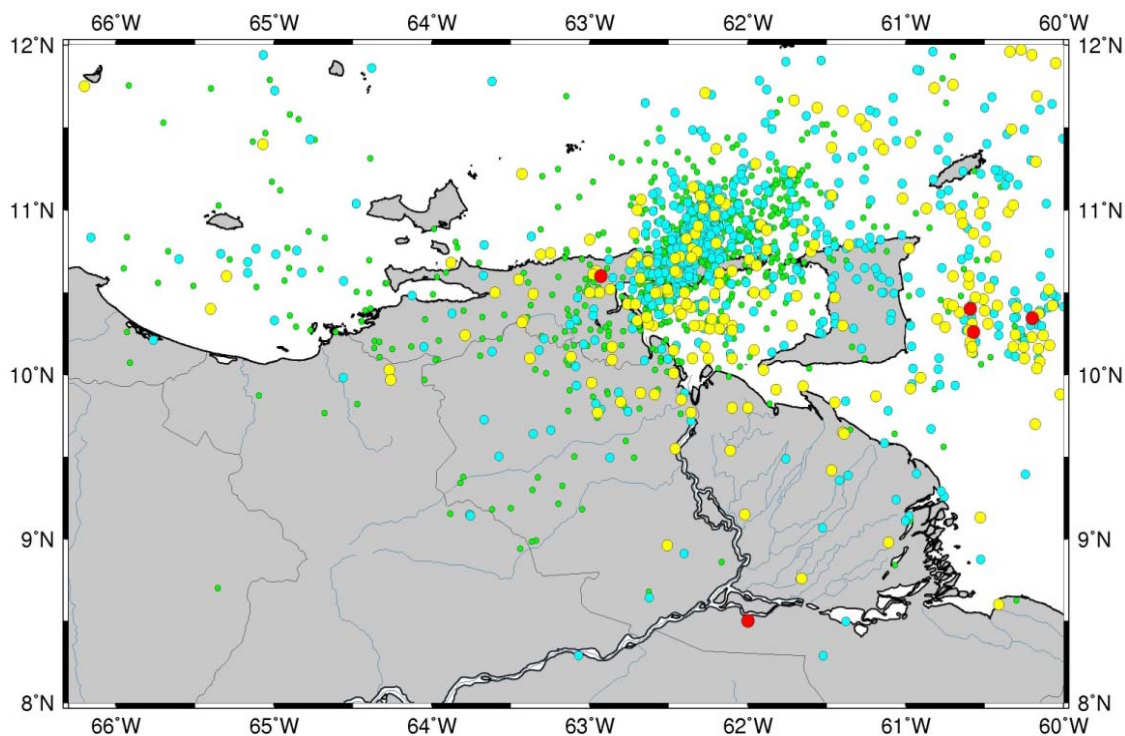


Figura 26. Actividad sísmica de los sismos intermedios. Se observa como disminuye la predominancia de sismos pequeños, comparada con la actividad de los sismos superficiales. También se observa una concentración de sismos más hacia el noreste.

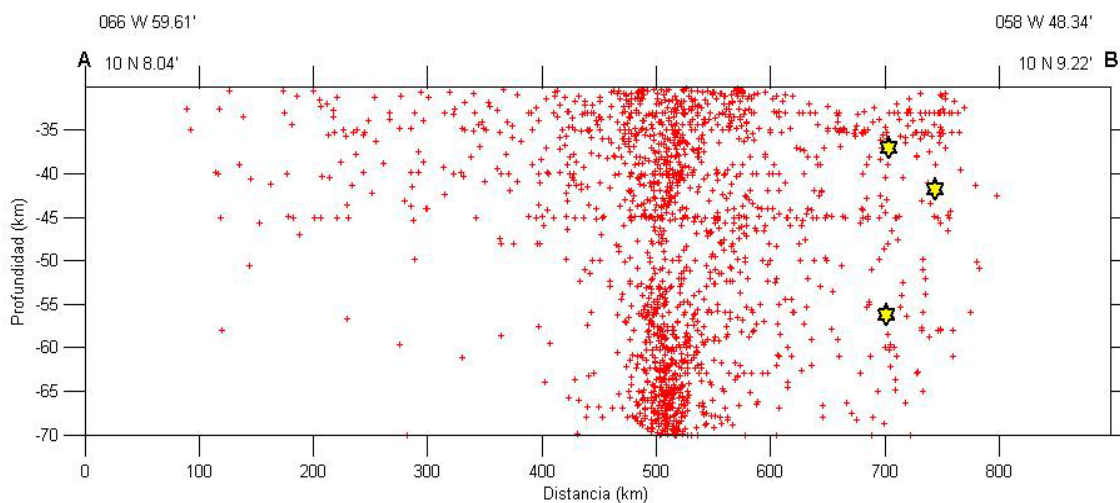


Figura 27. Perfil E-O de los sismos intermedios. Se observa una concentración de estos sismos desplazada hacia el noreste con respecto a los superficiales (entre las longitudes -62° y -60°). Las estrellas indican los sismos ubicados en dicha profundidad con magnitud mayor o igual a $5,2 M_w$.

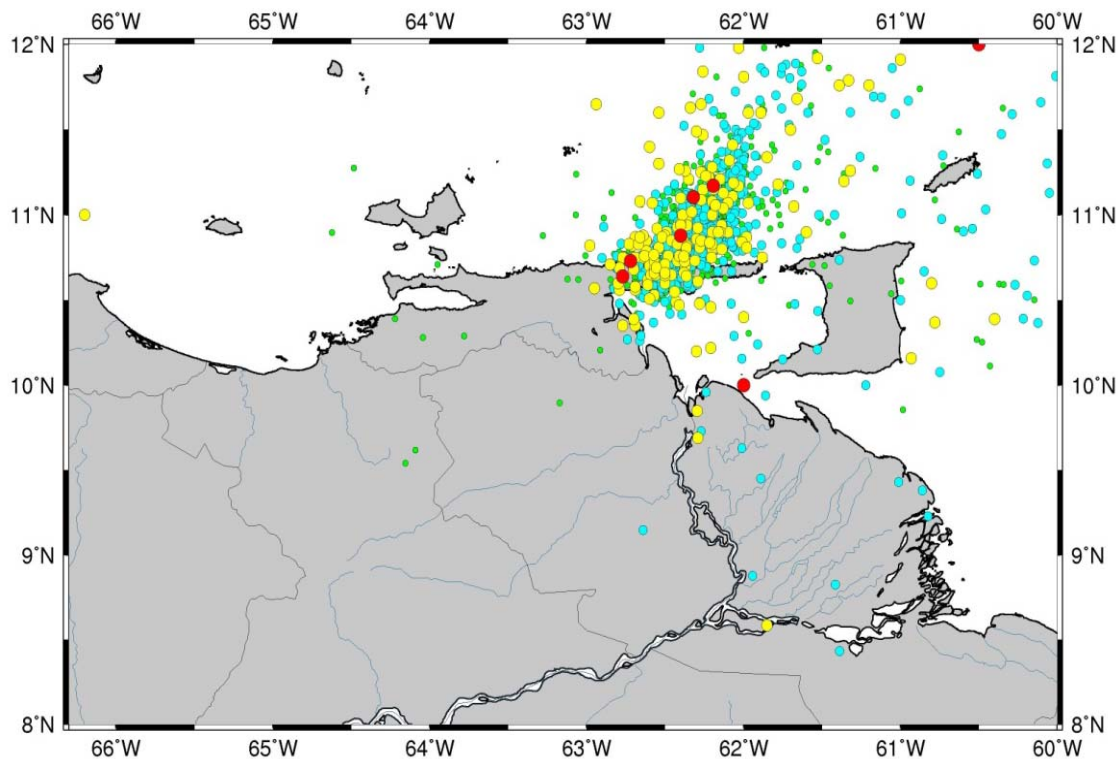


Figura 28. Actividad sísmica de los sismos profundos.
Se observa una concentración de estos sismos tanto al norte como al sur de Güiria.

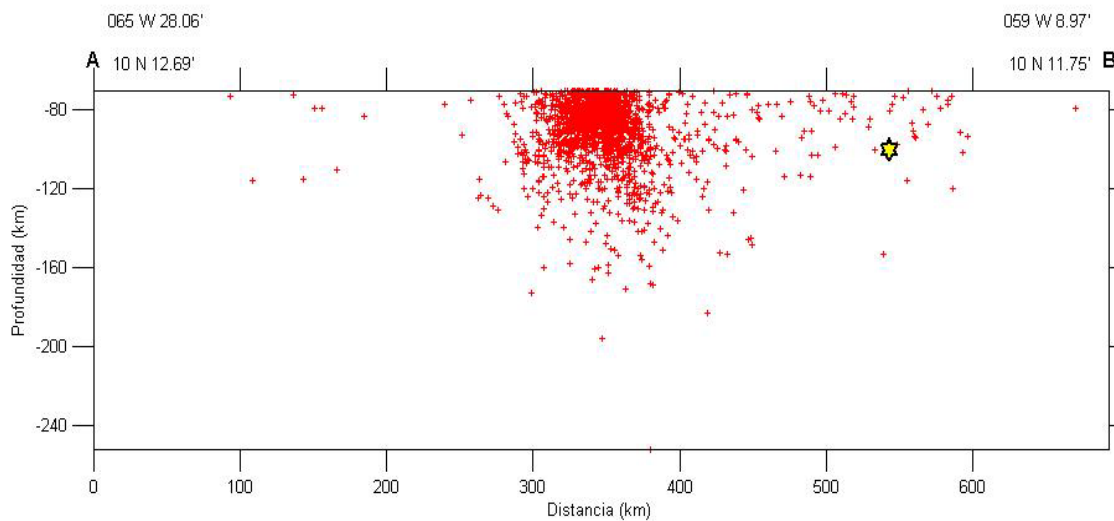


Figura 29. Perfil E-O de los sismos profundos.
Se observa una concentración de estos sismos entre las longitudes -62° y -61° . La estrella indica el sismo con mayor magnitud en la zona ($5,3 M_w$).

Finalmente, con los valores de “ a ” y “ b ”, obtenidos a través del método de análisis de completitud, para las distintas profundidades, se podrá analizar la tasa de sismicidad anual para la determinación futura de la amenaza sísmica en determinados emplazamientos de la región nororiental de Venezuela.

Un análisis de completitud es necesario cuando se cuenta con un catálogo proveniente de distintas bases de datos pertenecientes a distintos centros de investigación y/o fuentes, en los cuales la dinámica de análisis de los registros sísmicos es probablemente distinta. Más aún, cuando las instituciones (CSUDO y FUNVISIS) han mejorado y cambiado sus redes sismológicas al pasar de los años.

4.5 Cálculo de los parámetros de falla del sismo de Cariaco, 1997

Para calcular los parámetros de falla del sismo de Cariaco del 9 de julio de 1997, se realizaron dos perfiles usando la actividad sísmica ocurrida hasta seis meses después del evento principal, enmarcados entre las latitudes $10,6^{\circ}$ y $10,4^{\circ}$; y entre las longitudes $-62,7^{\circ}$ y $-64,2^{\circ}$. El primero de dirección este-oeste (E-O) para determinar la longitud de ruptura superficial L y subsuperficial L_s . En la figura (30), se observa que la longitud de ruptura es mayor a 30 km y la longitud de ruptura subsuperficial es de 65 km. Los valores teóricos obtenidos a través de las ecuaciones basadas en el estudio de Wells y Coppersmith (1994), son de aproximadamente 36 km y 55 km para L y L_s , respectivamente.

Los valores de L , se corresponden a los encontrados en estudios en superficie realizados por Audemard (1999). Él obtuvo una longitud de ruptura superficial de más de 30 km de una parte del segmento cartografiado que es esencialmente recto y continuo entre Villa Frontado (Muelle de Cariaco) y Las Varas. Para L_s , en el perfil no se aprecia muy bien la ruptura, la sismicidad de los eventos secundarios presenta bastante dispersión. Por ello se consideró lo expuesto por

Wells y Coppersmith (1994), quienes indican que $L \sim 0,75 L_s$. Así, el valor más aceptado de la ruptura subsuperficial es el obtenido por la ecuación (18).

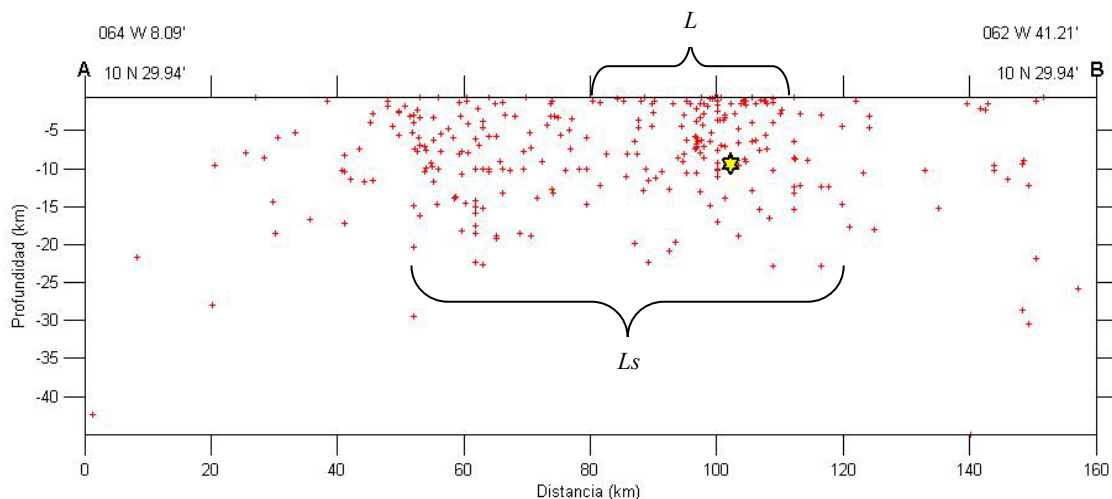


Figura 30. Perfil E-O del sismo de Cariaco con los eventos secundarios.

El segundo perfil va de dirección norte-sur (N-S) para determinar el ancho de ruptura W . El valor de W , según figura (31), fue de aproximadamente 20 km. La ecuación (19) arrojó un valor de 13 km. Sin embargo, Baumbach et al. (2004) obtuvieron un valor igual a 13 km. Ellos instalaron 18 estaciones sismológicas, entre Cumaná y El Pilar, para estudiar la distribución de los eventos secundarios. Registraron 1306 eventos con magnitud entre 0,5 y 4,1. Así, el valor más confiable para W es de 13 km, ya que Baumbach y sus compañeros hicieron un estudio más completo al obtener y analizar todos estos eventos, y determinar los parámetros sismológicos de cada uno de ellos..

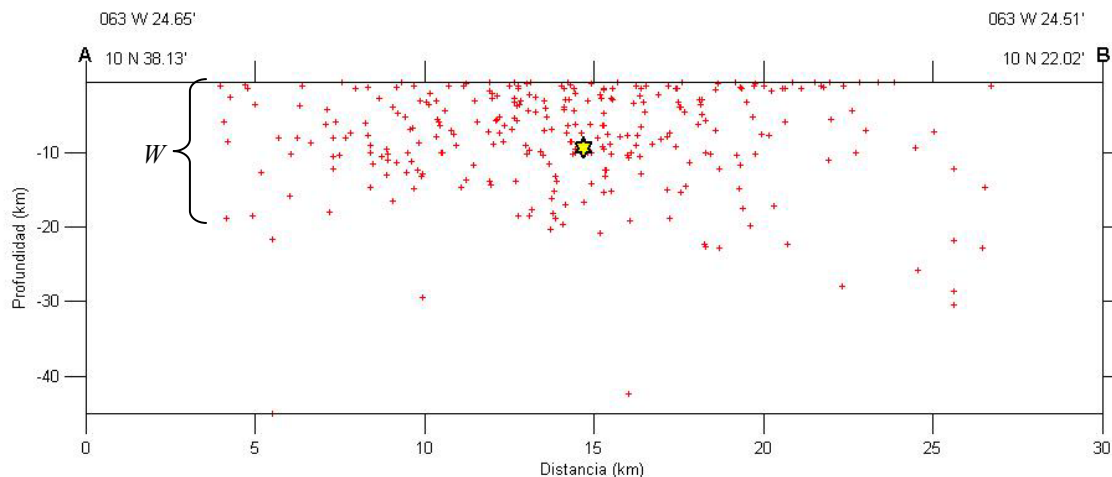


Figura 31. Perfil N-S del sismo de Cariaco con los eventos secundarios.

Por último, el valor del desplazamiento promedio en superficie, a través de la ecuación (14), fue de 1,16 m con un momento sísmico de $2,5 \times 10^{19} \text{J}$, y con la ecuación (21) 0,78 m. Yépez et al (2011), lo estimaron aproximadamente en 1 m y Baumbach et al. (2004) en 1,3 m. En relación a nuestros cálculos, el valor que mejor corresponde al desplazamiento promedio en superficie es 1,16 m. Dicho desplazamiento ha ido aumentando con el tiempo (Baumbach et al., 2004).

CAPÍTULO V

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 Conclusiones

- a) Los valores más aceptables de “*a*” y “*b*” son de 6,19 y 1,33 para los sismos superficiales, respectivamente. Para los intermedios el valor de “*a*” es 5,22 y “*b*” es 1,14; y para los sismos profundos son 5,77 y 1,30, respectivamente. Estos valores corresponden al análisis de completitud.
- b) Los valores de “*b*” indican que los niveles de esfuerzo, referente a toda la gama de profundidad estudiada, son predominantemente bajos.
- c) La magnitud de completitud en las distintas profundidades es de 2,5 M_w .
- d) La mayor densidad de sismos superficiales se localiza en la parte centro de la región estudiada (entre las longitudes -64° y -61°), relacionado al sistema de fallas de El Pilar, la cual genera la mayor cantidad de eventos. Sin embargo, con los sismos intermedios y profundos existe una zona “preferencial” de ocurrencia hacia el noreste, relacionada con la subducción de las Antillas Menores. Para los sismos intermedios la mayor densidad corresponde entre las longitudes -62° y -60° ; y para los sismos profundos entre -62° y -61° .
- e) Los valores encontrados de los parámetros de falla asociados al terremoto de Cariaco del 9 de julio de 1997, son: 36 km para L , 55 km para L_s , 20 km para W y 1,16 m para \bar{D} . Estos valores se corresponden con los obtenidos en estudios previos realizados en la zona y con las ecuaciones establecidas por Wells y Coppersmith (1994).

6.2 Recomendaciones

- a) Usar las formas de onda de los eventos sísmicos con magnitud mayor o igual a la magnitud de completitud ($2,5 M_w$), para hacer un proceso de relocalización y determinar la magnitud momento correspondiente a cada evento. Con este nuevo catálogo, calcular los parámetros “ a ” y “ b ” con el análisis de completitud y compararlos con los obtenidos en este trabajo.

- b) Usar los valores obtenidos en este estudio para determinar y actualizar los cálculos de la amenaza sísmica en toda la región nororiental de Venezuela. Del mismo modo, se recomienda determinar leyes de atenuación característica de la zona para que los valores de aceleración a través del cálculo de amenaza sean más confiables.

CAPÍTULO VI

BIBLIOGRAFÍA

1. Abrahamson, N., Atkinson, G., Boore, D., Bozorgnia, Y., Campbell, K., Chiou, B., Idriss, I. M., Silva, W. y Youngs, R. 2008. Comparisons of the NGA Ground-Motion Relations. Earthquake Spectra, 24(1):45-66.
2. Aggarwal, Y. 1983. Neotectonics of the southern Caribbean: recent data, new ideas. Acta Científica Venezolana, 34(1):17 (Resumen).
3. Aki, K. 1965. Maximum likelihood estimated of b in the formula $\log N = A - bM$ and its confidence limits. Bull. Earthquakes Res. Inst., Tokyo Univ., 43:237-239.
4. Aki K. 1984. Asperities, barriers, characteristic earthquakes and strong motion prediction, Journal of Geophysical Research, 89(B7):5867-5872.
5. Anderson, J. G. y Luco, J. E. 1983. Consequences of slip rate constraints on earthquake occurrence relations. Bull. Seismo. So. Am., 73:471-496.
6. Audemard, F. A. 1993. Néotectonique, Sismitectonique el Aléa Sismique du Nord-ouest du Vénézuéla (Système de failles d'Oca-Ancón). Ph.D. Tesis, Montpellier II (U.S.T.L.). Francia, 369 pp.
7. Audemard, F. A. 1999. El sismo de Cariaco del 09 de julio de 1997, edo. Sucre, Venezuela: nucleación progreso de la ruptura a partir de observaciones geológicas. VI Congreso Venezolano de Sismología e Ingeniería Sísmica. Mérida, Venezuela. Del 12 al 15 de mayo. Memorias.
8. Audemard, F. A. 2002. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Mérida Andes, Venezuela. Quaternary International (in press).
9. Audemard, F.A., M. Machette, M., Cox, J., Dart, R. y Haller, K., 2000. Map and Database of Quaternary Faults in Venezuela and its Offshore Regions. US Geological Survey Open-File Report 00-0018. Include map at scale 1:2,000,000 and 78-page report.
10. Audemard, F. A., Romero, G. Rendón, H., Cano, V., 2005. Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from microtectonic data and focal mechanism solutions. Earth Sci. Rev., 69(3-4):181-233.
11. Baumbach, M., Grosser, H., Romero, G., Rojas, J., Sobiesiak, M. y Welle, W. 2004. Aftershock pattern of the July 9, 1997 $M_w=6.9$ Cariaco earthquake in Northeastern Venezuela. Tectonophysics, 379:1-23.
12. Beauperthuy, L. D. 2006. Análisis histórico de la sismicidad y de los registros geológicos de la ciudad de Cumaná, Venezuela. Centro de Sismología, Vicerrectorado Académico, Universidad de Oriente.
13. Beltrán, C. y Giraldo, C. 1989. Aspectos neotectónicos de la región nororiental de Venezuela. VII Cong. Geol. Venezolano. Barquisimeto, Venezuela, 3:1000-1021.
14. Bollinger, G. A., Davinson, F. C., Sibol, M. S. y Birch, J. S. 1989. Magnitude recurrence relations for the southeastern U. S. and its subdivisions. J. Geophy. Res., 94:2857-2873.
15. Cagnetti, V. y Pasquale, V. 1979. The earthquakes sequence in Friuli, Italy, 1976. Bull. Seismo. So. Am., 69(6):1797-1818.

16. CAPRA. 2011. "Software: CRISIS 2007". "ECAPRA". <<http://www.ecapra.org/es/crisis-2007>> (20/01/2011).
17. Carter, C. A. y E. Berg. 1981. Relative stress variations as determined by b-values from earthquakes in Circum-Pacific subduction zones. Tectonophysics, 23:283-297.
18. Centeno G., M. 1969. Estudios sismológicos. Biblioteca de la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales. Segunda edición. Caracas.
19. Chinnery, M. A. 1969. Earthquake magnitude and source parameters. Bull. Seismo. So. Am., 59:1969-1982.
20. Climent, A.; Rojas, W.; Alvarado, G. E. y Benito, B. 2008. Evaluación de la Amenaza Sísmica en Costa Rica. Proyecto Resis II. Mayo 2008.
21. COVENIN, 2001. Edificaciones sismorresistentes. Norma Venezolana COVENIN 1756-1:2001. Comisión Venezolana de Normas Industriales, FONDONORMA, MCT, MINFRA, FUNVISIS. Caracas, Venezuela.
22. CSUDO, 1987. GACETA 055 DE LA UNIVERSIDAD DE ORIENTE. Consejo Universitario, Resolución CU N° 009-87. Año XIV. Trimestre II. N° 55.
23. CSUDO. 2010. Boletines del Centro de Sismología de la UDO, 1995-2010. Boletines sobre la actividad sísmica, Universidad de Oriente.
24. Dietz, L. D. and Ellsworth, W. L. 1990. The October 17, 1989, Loma Prieta, California, earthquake and its aftershocks: geometry of the sequence from high-resolution locations, Geophys. Res. Lett., 17:1417-1420.
25. Fiedler, G. 1972. La liberación de energía sísmica en Venezuela, volúmenes sísmicos y mapa de isosistas. Boletín de geología. IV Congreso Geológico Venezolano, 4(5): 2441-2462.
26. Figueroa, A. 2009. Análisis de tiempo intereventos en secuencias de réplicas para la identificación de estados de relajación del esfuerzo. Tesis de postgrado. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México. México.
27. Fisher, R.A. (1950): Contribution to Mathematical Statistics. Wiley, New York.
28. FUNVISIS. 2010. Boletín Sismológico de Venezuela, 1910-2010. Departamento de Sismología. Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas. Caracas.
29. Grases, J., Altez, R. y Lugo, M. 1999. Catálogo de sismos sentidos o destructores en Venezuela 1530-1998. Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales. Facultad de Ingeniería, Universidad Central de Venezuela. Editorial Innovación Tecnológica. Caracas.
30. Gubbins, D. (1990). Seismology and Plate Tectonics. Cambridge University Press, Cambridge, England, 339 pp.
31. Gutenberg, B. y Richter C. 1944. Frequency of earthquakes in California. Bull. Seismo. So. Am., 34:185-188.
32. Gutenberg, B., and Richter, C. F., 1954. Seismicity of the Earth and associated phenomena. Segunda edición. Princeton University Press. Princeton, New Jersey, EUA.

33. Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979). A moment-magnitude scale. Journal of Geophysical Research, 84:2348-2350.
34. Iida, K. 1959. Earthquake energy and earthquake fault, Nagoya University. J. Earth Sci., 7:98-107.
35. Kagan, Y. Y. 1993. Statistics of characteristic earthquakes? Bull. Seismo. So. Am., 83(1):7-25.
36. Kanamori, H. y Anderson, D. L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull. Seismo. So. Am., 65:1073-1095.
37. Karnik, V. 1972. Seismicity of the European Area. Reidel Publishing Co. Dordrecht, the Netherlands.
38. Knopoff, L. 2000. The magnitude distribution of declustered earthquakes in Southern California, Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A., 97:11880-11884.
39. Kossobokov, V. G. y Keilis-Borok, V. I. 2000. Implications of a statistical physics approach for earthquake hazard assessment and forecasting. Pure App. Geophy., 157(11):2323-2349.
40. Lee, W. H. K. y Stewart, W. 1981. Principles and applications of microearthquake networks. Academic Press, Inc. London. pp. 4-6, 216-217.
41. Martín, A. J. 1984. Riesgos Sísmicos en la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Instituto Geográfico Nacional. Madrid.
42. Minster, J. y Jordan, T. 1978. Present-day plate motions. J. Geophy. Res., 83:5331-5354.
43. Molnar, P y Sykes, L. 1969. Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from focal mechanisms and seismicity. Geol. Soc. Am. Bull., 80:1639-1684.
44. Morgi, K. 1962. Study of elastic shocks caused by the fracture of heterogeneous materials and its relation to earthquakes phenomena. Bull. Earthquakes Res. Inst., Tokyo Univ., 40:125-173.
45. Mulargia, F. y S. Tinti. 1983. Relative stress evolution of the Straits of Messina area in the period 1950-1980 as determined from seismicity. Il Nuovo Cimento Lett., 38:405-409.
46. Palme, C. y Altéz, R. 2004. La sismología histórica de Venezuela. Investigación, 009:40-42.
47. Parzen, E., 1962. Stochastic Processes. Holden Day. San Francisco.
48. Pérez, O. y Aggarwal, Y. 1981. Present-day tectonics of southeastern Caribbean and northeastern Venezuela. J. Geophy. Res., 86:10791-10805.
49. Pérez O. y Mendoza J. 1998. Sismicidad y tectónica en Venezuela y áreas vecinas. Física de la Tierra, Vol. 10, Editorial Complutense, Madrid.
50. Pérez, O., Bilham, R., Bendick, R., Hernández, N., Hoyer, M., Velandia, J., Moncayo, C., Kozuch, M., 2001. Velocidad relativa entre las placas del Caribe y Sudamérica a partir de observaciones dentro del sistema de posicionamiento global (GPS) en el norte de Venezuela. Interciencia, 26(2):69-74.
51. Press, W. H., Flannery, B. P., Teukolsky, S. A., y Vetterling, W. T. 1986. Numerical Recipes, 818 pp.

52. Quijada, P., Gajardo, E., Franke, M., Kozuch, M. J. y Grases, J. 1993. Análisis de amenaza sísmica de Venezuela para el nuevo mapa de zonificación con fines de ingeniería. VIII congreso Latinoamericano de Ingeniería Sismorresistentes. Mérida, Venezuela. Memorias, Volumen II, pp. S92-S101.
53. Rangel, A., Santander, A. y Báez, J. 1999. Terremoto de Cariaco, Venezuela, Julio 1997. Crónicas de Desastres. No. 6. Organización Panamericana de la Salud. Quito, Ecuador.
54. Rasquin, M. 2012. Relocalización de sismos en el oriente de Venezuela con los datos de las redes sismológicas de FUNVISIS y de la UDO. Trabajo de Grado. Coordinación de Ingeniería Geofísica. Universidad Simón Bolívar. Caracas, Venezuela.
55. Rod, E. 1956. Earthquakes of Venezuela related to strike slip faults? Am. Ass. Petro. Geol. Bull., 40:2509-2512.
56. Russo, R. M., Okal, E. A. y Rowley, K. C. 1992. Historical seismicity of the Southeastern Caribbean and tectonic implications. Pageoph. 139(1):87-120.
57. Scholz, C H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. Bull. Seismo. So. Am., 58(1):399-415.
58. Schenk, V. (1989). Achievements and probable trends in seismic hazard assessment. Tectonophysics, 167:157-169.
59. Schubert, C. 1981. Are the Venezuelan fault system parts of the southern Caribbean plate boundary? Geol. Rundsch, 70:542-551.
60. Schubert, C. 1984. Basin formation along Boconó-Morón-El Pilar fault system, Venezuela. J. Geophys. Res., 89:5711-5718.
61. Shi, Y. and Bolt, B.A. 1982. The standard error of the magnitude-frequency b-value. Bull. Seismo. So. Am., 72:1677-1687.
62. Smith, W. D. 1981. The b-value as an earthquakes precursor. Nature, 289:136-139.
63. Soulas, J. P. 1986. Neotectónica y tectónica activa en Venezuela y regiones vecinas. VI Cong. Geol. Venezolano, 10:6639-6656.
64. Stephan, J. F. 1982. Evolution géodynamique du domaine Caraïbe, Antes et chaîne Caraïbe sur la transversale de Barquisimeto (Vénézuéla). Ph.D. Thesis. Paris, 512 pp.
65. Stepp, J. C. 1972. Analysis of the completeness of the earthquakes hazard sample in the Puget Sound Area and its effect on statistical estimates of earthquakes hazard, in Proc. Internat. Conf. on Microzonation for Safer Constr. Res. Appl. 2, Seattle, Washington, 887-909.
66. Stepp, J. C. 1978. Analysis of completeness of earthquake sample in the Puget Sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. Proceedings of the International Conference on Microzonation for Safer Construction Research and Application, pp. 897-909.
67. Suzuki, Z. 1958. A statistical study on the occurrence of small earthquakes, Ch 3. Sci. Rept. Tohoku Univ. Fifth Ser, 10:15-27.

68. Tinti, S. y Mulargia, F. 1985. Effects of magnitude uncertainties on estimating the parameters in the Gutenberg-Richter frequency-magnitude law. Bull. Seismo. So. Am., 75(6):1681-1697.
69. Tocher, D. 1958. Earthquake energy and ground breakage. Bull. Seismo. So. Am., 48:147-153.
70. Turcotte, D. L. 1997. Fractal and chaos in geology and geophysics. Segunda edición. Cambridge University Press.
71. Udías, A.; Muñoz, D. y Buforn, E. 1985. Mecanismos de los terremotos y tectónica. Cátedra de geofísica. Facultad de ciencias físicas. Editorial de la Universidad Complutense. Madrid, España.
72. Ustu, T. 1965. A method for determining the value b in a formula $\log n = a - bM$ showing the magnitude-frequency relation for earthquakes. Geophys. Bull. Hokkaido Univ., 13:99-103.
73. Valera M., M. 1995. Estudio de la tormenta sísmica ocurrida en el estado Lara en los meses agosto-septiembre de 1991. Trabajo de Grado. Departamento de Física, Universidad de Oriente, Cumaná, Venezuela.
74. Villaseñor H., A. 1993. Sismicidad y tectónica en el límite de placas del Caribe: noreste de Venezuela e Hispaniola. Tesis Doctoral. Departamento de geología dinámica, geofísica y paleontología, Universidad de Barcelona, España.
75. Weichert, D. 1980. Estimation of earthquake recurrence parameters for unequal observations for different magnitudes. Bull. Seismo. So. Am., 70:1337-1346.
76. Wells, D. y Coppersmith, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. Bull. Seismo. So. Am., 84. No. 4:974-1002.
77. Wesnousky, S. G. 1994. The Gutenberg-Richter or characteristic earthquake distribution, which is it? Bull. Seismo. So. Am., 84(6):1940-1959.
78. Wiemer, S. y Wyss, M. 1997. Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times? J. Geophys. Res. B: Solid Earth, 102(B7):15115-15128.
79. Wiemer, S. y Wyss, M. 2002. Mapping spatial variability of the frequency-magnitude distribution of earthquakes. Advances in Geophysics, 45:259-302.
80. Yépez, S., Marchán, C. y Montilla, A. 2011. Distribución de la deformación de la falla El Pilar entre las poblaciones Cariaco – Casanay. IV jornadas nacionales de geomática. Caracas, Venezuela. Del 24 al 27 de octubre. Memorias.
81. Youngs, R. R. y Coppersmith, K. J. 1985. Implications of fault slip rates and earthquakes recurrence models to probabilistic seismic hazard estimates. Bull. Seismo. So. Am., 75:939-964.
82. Zúñiga, F. R. y Wyss, M. 2001. Most- and least-likely locations of large to great earthquakes along the Pacific Coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. Bull. Seismo. So. Am., 91(6):1717-1728.

83. Zúñiga, F. R., Suárez, G. y Figueroa, A. 2009. A seismotectonic regionalization of Mexico for engineering purposes. In process.

Hoja de Metadatos

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 1/6

Título	Determinación de Parámetros Sísmicos Asociados con la Amenaza Sísmica en la Región Nororiental de Venezuela
---------------	--

Autor(es)

Apellidos y Nombres	Código CVLAC / e-mail	
Valladares T., Rufino E. J.	CVLAC	18.896.494
	e-mail	ruffovalla@gmail.com

Palabras o frases claves:

Parámetros sísmicos “ <i>a</i> ” y “ <i>b</i> ”
Análisis de completitud
Amenaza sísmica
Parámetros de falla

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 2/6

Líneas y sublíneas de investigación:

Área	Subárea
Ciencias	Física

Resumen (abstract):

En estudios previos de actividad sísmica realizados en Venezuela, se estableció que la región nororiental del país posee un alto nivel de amenaza sísmica. Debido a esto, y a la constante actividad sísmica presente en la región, es importante estudiar y actualizar la caracterización del comportamiento sísmico en dicha región. Un paso para estudiar tal comportamiento es determinar los parámetros sísmicos “*a*” y “*b*” que describen la sismicidad. Estos valores son imprescindibles para calcular la amenaza sísmica en un determinado emplazamiento. Para determinar el valor de los parámetros en este estudio se usó los boletines del CSUDO desde 1995 hasta 2010, el Boletín Sismológico Nacional de FUNVISIS desde 1910 hasta 2010, datos de estaciones sismológicas pertenecientes al Seismic Research Centre of the West Indies (Trinidad y Tobago) publicados en el Boletín Sismológico Nacional, sismos relocalizados por Russo et al. (1992), y sismos no instrumentales descritos por Grases et al. (1999) y por Beauperthuy (2006); todos ocurridos entre los meridianos -66,3° a -60° y los paralelos 8° a 12°, donde los sistemas de fallas involucrados son San Sebastián-El Pilar-Los Bajos-El Soldado. Al unificar los diferentes boletines y/o fuentes, se obtuvieron un total de 9831 eventos. El criterio en la obtención del catálogo unificado fue considerar como principal aspecto el tiempo de ocurrencia. Antes de calcular los valores de “*a*” y “*b*”, se clasificaron los eventos sísmicos según su profundidad. Los eventos superficiales se identificaron de 0 a 30 km, los intermedios entre 30 y 70 km, y los profundos mayores a 70 km. El cálculo de “*a*” y “*b*” se realizó mediante tres métodos: regresión lineal, máxima verosimilitud y por análisis de completitud. Se pudo concluir que el análisis de completitud arrojó resultados más confiables en el estudio del catálogo unificado. Los valores de estos parámetros para sismos superficiales son: 6,19 y 1,33 para “*a*” y “*b*”, respectivamente. Para los intermedios, el valor de “*a*” es 5,22 y el de “*b*” es 1,14. Para los profundos, el valor de “*a*” es 5,77 y el de “*b*” es 1,30. El parámetro “*b*” indica que los niveles de esfuerzo, referente a toda la gama de profundidad estudiada, son predominantemente bajos. Por otro lado, para el análisis de amenaza sísmica en una determinada región, se debe conocer cuál(es) zona(s) sismotectónica(s) generará(n) el sismo con mayor contribución a dicha amenaza. Para ello es necesario estimar los parámetros de falla, los cuales están relacionados con la magnitud del evento sísmico. Estos parámetros se determinaron usando el terremoto de Cariaco del 9 de julio de 1997, ocurrido en el estado Sucre, con magnitud momento igual a 6,9 M_w . Los valores de los parámetros son: 36 km para la longitud de ruptura superficial L , 55 km para la longitud de ruptura subsuperficial L_s , 20 km para el ancho de ruptura W y 1,16 m para el desplazamiento promedio en superficie \bar{D} .

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 3/6

Contribuidores:

Apellidos y Nombres	ROL / Código CVLAC / e-mail	
Dr. Schmitz Michael	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input checked="" type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	84.322.184
	e-mail	mschmitz@funvisis.gob.ve
M. Sc. Montilla Américo	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input checked="" type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input type="checkbox"/>
	CVLAC	10.216.380
	e-mail	amontilla@udo.edu.ve
M. Sc. Alvarado Leonardo	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	7.924.530
	e-mail	lalvarado@funvisis.gob.ve
Dr. Jaimes Gerardo	ROL	CA <input type="checkbox"/> AS <input type="checkbox"/> TU <input type="checkbox"/> JU <input checked="" type="checkbox"/>
	CVLAC	6.431.212
	e-mail	gjajmes@fisica.ciens.ucv.ve

Fecha de discusión y aprobación:

Año Mes Día

2013	01	29
------	----	----

Lenguaje: SPA

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 4/6

Archivo(s):

Nombre de archivo	Tipo MIME
Tesis_Rufino_Valladares.docx	Aplicación/word

Alcance:

Espacial: Nacional

Temporal: X

Título o Grado asociado con el trabajo: Licenciatura en Física

Nivel Asociado con el Trabajo: Licenciatura

Área de Estudio: Física

Institución(es) que garantiza(n) el Título o grado: Universidad de Oriente

Hoja de Metadatos para Tesis y Trabajos de Ascenso – 5/6



UNIVERSIDAD DE ORIENTE
CONSEJO UNIVERSITARIO
RECTORADO

CU N° 0975

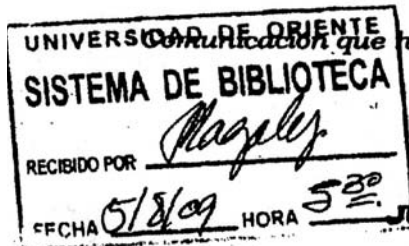
Cumaná, 04 AGO 2009

Ciudadano
Prof. JESÚS MARTÍNEZ YÉPEZ
Vicerrector Académico
Universidad de Oriente
Su Despacho

Estimado Profesor Martínez:

Cumplo en notificarle que el Consejo Universitario, en Reunión Ordinaria celebrada en Centro de Convenciones de Cantaura, los días 28 y 29 de julio de 2009, conoció el punto de agenda **"SOLICITUD DE AUTORIZACIÓN PARA PUBLICAR TODA LA PRODUCCIÓN INTELECTUAL DE LA UNIVERSIDAD DE ORIENTE EN EL REPOSITORIO INSTITUCIONAL DE LA UDO, SEGÚN VRAC N° 696/2009"**.

Leído el oficio SIBI – 139/2009 de fecha 09-07-2009, suscrita por el Dr. Abul K. Bashirullah, Director de Bibliotecas, este Cuerpo Colegiado decidió, por unanimidad, autorizar la publicación de toda la producción intelectual de la Universidad de Oriente en el Repositorio en cuestión.



Comunicación que hago a usted a los fines consiguientes.

Cordialmente,

JUAN A. BOLAÑOS CUNVELO
Secretario

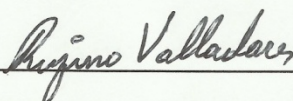


C.C: Rectora, Vicerrectora Administrativa, Decanos de los Núcleos, Coordinador General de Administración, Director de Personal, Dirección de Finanzas, Dirección de Presupuesto, Contraloría Interna, Consultoría Jurídica, Director de Bibliotecas, Dirección de Publicaciones, Dirección de Computación, Coordinación de Teleinformática, Coordinación General de Postgrado.

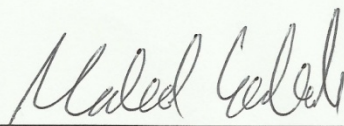
JABC/YGC/maruja

Hoja de Metadatos para tesis y trabajos de Ascenso – 6/6

Artículo 41 del REGLAMENTO DE TRABAJO DE PREGRADO (vigente a partir del II semestre 2009, según comunicación CU-034-2009): “Los trabajos de grados son de la exclusiva propiedad de la Universidad de Oriente, y solo podrán ser utilizados para otros fines con el consentimiento del Consejo de Núcleo respectivo, quien deberá participarlo previamente al Consejo Universitario, para su autorización”.



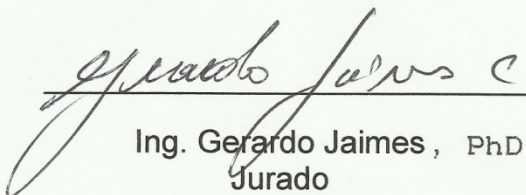
Br. Rufino Valladares



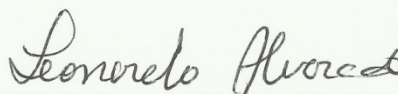
Dr. Michael Schmitz
Asesor Industrial



M. Sc. Américo Montilla
Asesor Académico



Ing. Gerardo Jaimes, PhD
Jurado



M. Sc. Leonardo Alvarado
Jurado

POR LA COMISIÓN DE TRABAJOS DE GRADO

