

**POTENCIAL SÍSMICO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN EN LOS LÍMITES DE
LA RIDGE OCEÁNICA DE CARNEGIE**

NATALIA MARÍA GÓMEZ MAZUERA



UNIVERSIDAD DEL VALLE

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA, INGENIERÍA CIVIL

SANTIAGO DE CALI, VALLE DEL CAUCA

2018

**POTENCIAL SÍSMICO DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN EN LOS LÍMITES DE
LA RIDGE OCEÁNICA DE CARNEGIE**

NATALIA MARÍA GÓMEZ MAZUERA

TRABAJO DE GRADO

DIRECTORA:

Ph.D LINA OSPINA OSTIOS

UNIVERSIDAD DEL VALLE

FACULTAD DE INGENIERÍA

ESCUELA DE INGENIERÍA CIVIL Y GEOMÁTICA, INGENIERÍA CIVIL

SANTIAGO DE CALI, VALLE DEL CAUCA

2018

*A mis padres: Luber Cleber Gómez (q.e.p.d) y María Cristina Mazuera;
y en general a mi familia.*

AGRADECIMIENTOS

Instituciones:

- A la Universidad del Valle, por el financiamiento a través del proyecto de Convocatoria Interna 2850; del cual hace parte el presente trabajo. A la Escuela de Ingeniería Civil y Geomática por todo el apoyo recibido durante mi proceso formativo.
- Al Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) por su contribución y asesoría durante esta investigación.
- Al Servicio Geológico Colombiano (SGC), particularmente a la Red Sismológica nacional de Colombia (RSNC) por facilitarme la información requerida para el desarrollo del presente trabajo.
- Al Observatorio sismológico del Quindío (OSQ) por su cordial acogida en las visitas realizadas.
- Al Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente (OSSO) por su colaboración y aporte para la realización de esta investigación.

Profesores y estudiantes:

- Mis más sinceros agradecimientos a la profesora Lina María Ospina Ostios por haberme brindado la oportunidad de hacer parte de esta investigación. Por el apoyo, incondicional, disponibilidad, y motivación incluso en los momentos más turbulentos durante el desarrollo del presente trabajo.
- Al profesor Elkin de Jesús Salcedo por transmitirme su conocimiento, disposición y acompañamiento en la ejecución de mi trabajo de grado.
- Al ingeniero Juan Carlos Zorrilla por su amabilidad y ayuda brindada.
- A mis compañeros Jhon Jairo Jaramillo Cobaleda y Marlon Ruiz Melo por compartir conmigo esta experiencia.

RESUMEN

Uno de los rasgos geológicos más interesantes observados en el océano son las ridges. La subducción de este tipo de cuerpos ha sido cuestionada (Kanamori, 1977; Gutscher et al, 1999; McGeary et al, 1985; Gerya et al, 2009; entre otros) debido al carácter asísmico acordado a las mismas, entre ellas la ridge de Carnegie.

Dos eventos sísmicos, según la localización epicentral reportada por la Red Sismológica Nacional Colombiana (RSNC), ocurridos el 29 de septiembre de 2012 en la Vega (Cauca) y el 9 de febrero de 2013 en Guitarrilla (Nariño), de magnitud importante (≥ 7.0) y con profundidades mayores a 100 Km, ponen en cuestionamiento las hipótesis relacionadas con el carácter asísmico del proceso de subducción de la ridge de Carnegie. En consideración con lo anterior, este trabajo se realizó con el fin de caracterizar la posible actividad sísmica asociada con la subducción de este relieve.

El primer paso de una caracterización, hace necesario conocer la información sísmica de la zona a estudiar. Para conocer dicha información, se revisaron las fuentes documentales históricas donde se hayan registrado eventos con epicentro en ella, lo cual arrojó en total 776. Posteriormente, para analizar dicha información, específicamente en el área de la prolongación de la ridge de Carnegie (localizada en la esquina suroccidental de Colombia), se elaboraron gráficos de localización epicentral e hipocentral según la profundidad, magnitud e intensidad estimada y también se determinaron las tasas de frecuencia para distintos rangos de magnitud. Adicionalmente, para conocer las características de los movimientos que se han generado en dicha área se crearon mapas de isosistas para eventos de profundidad entre 70 y 200 Km con intensidad mayor a 5 y se compilaron los mecanismos focales existentes con el objetivo de realizar la respectiva interpretación de estos. Finalmente, se relaciona la tectónica de la zona, con la sismicidad previamente analizada, para así determinar ¿Cuántos de estos eventos pueden ser asociados al proceso de subducción de este relieve?

A pesar del esfuerzo, el análisis de la información encontrada en el presente estudio, no permitió asociar de manera clara algún evento al proceso de subducción de la ridge de Carnegie.

ABSTRACT

One of the most interesting geological features observed in the ocean are the ridges. The subduction of these bodies has been questioned (Kanamori, 1977, Gutscher et al, 1999, McGeary et al, 1985, Gerya et al, 2009, among others) due to aseismic nature associated with them, including the ridge of Carnegie

Two seismic events, according to the epicentral location reported by the Colombian National Seismological Network (RSNC), occurred on September 29, 2012 in La Vega (Cauca) and February 9, 2013 in Guitarrilla (Nariño) with significant magnitude (≥ 7.0) and depth greater than 100 km, call into question the hypotheses related to the aseismic subduction of the Carnegie Ridge. In consideration of the above, this work was carried out to characterize the possible seismic activity associated with the subduction of this relief.

The first step of a characterization, demands to know the seismic information about the area to be studied. In order to know this information, the historical sources where events with an epicenter were recorded were reviewed, which resulted in a total of 776. Subsequently, to analyze such information, specifically in the area of the extension of the Carnegie Ridge (located in the southwestern corner of Colombia), graphs of epicentral and hypocentral location were elaborated according to the depth, magnitude and intensity. The rates of frequencies were determined for different magnitude ranges. Additionally, to know the characteristics of the movements that have been generated in this area, isosist maps were created for events between 70 and 200 km deep with intensity greater than 5 and the existing focal mechanisms were compiled in order to get the respective interpretation of them. Finally, the tectonic of the study area was related to the previously analyzed seismicity, which will allow us to determine how many of these events can be associated with the process of subduction of this relief?

In spite of the effort, the analysis of the information did not allow to us clearly associate any of events studied to the subduction of the Carnegie Ridge.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	5
TABLA DE CONTENIDO	7
INTRODUCCIÓN	12
1. GENERALIDADES	14
1.1. OBJETIVOS.....	14
1.1.1. Objetivo general	14
1.1.2. Objetivos específicos.....	14
1.2. FORMULACIÓN.....	14
1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	14
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	16
3. ANTECEDENTES.....	18
4. MARCO TEÓRICO	19
4.1. MARCO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL	20
4.1.1. Estructuras en la corteza continental	20
4.1.2. Zona de subducción	23
4.2. MARCO GEOTECTÓNICO DE LA RIDGE DE CARNEGIE	25
4.2.1. Localización.....	25
4.2.2. Actividad tectónica.....	25
4.3. SISMICIDAD HISTÓRICA.....	26
1.1.1. Relación de Gutenberg – Richter	27
1.1.2. Magnitud.....	27
1.1.3. Magnitud de completitud (Mc).....	28
1.1.4. Método de Stepp	28
4.3.1. Fuente sismogénica.....	29
4.3.2. Zonas de subducción.....	29
4.3.3. Tipos de subducción.....	30
4.3.4. Mecanismos focales	32

4.3.9. Método de interpolación de Kriging	33
5. METODOLOGÍA	34
6. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD HISTÓRICA.....	36
6.1. DESCRIPCIÓN DEL CATÁLOGO.....	36
6.2. LOCALIZACIÓN EPICENTRAL.....	37
6.3. HOMOGENEIZACIÓN DEL CATÁLOGO	38
6.3.1. Intensidad.....	39
6.3.2. Magnitud.....	41
6.4. COMPLETITUD DEL CATÁLOGO.....	44
6.5. CLASIFICACIÓN POR PROFUNDIDAD	50
6.6. MAPAS DE ISOSISTAS.....	52
6.7. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES	57
6.7.1. Asociación a fuentes sismogénicas	57
7. CONCLUSIONES Y LIMITACIONES	60
8. BIBLIOGRAFÍA	63
ANEXOS.....	68

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ambiente geodinámico de la esquina noroccidental de Sur América. Convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Suramericana. Localización de las ridges en la margen Occidental de Sudamérica. Mapa elaborado con GeoMapApp.....	13
Figura 2. Localización del área de estudio (recuadro rojo). En esta figura se pueden apreciar las ridges de Carnegie y Cocos. Mapa elaborado con GeoMapApp. La línea punteada muestra la prolongación de la ridge de Carnegie más allá de la Fosa.	15
Figura 3. Mapa de fallas y pliegues cuaternarios en la zona de estudio. Localización de los volcanes activos en la zona de estudio. Trazas tomadas de Paris et al. (2000). Mapa elaborado con Surfer ©.	23
Figura 4. Sección central del segmento Sur. Localización del vulcanismo activo (triángulo verde). Imagen tomada de INGEOMINAS, 2005.	25
Figura 5. Vista 3D del modelo de subducción propuesto para la ridge de Carnegie. Se observa las dos rasgaduras de la placa, al sur la fractura de Grijalva y al norte a lo largo del Rift Fósil de Malpelo. Tomado de Gutscher et al. (1999).	26
Figura 6. Proceso de convergencia entre la placa Nazca y Suramericana. Obsérvese plano de Wadati – Benioff. Distribución idealizada de los focos sísmicos de acuerdo a su profundidad. Modificado de Tarbuck y Lutgens (2005).30	
Figura 7. Tipos de subducción a lo largo del margen Occidental de Suramérica y ubicación de las ridges oceánicas. Tomado de Martinod et al., 2010.....	31
Figura 8. Interpretación de los ángulos para determinar un plano de falla de acuerdo a sus respectivas definiciones. Modificado de Buforn, 1994.....	32
Figura 9. Interpretación del movimiento de la falla de acuerdo con el mecanismo focal obtenido. Tomado de Instituto de Geociencias de la Universidad complutense. (s.f).	33
Figura 10. Sismicidad histórica de la zona de estudio en intervalos de 10 años. Nótese la escasez de eventos registrados entre el siglo XVI y principios del siglo XIX.	36
Figura 11. Localización epicentral de los eventos históricos de la zona de estudio. Mapa elaborado con Surfer ©.	38
Figura 12. Localización epicentral de los eventos históricos de la zona de estudio clasificados por intensidad máxima en la escala EMS98. Mapa elaborado con Surfer ©.	40
Figura 13. Comparación de diferentes magnitudes con la magnitud momento. Tomada de Heaton, Tajima y Mori, 1986.	43

Figura 14. Localización epicentral (A) e hipocentral (B) de los eventos históricos de la zona de estudio clasificados por magnitud en la escala Mw. Mapa elaborado con Surfer ©.	44
Figura 15. Distribución de sismos en el periodo de estudio por rango de magnitud.	45
Figura 16. Cantidad de sismos según Mw en el periodo 1560-1999. A. Mw 4.4-4.6 B. Mw 4.7-4.9. C. Mw 5.0-5.2. D. Mw 5.3-5.5. La m representa la pendiente del ajuste lineal para cada caso.	46
Figura 17. Cantidad de sismos en el rango Mw 5.0 – 5.2 en el periodo 1560-1999. La m representa la pendiente del ajuste lineal en cada caso.	47
Figura 18. Desviación estándar de la tasa de frecuencia de los eventos del catálogo en todo el periodo de estudio para cada rango de magnitud.	48
Figura 19. Relación de Gutenberg-Richter para el catálogo de la zona de estudio en el periodo 1566-1999. Se presenta la ecuación obtenida del ajuste lineal.	49
Figura 20. Número de eventos por clase de profundidad y eventos sin dato.	50
Figura 21. Mapa de los eventos de la zona de estudio clasificados por profundidad. A) Mapa epicentral. B) Mapa hipocentral. Mapa elaborado con Surfer ©.	51
Figura 22. Mapa de isosistas del sismo ocurrido el 7 de junio de 1925. Escala de intensidad EMS98. Localización epicentral CERESIS (estrella roja).	56

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Población concentrada por departamento. Tomado DANE (2005).	14
Tabla 2. Principales características de los dos tipos de subducción. Tomado de INGEOMINAS, 2005.	24
Tabla 3. Conversión de las escalas de intensidad más reconocidas a EMS-98. Tomada de Musson, Grünthal, y Stucchi (2010).	39
Tabla 4. Datos existentes en el catálogo para pasar de una magnitud a Mw.	41
Tabla 5. Eventos de $M_w \geq 8.0$ de la zona de subducción de Chile.	42
Tabla 6. Análisis de completitud del catálogo.	48
Tabla 7. Sismos de profundidad intermedia dentro del área de prolongación de la ridge de Carnegie.	52
Tabla 8. Parámetros generales del evento al cual se realizó el mapa de isosistas.	53
Tabla 9. Efectos del sismo 07 de junio de 1925. Tomado de SGC (2017).	53
Tabla 10. Sismos con $M_w \geq 5.0$ con solución del mecanismo focal en la zona de estudio.	58

INTRODUCCIÓN

De acuerdo con la teoría de la tectónica de placas, la Litosfera se divide en un conjunto de placas que se encuentran en continuo desplazamiento y en cuyos bordes se evidencian los principales procesos de interacciones entre estas. Se puede establecer tres tipos de bordes asociados al movimiento que se presenta: convergente, divergente o de falla transformante (Tarbuck y Lutgens, 2005).

En la margen Noroccidental de Suramérica, el proceso de convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Suramericana se evidencia a lo largo de la fosa Colombo-Ecuatoriana y la fosa de Perú-Chile, mostrando la zona de subducción. Este proceso se caracteriza por ser una fuente activa que ha dado lugar a eventos sísmicos de gran magnitud e intensidad. Entre los eventos más importantes podemos destacar: Terremoto de Valdivia (Chile) 1960; Terremoto de Esmeraldas (Ecuador) 1906; y Terremoto de Tumaco (Colombia) 1979.

Adicionalmente, en este margen se encuentran las ridges, mencionadas de sur a norte: Juan Fernández, Iquique, Nazca y Carnegie (Figura 1). Esta última constituye el enfoque de estudio. En Chung y Kanamori (1978 y referencias allí citadas) se sugiere que el fenómeno de la subducción y la geometría de los límites de placas están influenciados por la subducción de estos cuerpos.

Hasta el presente, la subducción de la ridge de Carnegie no ha sido considerada como una posible fuente sismogénica, debido a que se ha interpretado como una subducción plana y por consiguiente se explica la ausencia de sismicidad relacionada a esta. Sin embargo, dicha interpretación esta constreñida por un único evento de $M_b=6.0$ a 120 km de profundidad (Gutscher et al., 1999).

Es por tal razón que la información obtenida con el desarrollo del presente trabajo es fundamental para contribuir a la evaluación del potencial sísmico de la subducción de la placa Nazca en Colombia, especialmente en la esquina suroccidental del país, que entre otros aspectos busca aclarar el buzamiento de la subducción de la ridge de Carnegie.

El presente trabajo hace parte del proyecto de investigación de convocatoria interna de la Universidad del Valle: *“Caracterización sismotectónica de la fuente sísmica intermedia asociada con la subducción de la dorsal oceánica de Carnegie”*.

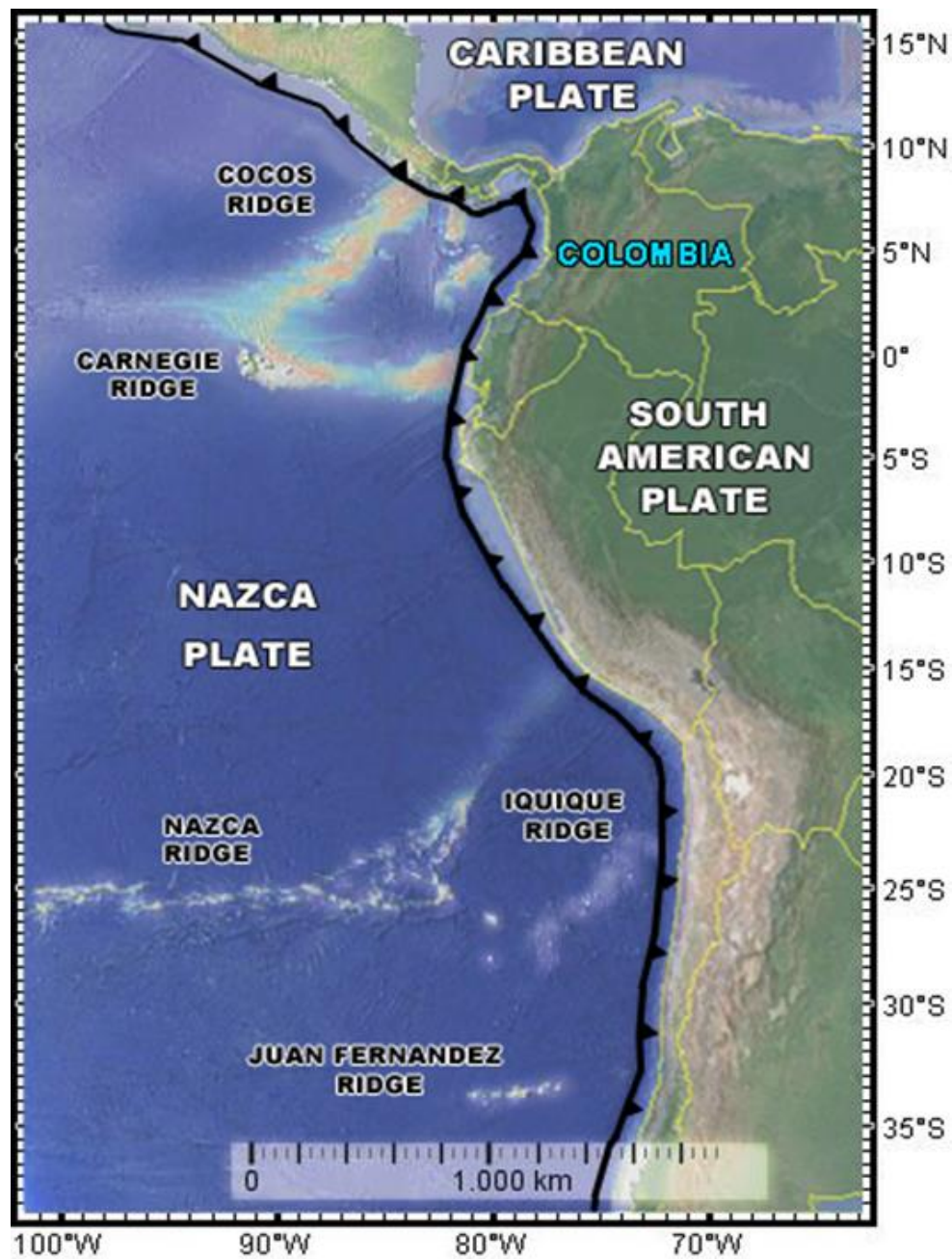


Figura 1. Ambiente geodinámico de la esquina noroccidental de Sur América. Convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Suramericana. Localización de las ridges en la margen Occidental de Sudamérica. Mapa elaborado con GeoMapApp.

1. GENERALIDADES

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Caracterizar la incidencia geotectónica de la ridge de Carnegie en la subducción de la placa Nazca en el suroccidente Colombiano.

1.1.2. Objetivos específicos

- Evaluar la sismicidad histórica e instrumental de la zona de estudio.
- Identificar las fuentes sismogénicas presentes en la zona de estudio.

1.2. FORMULACIÓN

¿Cómo incide la geotectónica de la dorsal de Carnegie en la sismicidad del Sur Occidente Colombiano?

1.3. LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se sitúa en la esquina suroccidental de Colombia, entre las latitudes 1°N a 4°N y las longitudes 80°W a 76.5°W (Figura 2). Comprende gran parte de los departamentos de Cauca, Nariño y una parte del Valle del Cauca.

En la Tabla 1 se presentan los datos correspondientes a la población concentrada por departamento, reportados por el Departamento Administrativo Nacional de Estadística de Colombia (DANE) en el Censo 2005.

Tabla 1. Población concentrada por departamento. Tomado DANE (2005).

Departamento	Población
Valle del Cauca	4.161.425
Cauca	1.268.937
Nariño	1.541.956

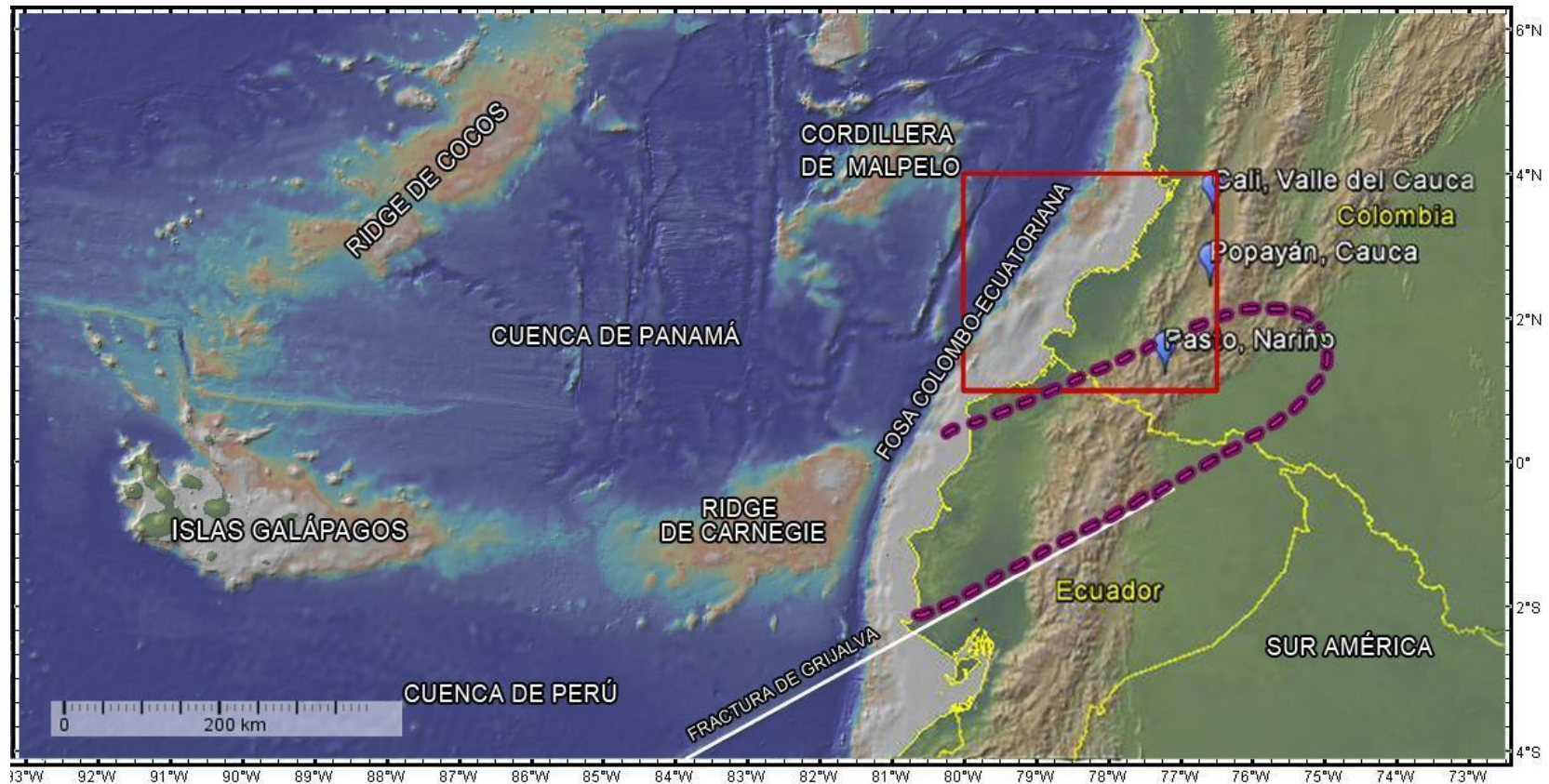


Figura 2. Localización del área de estudio (recuadro rojo). En esta figura se pueden apreciar las ridges de Carnegie y Cocos. Mapa elaborado con GeoMapApp. La línea punteada muestra la prolongación de la ridge de Carnegie más allá de la Fosa.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El estudio de posibles fuentes sismogénicas se caracteriza por ser uno de los pasos más significativos para la reevaluación de la amenaza sísmica, principalmente en regiones que por su ubicación geográfica se encuentran fuertemente influenciadas por la geodinámica interna de la Tierra, tal y como es el caso de Colombia.

Este país se caracteriza por estar situado en el límite de tres placas tectónicas mayores: la placa Suramericana, la placa de Nazca y la placa Caribe (Figura 1), las cuales son responsables de las deformaciones en la corteza continental, la actividad volcánica, y la intensa actividad sísmica en todo el territorio (Modificado de Taboada, Dimaté, & Fuenzalida, 1998).

Particularmente, la esquina suroccidental colombiana, de acuerdo con el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia es una región catalogada como zona de amenaza sísmica alta (AIS, 2009), dónde a pesar de ello, se concentran siete millones de personas en promedio actualmente (DANE, 2005). En caso de que ocurra un terremoto de magnitud importante que cause un desastre, según datos del Banco de la República de Colombia, las pérdidas podrían representar un poco menos de la séptima parte del PIB nacional (Potes, Moreno & Burbano, 2013).

Santiago de Cali, la ciudad más importante del suroccidente colombiano, en el 2005 se acogió al estudio de microzonificación sísmica, para el cual el Reglamento Colombiano de Norma Sismo Resistente (AIS, 2010) plantea en su numeral A.2.9.3, entre otros aspectos, que se deben identificar las fuentes sismogénicas activas para la zona de estudio que puedan producir sismos fuertes y representen un riesgo para ésta.

En estudio tales como la Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali (MZSC) y el Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 2009), la ridge de Carnegie no fue considerada como una posible fuente sísmica activa. Una razón poderosa para ello, es el carácter asísmico que tradicionalmente se ha asociado a este tipo de relieves (Kanamori, 1977; Gutscher et al, 1999; McGeary et al, 1985; Gerya et al, 2009, modificado de Ospina, Salcedo y Cruz, en curso).

Particularmente, para la ridge de Carnegie se han determinado gaps sísmicos¹ a profundidades intermedias (70 km – 200 km), que han sido documentados por Gutscher et al. (1999), para la prolongación de la misma desde la fosa hacia el continente. A pesar de lo anteriormente expuesto, la localización epicentral reportada por la Red Sismológica Nacional Colombiana (RSNC) para los eventos ocurridos en el 2012 en la Vega (Cauca) y 2013 en Guaitarilla (Nariño), de magnitudes importantes ($M_w \geq 7.0$) y de profundidades de 150 km y 160 km respectivamente, sugieren una posible asociación con esta fuente, cuestionando la hipótesis del gap sísmico para la subducción de este relieve (Ospina, Salcedo y Cruz, en curso).

Partiendo del supuesto anterior, es un propósito del presente trabajo comprender la naturaleza de la subducción de la ridge de Carnegie, que en un futuro cercano permitirá establecer si la misma debe considerarse o no como una fuente sísmica peligrosa para la región del suroccidente colombiano.

¹ Región geográfica donde históricamente han ocurrido sismos destructores, donde no han vuelto a ocurrir sismos de magnitudes similares y muestran un nivel de actividad sísmica por debajo de lo normal en las últimas decenas o centenas de años (Servicio Geológico Colombiano, 2017).

3. ANTECEDENTES

- **Referencia:** Gutscher et al. 1999. Tectonic segmentation of the North Andean: impact of the Carnegie Ridge collision.

Resumen: Se realizó una investigación acerca de la influencia de la colisión de la ridge de Carnegie. Como resultados de dicha investigación se propone que Carnegie continúa su prolongación una distancia por lo menos de 110 a 500 km más allá de la fosa Colombo-Ecuatoriana. Además, se establece que la migración hacia el sur ocasiona la modificación de la morfología costera, la cual se evidencia en el levantamiento en la Cordillera Costera en Ecuador y el hundimiento del bloque costero Colombiano.

- **Referencia:** Gerya et al. 2009. Dynamic effects of aseismic ridge subduction: numerical modelling.

Resumen: Este estudio se enfoca principalmente en determinar el impacto de una ridge asísmica de tamaño moderado (200 km -18 km) a partir de una serie de experimentos que tiene como base el modelo termomecánico 2D. Los experimentos numéricos que modelan la subducción de una ridge asísmica de tamaño moderado sugieren que este proceso no da lugar a cambios importantes de la dinámica de la placa. Otro resultado importante está asociado con la relación entre la disminución de la producción de magma y la subducción plana. Dicha relación establece que un mecanismo no depende directamente del otro; sin embargo están relacionados en cuanto a que el aplanamiento de las placas impide la creación de cuñas de Manto caliente sobre éstas. Esta ausencia explica la falta de actividad volcánica en zonas de subducción de bajo ángulo.

- **Referencia:** Martinod et al. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes.

Resumen: En este documento se realizó un análisis de la subducción de segmentos horizontales bajo América del Sur. Argumentan que la presencia de dichos segmentos pueden explicar la disminución de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur desde el Mioceno Tardío y se propone que afectaron perceptiblemente la dinámica de los Andes y la cinemática de la placa en el Paleógeno. Además, la subducción horizontal

incrementa la fricción entre placas y favorece el acortamiento continental, que a su vez eleva la cordillera.

- **Referencia:** Martinod et al. 2013. Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling.

Resumen: El estudio muestra una serie de modelos análogos que permiten simular la subducción de una ridge flotante orientada perpendicular u oblicuamente con respecto a la fosa, por debajo de una placa superior que avanza. Dicho modelo tiene como objetivo analizar la geometría tridimensional de la placa subductante², la deformación y la topografía de la placa subducida. Los modelos análogos confirman que los relieves batimétricos de la Litosfera subducida pueden afectar tanto la dinámica y la geometría de la placa subducida como la deformación de la placa subductante. Además, sugieren que la subducción de una ridge produce un aplanamiento en la placa que posiblemente da lugar a la aparición de segmentos horizontales bajo esta.

4. MARCO TEÓRICO

Con el fin de contextualizar al lector, el presente capítulo está estructurado en dos partes: Marco geológico estructural y Marco conceptual. En la primera se

² En el presente documento se define placa subductante como la placa inferior que se desliza hacia el Manto y placa subducida a la placa superior.

presenta el ambiente geológico de la zona de estudio y en la segunda se describen los términos utilizados en el desarrollo del trabajo.

4.1. MARCO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL

Teniendo en cuenta el estudio realizado por INGEOMINAS (2005), se encuentran dos tipos de fuentes sismogénicas reconocidas para la zona de estudio: estructuras en la corteza continental y el proceso de subducción.

4.1.1. Estructuras en la corteza continental

- **Fallas corticales**

La información recopilada sobre las fuentes a nivel cortical utilizadas corresponde a la caracterización de las fallas cuaternarias realizada por Paris et al. (2000) cuyos trazos pueden observarse dentro de la zona de estudio (Figura 3).

- **Sistema de Fallas de Romeral (SFR):** Es un conjunto de fallas paralelas y subparalelas. Este sistema tiene rumbo NS, aunque algunas de las fallas que lo conforman tienen dirección NNE al suroccidente y NNW al noroccidente de Colombia. En términos regionales, el SFR corresponde a una zona de falla que separa dos ambientes geológicos, al Occidente la presencia de materiales oceánicos, densos y de mayor velocidad; y al Oriente por materiales continentales, de menor densidad y velocidad (Modificado de París & Romero, 1994). Se han atribuido varios sismos destructores al SFR, aun cuando las tasas de actividad de los segmentos activos y potencialmente activos oscilan entre moderada y baja. (Taboada, Dimaté, & Fuenzalida, 1998).

Dentro de la zona de estudio se encuentran presentes las siguientes fallas del SFR:

- **Falla Rosas-Julumito:** Falla localizada a unos 5 km al oeste de la ciudad de Popayán. Se caracteriza por ser una de las secciones más cortas del sistema con una longitud cerca de 43 km, de los cuales se evidencia actividad en tan solo 17 km de esta (Modificado de Paris et al., 2000). Es una falla de movimiento inverso dextral, con rumbo promedio $N 26.9^{\circ}E \pm 7^{\circ}$ y ángulo de inclinación de moderado a alto hacia el oeste aproximadamente. Presenta una tasa de movimiento de 0.2 a 1 mm/año.

A esta falla se le atribuye el sismo del 31 de marzo de 1983 en la ciudad de Popayán, de magnitud de 5.5 mb. Este evento causó la destrucción parcial de dicha ciudad, dejó un saldo de 300 muertos y más de 10.000 damnificados y sus efectos generaron pérdidas económicas considerables en toda la región, las cuales de acuerdo con las cifras del Banco Interamericano de Desarrollo (BID), se calcula que llegaron a 378 millones de dólares (0,98% del PIB de ese año) (Modificado de Semana Sostenible, 2017).

- **Falla de Buesaco:** Es una falla localizada en el departamento de Nariño, cerca al volcán Galeras. Tiene una longitud de 29 km y tasa de movimiento entre 1 a 5 mm/año. El último sismo fuerte que se produjo en la falla ocurrió el 4 de marzo de 1995 con magnitud $M_c = 5.1$. Este evento ha indicado que la falla presenta movimiento normal-dextral con rumbo N $53^\circ E$ e inclinación de $73^\circ W$.

- **Sistema de Fallas Frontal Oriental:**

- **Falla de Sibundoy:** Falla localizada al este de la ciudad de Pasto, donde la Cordillera se divide en la Cordillera Este y Central. Está tiene una longitud de 57.9 km, con rumbo N $44.5^\circ E \pm 9^\circ$ aproximadamente, de inclinación promedio vertical y sentido de movimiento dextral. Se le atribuye el sismo registrado el 20 de enero de 1834, evento que de acuerdo con el Servicio Geológico Colombiano (SGC) es reportado como uno de los más grandes terremotos históricos en Colombia con una magnitud $M_w = 6.7$.

- **Sistema de Fallas Dagua-Calima:** Es un sistema de fallas que cuenta con una longitud de 121.8 km con rumbo N $18.8^\circ E \pm 20^\circ$ e inclinación promedio de $70^\circ E-SE$. Presenta sentido de movimiento normal con una tasa menor a 0.2 mm/año.
- **Falla el Tambor:** Falla localizada al oeste de la Cordillera Occidental, donde se extiende por 117.5 km con rumbo promedio N $26.1^\circ E \pm 9^\circ$. A pesar de que de esta falla no se posee mucha información conocida, se dice que probablemente presenta ángulos de inclinación altos y tasa de movimiento menor a 0.2 mm/año.
- **Falla Naya-Micay:** Falla paralela a la costa suroeste del Pacífico de Colombia que recorre los departamentos de Cauca y Valle del Cauca. Presenta una longitud de 58,2 km, rumbo promedio N $34.1^\circ E \pm 12^\circ$ e

inclinación desconocida. La falla desplaza rocas sedimentarias marinas y no marinas del Plioceno y además se caracteriza por controlar el drenaje del Río Guapi.

- **Falla Remolino-El Charco:** Falla paralela a la costa, donde se extiende a través de las tierras bajas y las llanuras costeras del Pacífico de Colombia, al este de la ciudad de Tumaco. Abarca 148,7 km, con rumbo aproximado N $46.4^{\circ} \pm 6^{\circ}$ E y probablemente inclinación vertical.

Se caracteriza por desplazar sedimentos del abanico aluvial de los ríos Patía, Mira y Telembí y de algunas terrazas marinas del Pleistoceno. Esta falla sugiere ser una continuación de la falla Naya-Micay hacia el sur.

- **Falla Piedrancha:** Falla de 79.5 km de longitud, rumbo promedio N 33.8° E $\pm 14^{\circ}$ y probable inclinación hacia el este o vertical. Se encuentra localizada al suroeste de Colombia, en la vertiente occidental de la Cordillera Occidental y al oeste de la ciudad de Pasto y se cree que la falla se extiende hacia el sur en la República del Ecuador.

Esta falla se caracteriza por poner las rocas oceánicas del Cretácico en el oeste contra las rocas volcánicas del Cenozoico en el este.

● **Cinturón volcánico de los Andes del Norte**

Asociado con la subducción de la placa Nazca, Colombia presenta un arco volcánico activo, que hace parte de la zona Norte del cinturón volcánico de los Andes, segmentado en varios sectores a lo largo de la Cordillera Central: el sector del Parque Natural de los Nevados, entre 4,50N y 5,50N (e.g. Volcán Nevado del Ruiz), el sector central (Nevado del Huila, Grupo volcánico Puracé-Doña Juana), y el sector sur (Grupo volcánico Galeras-Cerro Negro).

A pesar de considerarse un arco volcánico activo, sólo el 8% de los eventos sísmicos en el país se pueden estimar de origen volcánico (Modificado de Ramírez, 1975).

En la zona de estudio se encuentran los volcanes activos en estado de reposo Azufral, Doña Juana y Cumbal; y activo en estado eruptivo el volcán Galeras (Figura 3).

En el siguiente mapa se observa la localización de las fallas y volcanes mencionados anteriormente.

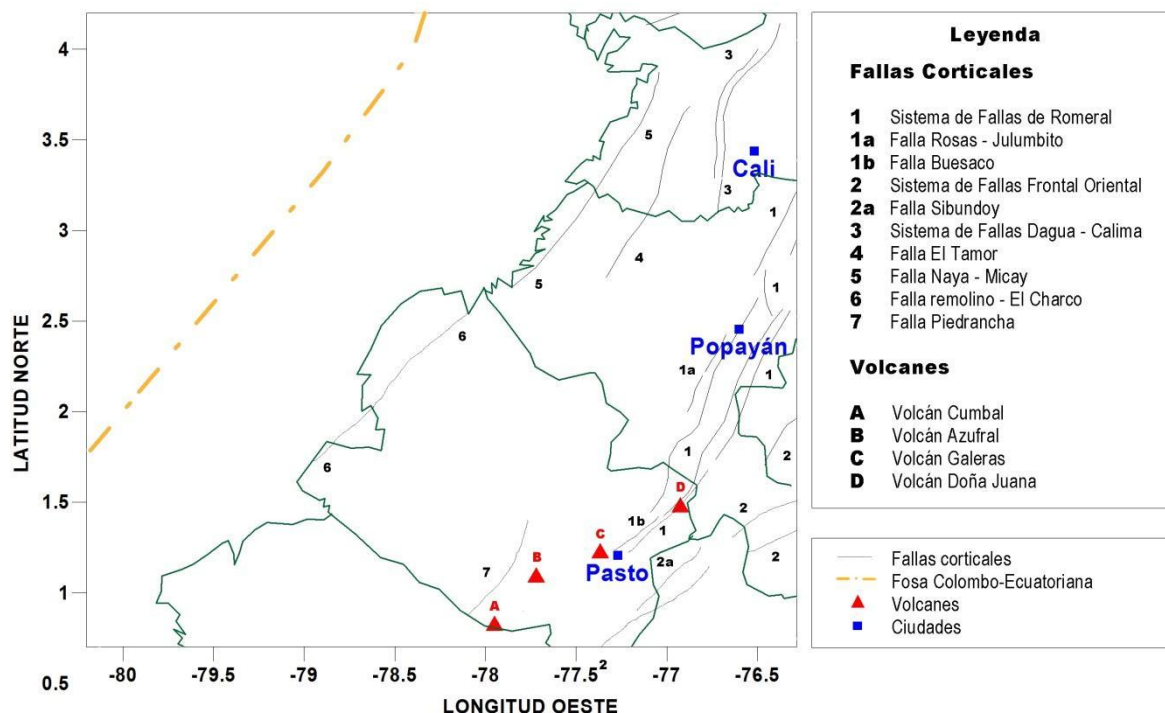


Figura 3. Mapa de fallas y pliegues cuaternarios en la zona de estudio. Localización de los volcanes activos en la zona de estudio. Trazas tomadas de Paris et al. (2000). Mapa elaborado con Surfer ©.

4.1.2. Zona de subducción

En el presente trabajo se tendrán en cuenta los resultados obtenidos por la Microzonificación Sísmica de Cali (MZSC) para la descripción de la zona de subducción en la zona de estudio.

El resultado de la convergencia entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental Suramericana se evidencia en la zona de subducción Colombo-Ecuatoriana (ver Figura 1).

En Uyeda y Kanamori (1979) se sugiere dos diferentes tipos de subducción: tipo Chile y tipo Marianas. Con base en las características propias de cada tipo (Tabla 1), se ha determinado que el proceso de subducción en Colombia es del tipo Chile. A pesar que el proceso de subducción presenta las características generales, se han encontrado diferencias significativas a lo largo de este (Pennington, 1981; Monsalve, 1998).

Tabla 2. Principales características de los dos tipos de subducción. Tomado de INGEOMINAS, 2005.

	CHILE	MARIANAS
Buzamiento	Bajo	Alto
Acoplamiento	Alto	Bajo
Profundidad fosa	Poco profunda	Muy profunda
Presencia cuenca tras-arco	Rara por mayor compresión	Común, menor compresión
Presencia de <i>outer rise</i>	La forma y tamaño depende de los esfuerzos compresivos	No se presenta
Tipo vulcanismo	Andesítico	Basáltico
Edad placa que subduce	Placas jóvenes de baja densidad	Placas antiguas, por tanto densas y rígidas
Línea costa	Alta tasa levantamiento cenozoico	Baja tasa levantamiento
Magnitud sismos	$M_w > 8.7$	$M_w < 8.7$

En la MZSC se definen tres diferentes segmentos para caracterizar la zona de subducción bajo el occidente colombiano: Norte, Centro y Sur (ver Figura 12 en el Informe N° 1-6 de la MSCZ). La zona de estudio corresponde con el segmento Sur.

El segmento Sur se localiza frente a las costas del Océano Pacífico en los departamentos del Valle del Cauca, Cauca, Nariño. En la Figura 4 se muestra un perfil topográfico de la parte central de dicho segmento. En el perfil, se observan dos secciones: en la primera, la placa presenta una geometría horizontal a lo largo de los primeros 100 km y en la segunda, la placa Nazca continúa su descenso con 30° de inclinación (Modificado de INGEOMINAS, 2005)

Adicionalmente, se presenta el vulcanismo activo, el cual se encuentra ubicado a 300 - 350 km desde la fosa aproximadamente (Modificado de INGEOMINAS, 2005).

Particularmente, al segmento Sur se le atribuyen importantes sismos frente a las costas del Pacífico entre Ecuador y Colombia como los de 1906 (8.9 Mw), 1958 (7.8 Mw), 1942 (5.8 Ms), 1979(8.1 Mw) (Kelleher, 1972; Ruff and Kanamori, 1980; Kanamori and McNally, 1982, en Salcedo, E., y Pérez J.L., 2016).

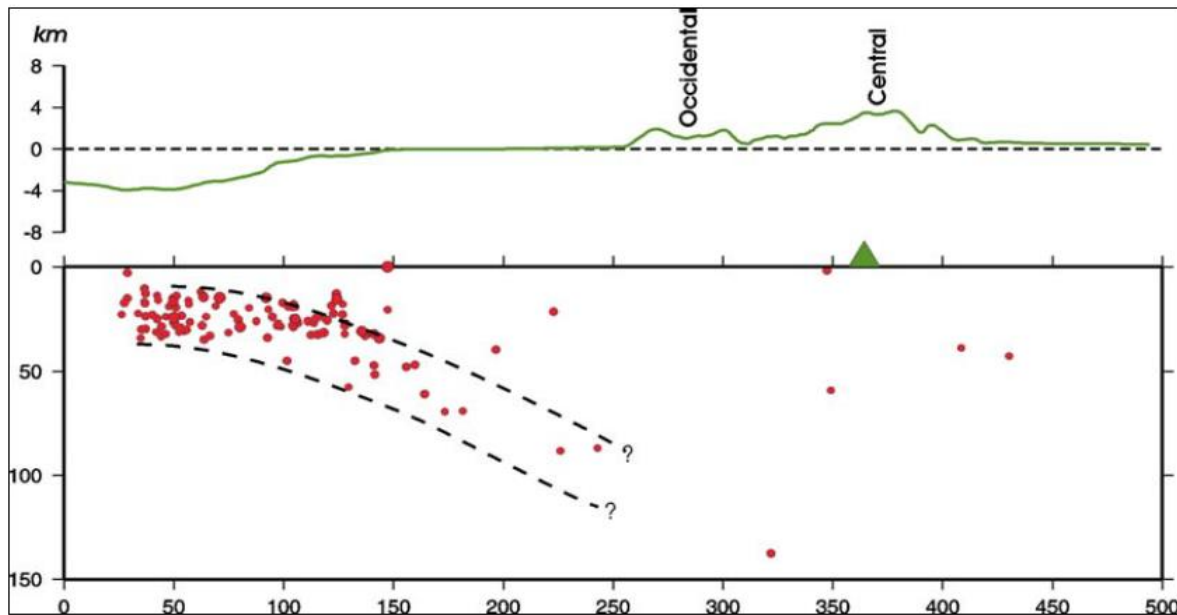


Figura 4. Sección central del segmento Sur. Localización del vulcanismo activo (triángulo verde). Imagen tomada de INGEOMINAS, 2005.

4.2. MARCO GEOTECTÓNICO DE LA RIDGE DE CARNEGIE

4.2.1. Localización

La ridge de Carnegie es una cordillera submarina localizada entre las latitudes $0^{\circ}00'$ y $2^{\circ}30' S$ en el Océano Pacífico con orientación Este - Oeste, constituye el límite entre las cuencas oceánicas de Panamá y Perú y se extiende aproximadamente 300 kilómetros de ancho y alcanza 2 km de alto. Su formación es atribuida a la interacción entre la placa Nazca con el punto caliente de Galápagos (ver Figura 2).

4.2.2. Actividad tectónica

La ridge de Carnegie entra en la zona de subducción entre $1^{\circ}N$ y $2^{\circ}S$. La edad del inicio de la subducción de la ridge de Carnegie, para la cual se establece que ha estado subduciendo desde hace 4 - 5 millones de años (Ma) aproximadamente, ha sido de primordial importancia para comprender la tectónica, la evolución sedimentaria y magmática del sistema de arco-fosa de Ecuador y del suroccidente de Colombia, (Modificado de Collot et al., 2008).

El modelo que se propone en Gutscher et al. (1999) para la subducción de la ridge de Carnegie está limitado por dos fracturas, al sur por la fractura de Grijalva y al norte coincide aproximadamente a lo largo del rift fósil de Malpelo (Figura 5) y se extiende por lo menos de 110 Km y probablemente hasta 500 km en dirección

NNE más allá de la fosa (ver Figura 2). En ese sentido, se concluye que la ridge de Carnegie se encuentra entre dos segmentos inclinados (steep slab) y para ella se ha interpretado una subducción sub horizontal (flat slab) justificado con la ausencia de sismicidad a profundidad intermedia. Sin embargo, dicha interpretación esta constreñida por un único evento de $M_b=6.0$ a 120 km de profundidad (Gutscher et al., 1999).

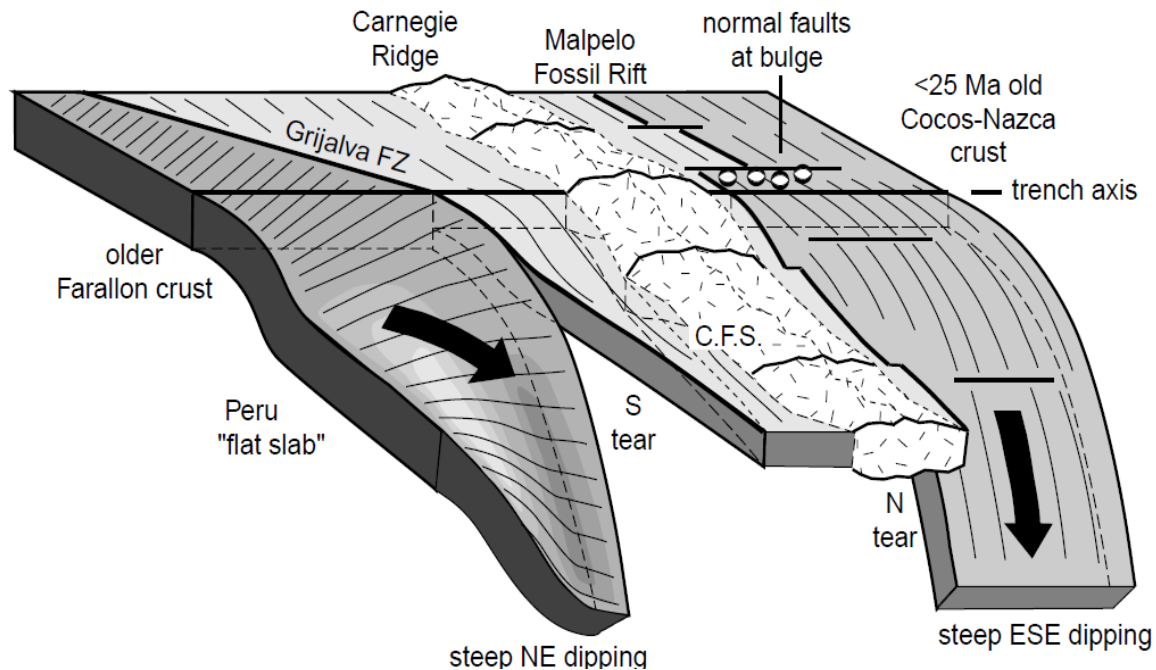


Figura 5. Vista 3D del modelo de subducción propuesto para la ridge de Carnegie. Se observa las dos rasgaduras de la placa, al sur la fractura de Grijalva y al norte a lo largo del Rift Fósil de Malpelo. Tomado de Gutscher et al. (1999).

4.3. SISMICIDAD HISTÓRICA

La sismicidad histórica hace referencia al estudio de los eventos pasados usando métodos macrosísmicos, es decir, no instrumentales, con el fin de contribuir al conocimiento de la sismicidad (Modificado de Espinosa, 2012). Teniendo en cuenta lo anterior, la determinación de los parámetros sísmicos (epicentro, profundidad, magnitud, etc.) a partir de métodos macrosísmicos tiene como base el uso de la intensidad.

La intensidad se define como una medida o clasificación de la fuerza de un sismo, en términos de los efectos observados (Musson, Grünthal, & Stucchi 2010). A través de la historia, esta medida se ha evaluado mediante el uso de diferentes escalas. Dentro de las escalas más conocidas se encuentra: Escala Mercalli

Modificada, 1956 (MMI56); Escala de Medvedev, Sponheuer and Karnik, 1964 (MSK) y Escala Macrosísmica Europea, 1998 (EMS98). Tradicionalmente, las escalas de intensidad han utilizado los números romanos para representar la intensidad; sin embargo, actualmente la mayoría de los sismólogos encuentran los números arábigos más fáciles (Modificado de Musson, 2012).

Cabe destacar, que debido a la naturaleza de este tipo de información es importante comprender el alto grado de incertidumbre asociado a los datos existentes. No obstante, el estudio de la sismicidad histórica es de alta utilidad para desarrollar investigaciones orientadas a la evaluación de la amenaza y riesgo sísmico de una zona de interés.

1.1.1. Relación de Gutenberg – Richter

La actividad sísmica de una región se puede estimar con la relación frecuencia-magnitud (RFM) postulada por Gutenberg – Richter (1954), donde como su nombre lo dice se relaciona linealmente la frecuencia de ocurrencia y la magnitud de los sismos mediante las constantes a y b . Esta relación se ha expresado comúnmente como:

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

Donde N es el número de eventos con magnitud mayor o igual que M , M es la magnitud y, a y b son constantes.

1.1.2. Magnitud

La magnitud es la cuantificación de la fuerza de un sismo en términos de la cantidad de energía liberada por el mismo y se expresa en números enteros y decimales (e.g. 6.8) (Modificado de California Geological Survey, 2002). Para expresar este parámetro se han desarrollado diferentes escalas. Entre las más conocidas tenemos: magnitud local (M_L), magnitud de ondas de cuerpo (m_b), magnitud de ondas superficiales (M_S) y magnitud de momento (M_W). El presente estudio se concentra principalmente en las últimas dos escalas mencionadas anteriormente.

La magnitud M_S mide la amplitud de la mayor onda superficial con un período cercano a los 20 segundos (Tarbuck y Lutgens, 2005). Se considera que esta provee una buena medida para sismos con focos superficiales de tamaño moderado (<8.0), por lo tanto no es apropiada para sismos intermedios o profundos (Modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005). Para su estimación se utiliza la siguiente expresión:

$$M_s = \text{Log} \left(\frac{A}{T} \right)_{max} + 1.66 \text{Log} \Delta + 3.3 \quad \textbf{(Ecuación 2)}$$

Donde A es la amplitud en micrómetros, T es el periodo en segundos, Δ es la distancia a la estación en grados.

Por otro lado, la magnitud Mw se caracteriza por lo siguiente: (1) es la única escala de magnitud que realiza una estimación adecuada del tamaño de los terremotos muy grandes; (2) es una medida que puede derivarse matemáticamente a partir del tamaño de la superficie de ruptura y la cantidad de desplazamiento; y (3) puede verificarse mediante dos métodos independientes: los estudios de campo basados en mediciones del desplazamiento de la falla y los métodos sismográficos que utilizan ondas de período largo (Modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005). La magnitud Mw se expresa como:

$$M_w = \frac{2}{3} (\text{Log } M_o - 16.1) \quad \textbf{(Ecuación 3)}$$

Donde M_o es el momento sísmico, el cual se determina mediante la siguiente ecuación:

$$M_o = \mu \cdot \Delta_u \cdot A_r \quad \textbf{(Ecuación 4)}$$

En la cual μ se define como la rigidez de la roca (módulo a cortante) en dinas/cm², Δ_u es el desplazamiento promedio de la falla en cm y A_r es el área del segmento que sufrió la ruptura en cm².

1.1.3. Magnitud de completitud (Mc)

Se define como la magnitud mínima para la cual el 100% de los eventos en un volumen espacio-temporal son detectados (Rydelek and Sacks, 1989; Taylor et al., 1990; Wiemer and Wyss, 2000, en Woessner y Wiemer, 2005).

1.1.4. Método de Stepp

Los catálogos son considerados como uno de los elementos más importantes para la sismología, a pesar de ello, en estos, especialmente si se trata de sismicidad histórica, se dispone de muy poca información que dificulta obtener análisis exhaustivos sobre la actividad sísmica en una región.

Teniendo en cuenta lo anterior, se han propuesto diversas metodologías con las cuales se examina el estado de completitud de los catálogos y a su vez permiten ajustar la Relación Frecuencia-Magnitud. Uno de las más usadas es la de Stepp (1972), el cual propuso un método de análisis basado en que la ocurrencia de los sismos sigue una distribución de Poisson.

Este método define que la tasa media de ocurrencia (λ) de los sismos en una región está dada por la siguiente ecuación:

$$\lambda = \frac{1}{t} \sum_{i=1}^t N_i \quad \text{(Ecuación 5)}$$

Donde N_i es el número de eventos en un rango de magnitud por unidad de tiempo y t es el número de unidades del intervalo de tiempo predefinido.

Por otro lado, tenemos que la desviación estándar de la frecuencia (σ_λ) durante un periodo de tiempo acumulado (T), se define como:

$$\sigma_\lambda = \sqrt{\frac{\lambda}{T}} \quad \text{(Ecuación 6)}$$

Si se asume que λ es constante, entonces σ varía como la curva definida por $1/\sqrt{T}$. Por el contrario, si λ no es estable, σ se desvía de $1/\sqrt{T}$. En ese sentido, el periodo de tiempo para un rango de magnitud en el que no existe desviación de dicha curva es considerado completo (Modificado de Nasir et al., 2013).

4.3.1. Fuente sismogénica

Una fuente sismogénica es una región de la corteza terrestre con características de sismicidad uniforme, distinta de las fuentes vecinas y que es capaz de generar movimientos significativos en la zona de interés (Modificado de INGEOMINAS, 2005).

4.3.2. Zonas de subducción

El término subducción hace referencia al proceso que se lleva a cabo en los bordes de placa convergentes, también conocidos como bordes de destrucción de las placas.

La zona de subducción es aquella donde la Litósfera oceánica desciende hacia el Manto y se funde parcialmente. Estas se presentan en dos formas diferentes: aquellas en las que (1) la placa oceánica subduce por debajo de otra capa oceánica y aquellas en las que (2) la placa oceánica desciende por debajo de un bloque continental (Modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005). Dichas colisiones dan lugar a la formación de cadenas volcánicas y fosas oceánicas profundas.

El presente estudio está enfocado en la zona de subducción producto de la interacción entre la placa Nazca y Suramericana, que corresponde a la primera forma de subducción mencionada anteriormente (Figura 6).

El plano inclinado de contacto que existe entre las dos placas que se extiende desde la fosa y desciende a la Astenosfera, donde se alinean los hipocentros de los sismos, es conocido como plano de Wadatti – Benioff (Modificado de Tarbuck y Lutgens, 2005) (Figura 6). A lo largo de este, los sismos se pueden agrupar en tres clases según su profundidad: superficial, intermedio y profundo (Figura 5). No obstante, el rango que comprende cada una puede variar de acuerdo con el autor. En el presente trabajo se utilizaron los rangos definidos por Gutscher (Gutscher et al., 1999), los cuales son: superficial de 0 – 70 km, intermedio de 70 – 200 km y profundo mayor a 200 km.

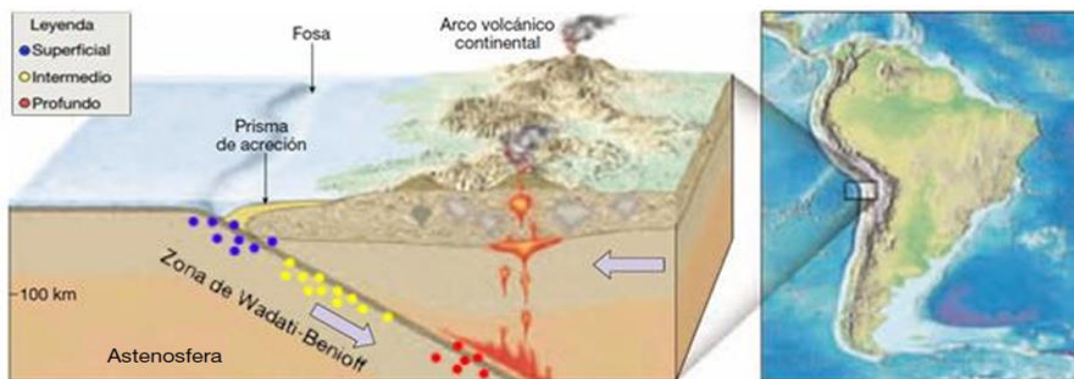


Figura 6. Proceso de convergencia entre la placa Nazca y Suramericana. Obsérvese plano de Wadati – Benioff. Distribución idealizada de los focos sísmicos de acuerdo a su profundidad. Modificado de Tarbuck y Lutgens (2005).

4.3.3. Tipos de subducción

Uno de los temas de mayor discusión de los procesos de subducción está relacionado con la geometría heterogénea que estos presentan, especialmente los segmentos subhorizontales. Los diferentes tipos de subducción de la placa Nazca pueden observarse en la Figura 7.

- **Subducción normal**

La subducción normal (steep slab) hace referencia al tipo de subducción que se presenta con un plano inclinado. En Monsalve y Mora (2005) se dice que se considera una subducción profunda si el ángulo de buzamiento es mayor de 38° y poco profunda, si ocurre con un ángulo menor de este.

- **Subducción subhorizontal**

El término “subducción subhorizontal” (flat slab) es a menudo usado para referirse a la subducción de la placa oceánica que entra en la fosa con un ángulo normal ($\sim 30^\circ$), continua hacia los 100 km de profundidad, y luego es abruptamente aplanada para viajar horizontalmente ($\sim 0^\circ$) por varios cientos de kilómetros antes de retomar su descenso (Hasegawa and Sacks, 1981; Cahill and Isacks, 1992, en Kumar et al. 2016).

En Espurt et al. (2008) se habla de dos causas que podrían dar explicación a dicho fenómeno. La primera hace responsable al hecho de que la velocidad de la placa superior (Suramérica) es mayor que la velocidad de la placa inferior (Nazca) y la segunda se relaciona con la reducción de la densidad media de la placa inferior debido al incremento de espesor de esta causado por anomalías o relieves submarinos. Tradicionalmente, se ha asociado este tipo de subducción a las ridges.

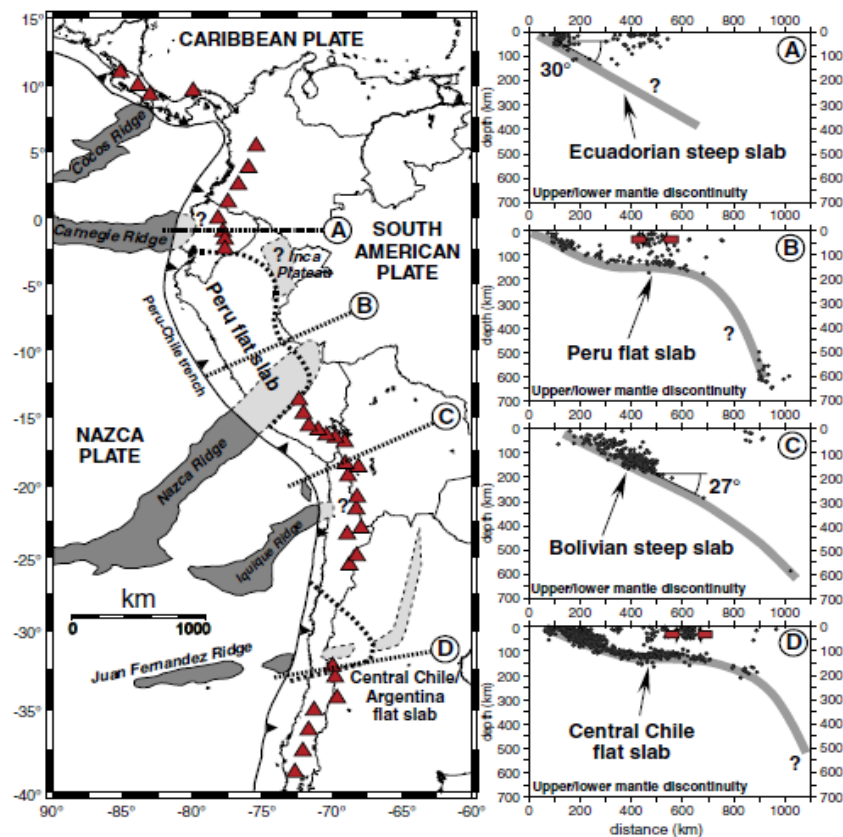


Figura 7. Tipos de subducción a lo largo del margen Occidental de Suramérica y ubicación de las ridges oceánicas. Tomado de Martinod et al., 2010.

4.3.4. Mecanismos focales

Los mecanismos focales son una representación geométrica o matemática de la forma de falla que produjo un sismo (Okal, 2011). El estudio de estos, consiste en determinar los procesos físicos que han tenido lugar en el foco del evento y permite obtener el estado de esfuerzos en dicha región (Modificado de Buforn, 1994).

La representación gráfica del mecanismo focal de un sismo, comúnmente conocido como “beach ball”, se puede obtener mediante tres ángulos que determinan la orientación de los planos de falla, conocidos como: strike (ϕ), dip (δ) y, slip o rake (λ) (Figura 8).

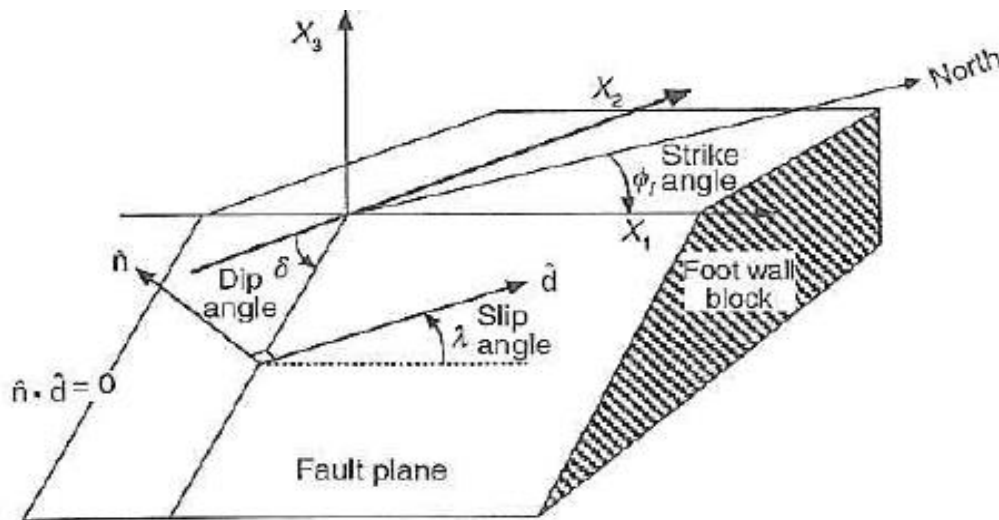


Figura 8. Interpretación de los ángulos para determinar un plano de falla de acuerdo a sus respectivas definiciones. Modificado de Buforn, 1994.

El strike se define como el azimut (respecto al norte geográfico), varía entre 0° y 360° . El dip, es el ángulo de buzamiento del plano de falla; éste varía entre 0° y 90° desde la horizontal y; el slip hace referencia a la dirección de desplazamiento variando entre -180° y 180° respecto a la horizontal.

De acuerdo con el tipo de falla que se produjo, se puede clasificar en: transcurrente, normal, inversa y oblicua (Figura 9).

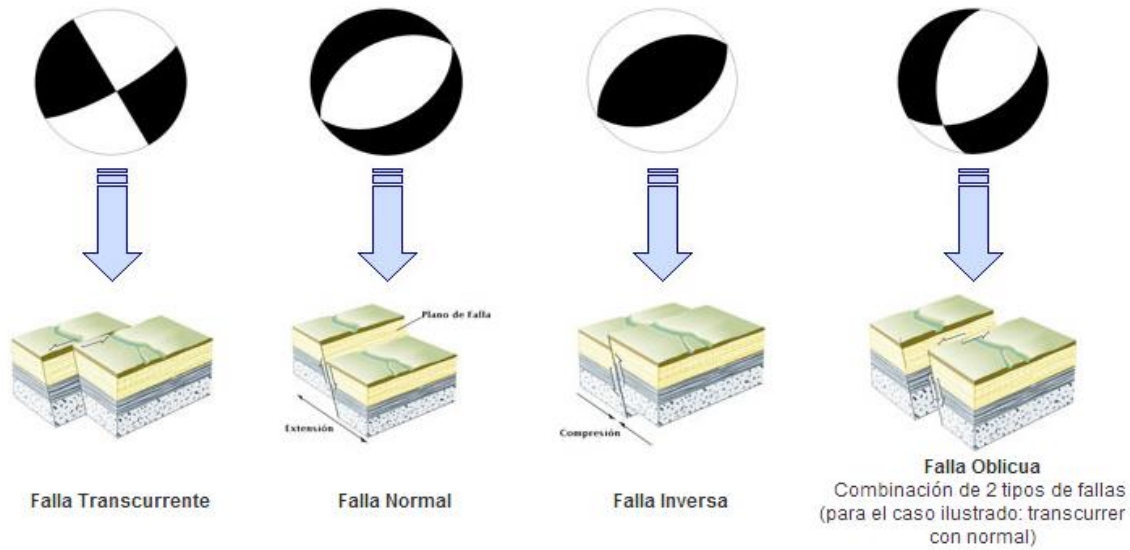


Figura 9. Interpretación del movimiento de la falla de acuerdo con el mecanismo focal obtenido. Tomado de Instituto de Geociencias de la Universidad complutense. (s.f).

4.3.9. Método de interpolación de Kriging

Kriging es una técnica estadística que estima valores desconocidos en puntos específicos del espacio utilizando valores de datos de ubicaciones conocidas (Linkimer, 2008). Este método fue usado para la creación de los mapas de isosistas.

El método de Kriging fue desarrollado inicialmente para predecir las reservas de mineral en las minas del sur de África. Sin embargo, actualmente es reconocido como un buen interpolador espacial en varios campos dentro de las geociencias, particularmente en hidrogeología, geoquímica, control remoto, detección, sismología y ciencias ambientales (Cressie, 1990, modificado de Linkimer, 2008).

5. METODOLOGÍA

Teniendo en cuenta la importancia de caracterizar la sismicidad del Suroccidente Colombiano y con el fin de alcanzar los objetivos propuestos, la metodología a emplear será la siguiente:

Fase 1: Estudiar la sismicidad histórica y la primera parte de la sismicidad instrumental de la zona de estudio

Para llevar a cabo la fase 1 se requiere inicialmente realizar el análisis de la sismicidad histórica y de los primeros años de funcionamiento de la RSNC. Las etapas realizadas fueron las siguientes:

- **Investigación documental:** En esta etapa se llevó a cabo la revisión y selección de información de catálogos y boletines sísmicos donde se han registrado la ocurrencia de eventos históricos dentro de la zona de estudio.
- **Localización epicentral:** Se elaboraron gráficos de localización epicentral con el objetivo de analizar la distribución de los sismos en el área de estudio, específicamente en la zona de la prolongación de la rige de Carnegie.
- **Homogeneización del catálogo:** Con el objetivo de obtener mayor coherencia entre la información compilada en la etapa anterior, se optó por homogenizar la intensidad registrada a la escala macrosísmica EMS-98 y la magnitud estimada a magnitud de momento (Mw).
- **Compleitud del catálogo:** Se realizó el análisis del catálogo para determinar la completitud de este mediante la aplicación del método estadístico de Stepp (1972).
- **Recurrencia sísmica:** En esta etapa se estimaron los parámetros que describen el comportamiento sísmico de la zona de estudio con la relación de Gutenberg – Richter (1954).
- **Clasificación de los sismos:** Se clasificaron los eventos del catálogo por profundidad de acuerdo con los rangos definidos por Gutscher (Gutscher et al., 1999).
- **Elaboración de mapas isosistas:** En esta etapa se elaboró los mapas isosistas correspondientes a los eventos comprendidos dentro del rango de

profundidad intermedia e intensidad máxima mayor o igual a 5. Los resultados visuales se realizaron mediante la ayuda de Surfer ©, software para mapeo, análisis y modelado de datos geocientíficos.

- **Calcular mecanismos focales:** Se obtuvieron los mecanismos focales para los sismos de magnitud $M_w > 5.0$ de profundidad intermedia.

Los resultados de esta fase fueron:

- Un catálogo de sismicidad histórica de la zona de estudio (Ver Anexo 1).
- Mapas de localizaciones epicentrales (Figura 11).
- Mapas isosistas de los eventos de interés (Figura 22).
- Representación gráfica de los mecanismos focales (Figura 23).

Fase 2: Identificar las fuentes sismogénicas presentes en la zona de estudio

En esta fase se determinó si los datos obtenidos se pueden asociar a las fuentes sísmicas conocidas para el Suroccidente Colombiano.

El desarrollo de esta etapa abarcó las siguientes actividades:

- Investigar y compilar información sobre las fuentes sismogénicas existentes.
- Asociación de sismos a las fuentes sismogénicas.

Como productos de esta fase se tiene un mapa de fuentes sismogénicas y la distribución de la sismicidad en la zona de estudio (Figura 23).

6. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD HISTÓRICA

En el caso colombiano, el periodo histórico está comprendido entre 1566 y 1993, fechas que coinciden con el primer registro sísmico y el inicio de la Red Sismológica Nacional Colombiana (RSNC) respectivamente. A partir de 1993 se habla de sismicidad instrumental. El periodo de tiempo de estudio abarca desde 1566 hasta 1999, este se escogió con la finalidad de incluir el periodo histórico y los primeros años de funcionamiento de la RSNC (Figura 10).

En el periodo histórico se resalta la obra del Padre Jesús Emilio Ramírez (1975), documento en el cual se han basado los principales catálogos sísmicos de nuestro país (CERESIS, 1985; INGEOMINAS, 1993 y 2002).

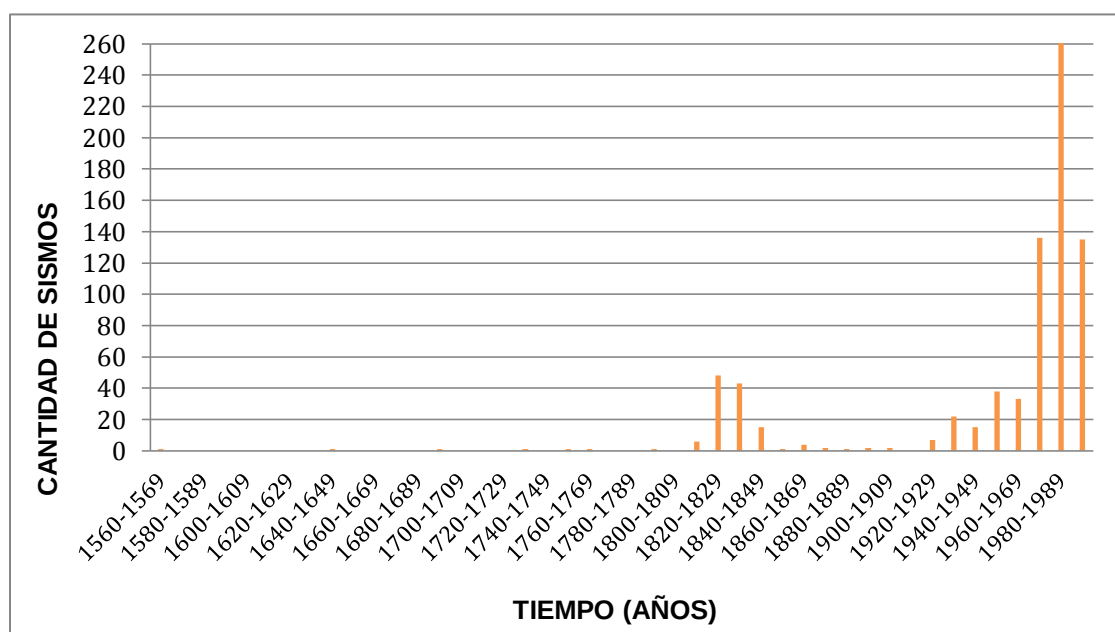


Figura 10. Sismicidad histórica de la zona de estudio en intervalos de 10 años. Nótese la escasez de eventos registrados entre el siglo XVI y principios del siglo XIX.

6.1. DESCRIPCIÓN DEL CATÁLOGO

Para la construcción del catálogo sísmico de la zona de estudio se consultaron catálogos existentes publicados por: Ramírez (1975); Centro Regional de Sismología para América del Sur – CERESIS (1985); Espinosa (2012) e INGEOMINAS (1999). También se tomaron en cuenta boletines proporcionados por entidades como: Servicio Geológico Colombiano (SGC); International Seismological Centre (ISC), Global Earthquake Model (GEM) y Global Centroid Moment Tensor (GCMT).

Como resultado, se obtuvo un catálogo constituido por 776 eventos entre el periodo 1566 a 1999 (Ver Anexo 1). Es importante mencionar que para el análisis de sismicidad este se utilizó completo, es decir, sin eliminar los premonitorios y réplicas de los sismos que posiblemente se encuentren en este.

En el catálogo se incluyen parámetros como: información cronológica (año, mes, día, hora), coordenadas geográficas epicentrales (latitud y longitud), profundidad, magnitud (MI, Ms y Mw) e intensidad. Para los datos de localización, profundidad y magnitudes se consideraron en el siguiente orden de prioridad:

1. Catálogo ISC – GEM
2. Catálogo GCMT
3. Catálogo INGEOMINAS
4. Catálogo CERESIS
5. Catálogo SGC

Para la intensidad se consideró básicamente los valores reportados por CERESIS y SGC.

6.2. LOCALIZACIÓN EPICENTRAL

El cálculo de un epicentro macrosísmico es difícil de determinar debido a la escasez de información, especialmente para los sismos históricos. Generalmente, la localización de los eventos históricos es asignada a la región que se sintió y generó más daño, pero posiblemente no coincida con las coordenadas del epicentro real.

El método utilizado por el Padre Ramírez (1975), consistía en situar el epicentro de un sismo en la ciudad en la que sus efectos o daños fueran mayores cuando no existían datos de otras partes. En el caso de existir daños y efectos aproximadamente iguales en dos ciudades el epicentro se sitúa en el punto medio de la distancia entre ambas ciudades; si los daños y efectos eran mayores en una ciudad que en las demás el epicentro se sitúa a distancias inversamente proporcionales a dichos efectos (Modificado de CERESIS, 1985, 2017).

Actualmente existen otros métodos capaces de calcular epicentros macrosísmicos (e.g. Bakun-Wentworth (1997), BOXER (1999) y MEEP (2008) en CERESIS, 2017). Sin embargo, todos los métodos dependen significativamente de la cantidad y calidad de la información disponible.

En la Figura 11 se presenta el mapa epicentral de los eventos históricos de la zona de estudio. En esta se observa que un amplio número sismos se distribuyen en el océano y en menor cantidad en el continente.

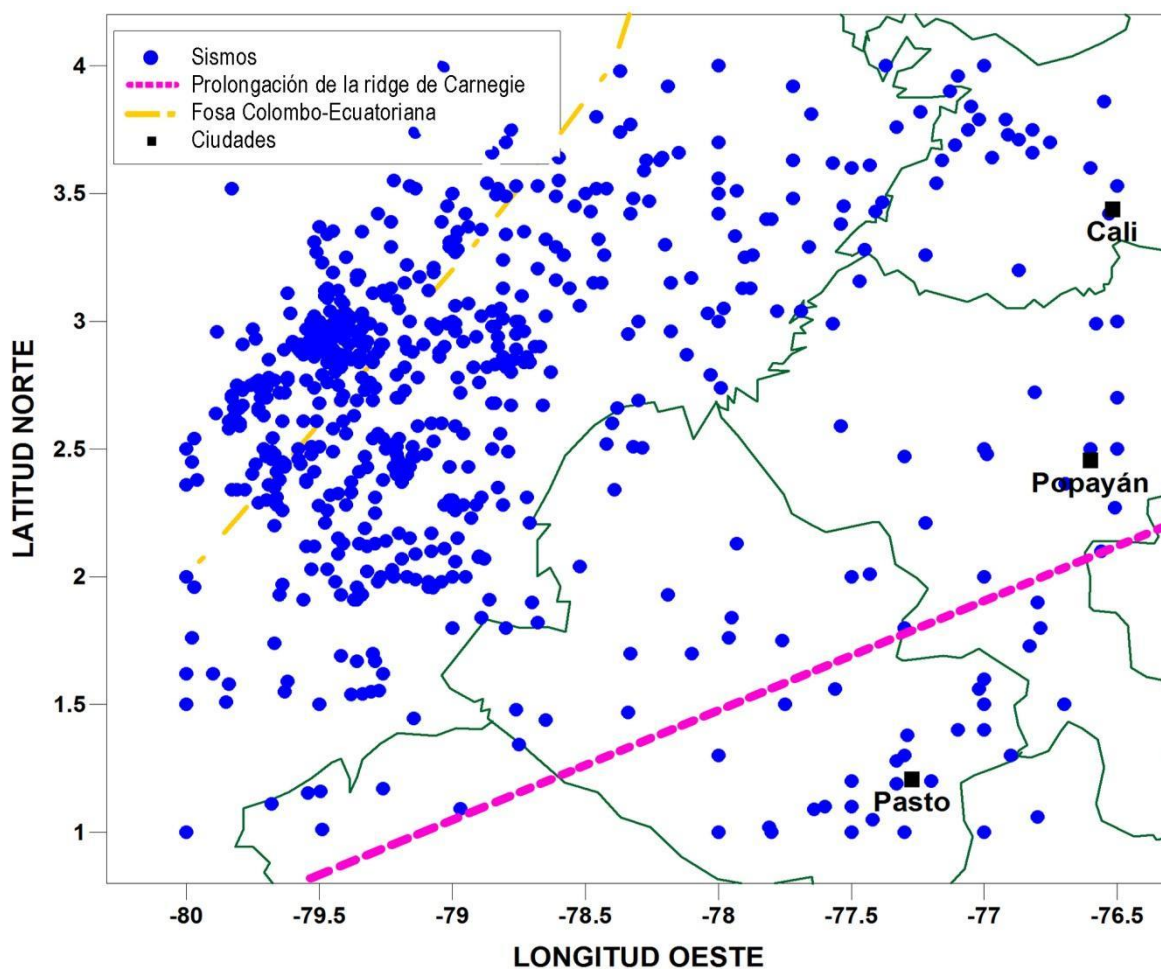


Figura 11. Localización epicentral de los eventos históricos de la zona de estudio. Mapa elaborado con Surfer ©.

6.3. HOMOGENEIZACIÓN DEL CATÁLOGO

Una de las dificultades más comunes para interpretar los catálogos sísmicos está relacionada con el uso de las diferentes escalas utilizada para la estimación de parámetros como la magnitud y la intensidad. Por lo cual se optó por realizar un proceso de homogeneización de dichos parámetros a la escala EMS98 y Mw respectivamente.

Para la intensidad se llevó a cabo la homogeneización mediante la reasignación de valores siguiendo la tabla de conversión propuesta por Musson, Grünthal &

Stucchi (2010) y la magnitud con la ayuda de regresiones lineales con las diferentes escalas de magnitud existentes en el catálogo.

6.3.1. Intensidad

El valor de intensidad considerado en el catálogo corresponde al máximo grado que ha sido asignado a una localidad que fue afectada por el evento y posiblemente no coincida con la intensidad epicentral, comúnmente es llamada intensidad máxima (Im).

Para la intensidad, se escogió la escala EMS98, ya que la principal diferencia entre esta escala y anteriores es que la EMS98 está escrita más claramente y estructurada de tal manera que sea más fácil obtener resultados consistentes (Modificado de Musson, 2012). Esta fue reasignada siguiendo la tabla de conversión propuesta por Musson, Grünthal & Stucchi (2010), en la cual se relacionan las escalas encontradas en el catálogo, que son MMI56 y MSK con la escala de interés. En general, la equivalencia entre estas dos escalas y EMS98 es aproximadamente uno a uno (Modificado de Musson, 2012) (Tabla 3).

Tabla 3. Conversión de las escalas de intensidad más reconocidas a EMS-98. Tomada de Musson, Grünthal, y Stucchi (2010).

RF	EMS-98	MCS	EMS-98	MMI 56	EMS-98	MSK	EMS-98	JMA-96	EMS-98
1	1	1	1	1	1	1	1	0	1
2	2	2	2	2	2	2	2	1	2 or 3
3	3	3	3	3	3	3	3	2	4
4	4	4	4	4	4	4	4	3	4 or 5
5	5	5	5	5	5	5	5	4	5
6	5	6	6	6	6	6	6	5L	6
7	6	7	7	7	7	7	7	5U	7
8	7 or 8	8	8	8	8	8	8	6L	8
9	9	9	9	9	9	9	9	6U	9 or 10
10	— ^a	10	10	10	10	10	10	7	11
		11	11	11	— ^a	11	11		
		12	— ^a	12	— ^a	12	— ^a		

^aThis intensity is defined in such a way that it relates to phenomena that do not represent strength of shaking, e.g. those due to surface faulting, or reaches a saturation point in the scale where total damage refers to total damage to buildings without antiseismic design

En la Figura 12 se presenta el mapa epicentral (A) e hipocentral (B) del catálogo según la intensidad máxima estimada en la escala EMS98.

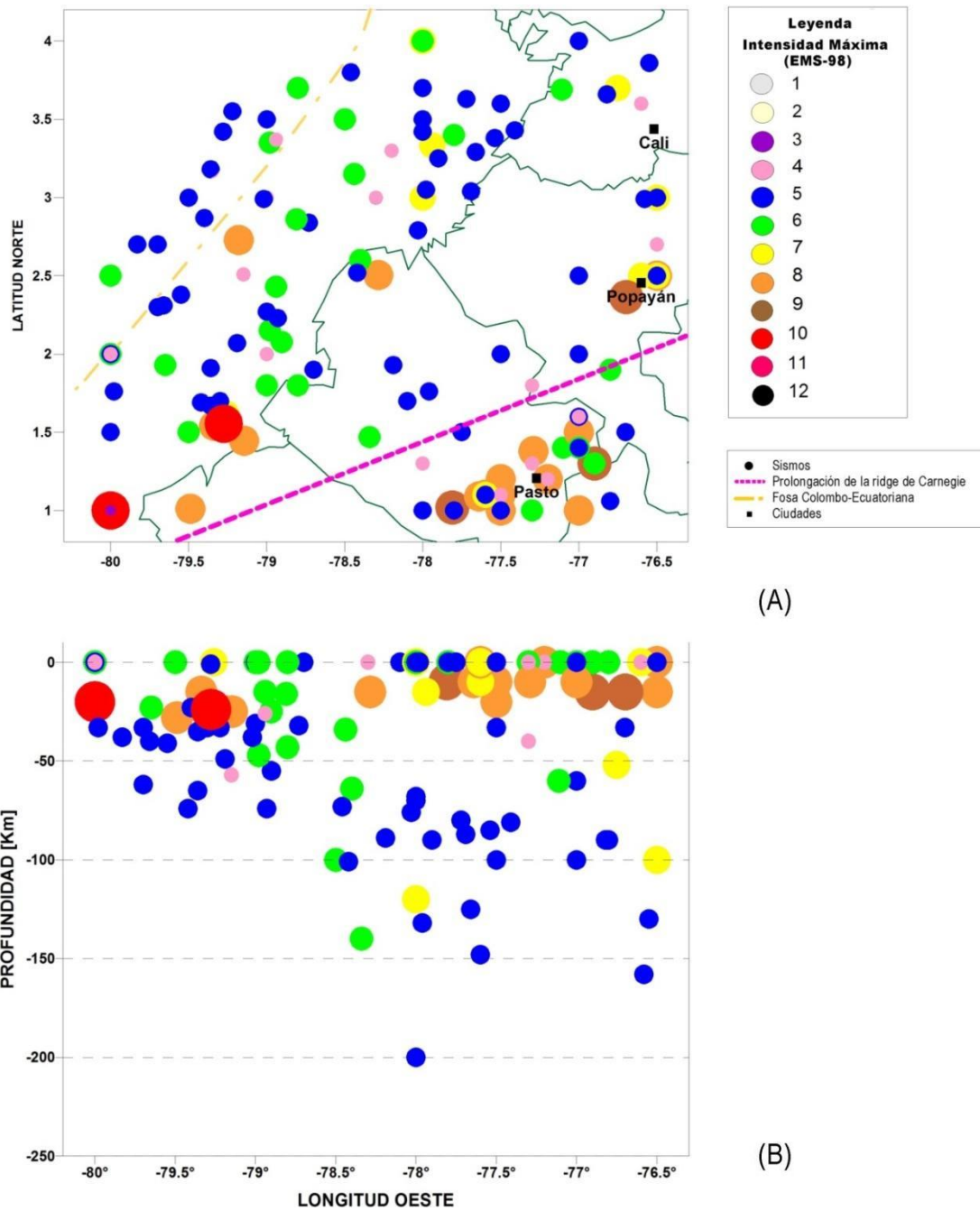


Figura 12. Localización epicentral de los eventos históricos de la zona de estudio clasificados por intensidad máxima en la escala EMS98. Mapa elaborado con Surfer ©.

Cabe destacar que en la Figura 12A se aprecia que en el área de prolongación de la ridge de Carnegie existen eventos que varían entre las intensidades IV y IX. Sin embargo, de acuerdo con la Figura 12B se observa que los valores de intensidad más altos ($I_m \geq 8$) solo se presentan en profundidades < 50 Km, mientras que a

profundidades de 70 a 200 km solo se encuentran eventos con intensidades entre 4 y 7.

Adicionalmente, es importante resaltar que en la zona de estudio hay total ausencia de sismos profundos y eventos de intensidad 11 y 12, que corresponden a “Devastador” y “Muy devastador”.

6.3.2. Magnitud

Para la magnitud tenemos que el catálogo es homogéneo respecto a valores de Ms. Los valores de Ms fueron tomados de la “Actualización del catálogo de sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica 1566 – 1998” por INGEOMINAS (1999). Sin embargo, dicha escala de magnitud, como se dijo anteriormente no es apropiada para sismos de profundidad intermedia o profunda, los cuales son los de interés en el presente trabajo. Teniendo en cuenta lo anterior se decide homogeneizar las magnitudes a valores de Mw.

En la Tabla 4 se presentan el número de datos existente en el catálogo para pasar de una magnitud a Mw. El rango de magnitud y el período de tiempo que comprende cada uno.

Tabla 4. Datos existentes en el catálogo para pasar de una magnitud a Mw.

Relación	N° datos	Rango de magnitud	Periodo de tiempo
Mw - mb	29	4.8 - 7.3	1958 - 1996
Mw - MI	4	5.1 - 5.6	1994 - 1995
Mw - Ms	49	4.0 - 8.2	1736 - 1996

Con base en la información presentada en la tabla anterior se determinó que la mejor opción es pasar de Ms a Mw, ya que posee mayor número de datos para relacionarse y abarca un mayor rango de magnitud y tiempo. De esta relación se obtuvo la siguiente expresión:

$$Mw = 0.5487 Ms + 2.84335 \text{ (Ecuación 7)}$$

Sin embargo, para el importante evento del 31 de marzo de 1906 cuya magnitud Mw=8.4 (SGC, 2017) es notorio que el valor de Ms=5.7 estimado es un valor atípico. De acuerdo con lo anterior y con el fin de mejorar el ajuste de la Ecuación 7 se reasignó la magnitud Ms a partir de la Ecuación 8; la cual se obtuvo con la ayuda de eventos de Mw≥8.0 ocurridos en la zona de subducción de Chile desde el año 2000. Esta zona se seleccionó debido a la similitud en los procesos de subducción (Ver sección 4.2.2).

$$M_s = 0.6538 M_w + 2.7577 \text{ (Ecuación 8)}$$

En la Tabla 5 se presentan los sismos utilizados para ajustar M_s . Como resultado se obtuvo el valor ajustado de $M_s = 8.2$ para el evento del 31 de marzo de 1906.

Tabla 5. Eventos de $M_w \geq 8.0$ de la zona de subducción de Chile.

Fecha			Magnitud	
Año	Mes	Día	M_s	M_w
2001	6	23	8.2	8.4
2010	2	27	8.5	8.8
2014	4	1	8.0	8.1
2015	9	16	8.3	8.3

Con el objetivo de establecer criterios de calidad en el proceso de homogeneización se determinó que la diferencia entre la magnitud original y M_w calculada no debe exceder en 0.5 grados. Sin embargo, con la Ecuación 7 se obtuvieron diferencias mayores al valor establecido, especialmente para valores pequeños de magnitud. Lo anterior se debe a que el principal problema al homogeneizar a M_w , es que solo tenemos datos disponibles de esta escala para eventos de magnitud mayor a 4.0. En este caso, se procedió a realizar lo siguiente:

- Para el intervalo de magnitud [3.0, 6.0] se realizó un paso intermedio, es decir, se pasó de M_s a M_l y posteriormente a M_w . Como se observa en la Figura 13, en este intervalo M_l es mayor que M_s y se aprecia un mejor ajuste a M_w . La relación obtenida entre M_s y M_l se expresa de la siguiente manera:

$$M_l = 0.6955 M_s + 1.8952 \quad \text{(Ecuación 9)}$$

Y entre M_l y M_w :

$$M_w = 0.7818 M_l + 1.3876 \quad \text{(Ecuación 10)}$$

- Para el intervalo de magnitud [6.0, 8.0] se calculó M_w a partir de la Ecuación 7. Dicho intervalo se estableció ya que en la Figura 13 a partir de 6.0, M_l comienza a encontrar su magnitud de saturación y no sería un buen referente para calcular M_w . Adicionalmente, en este intervalo encontramos que M_s es mayor que M_w .
- Como se dijo anteriormente, M_w es la única escala de magnitud que funciona bien para los terremotos muy grandes (Figura 13), por lo tanto para los eventos

con magnitud mayor a 8.0 se opta por utilizar los respectivos valores de M_w registrados en el catálogo.

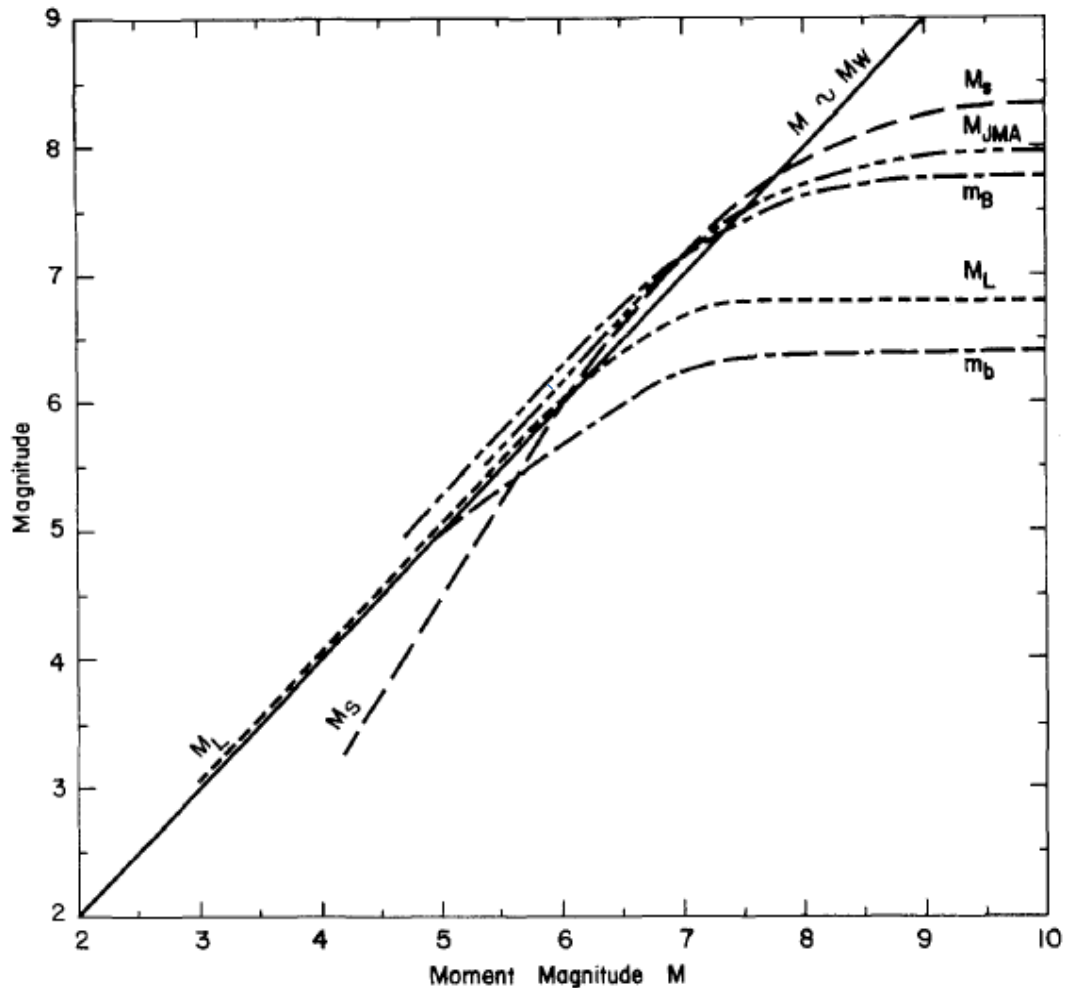


Figura 13. Comparación de diferentes magnitudes con la magnitud momento. Tomada de Heaton, Tajima y Mori, 1986.

En la Figura 14 se presenta el mapa epicentral (A) e hipocentral (B) de los eventos del catálogo según los valores de magnitud M_w resultado del proceso de homogeneización. De acuerdo con la Figura 14A, en el área de prolongación de la ridge de Carnegie existen eventos que varían entre [4.0, 6.0] y un solo evento de magnitud 7.0. Por otro lado, en la Figura 14B se observa que en el rango de profundidad intermedio, únicamente se presentan eventos de $M_w \leq 6.0$.

Es importante resaltar en la zona de estudio en el intervalo de tiempo analizado solo se han presentado dos eventos $M_w \geq 8.0$, los cuales corresponden a los eventos del 31 de marzo de 1906 y del 12 de diciembre 1979. Dos de los terremotos más destacados del proceso de subducción de la placa Nazca.

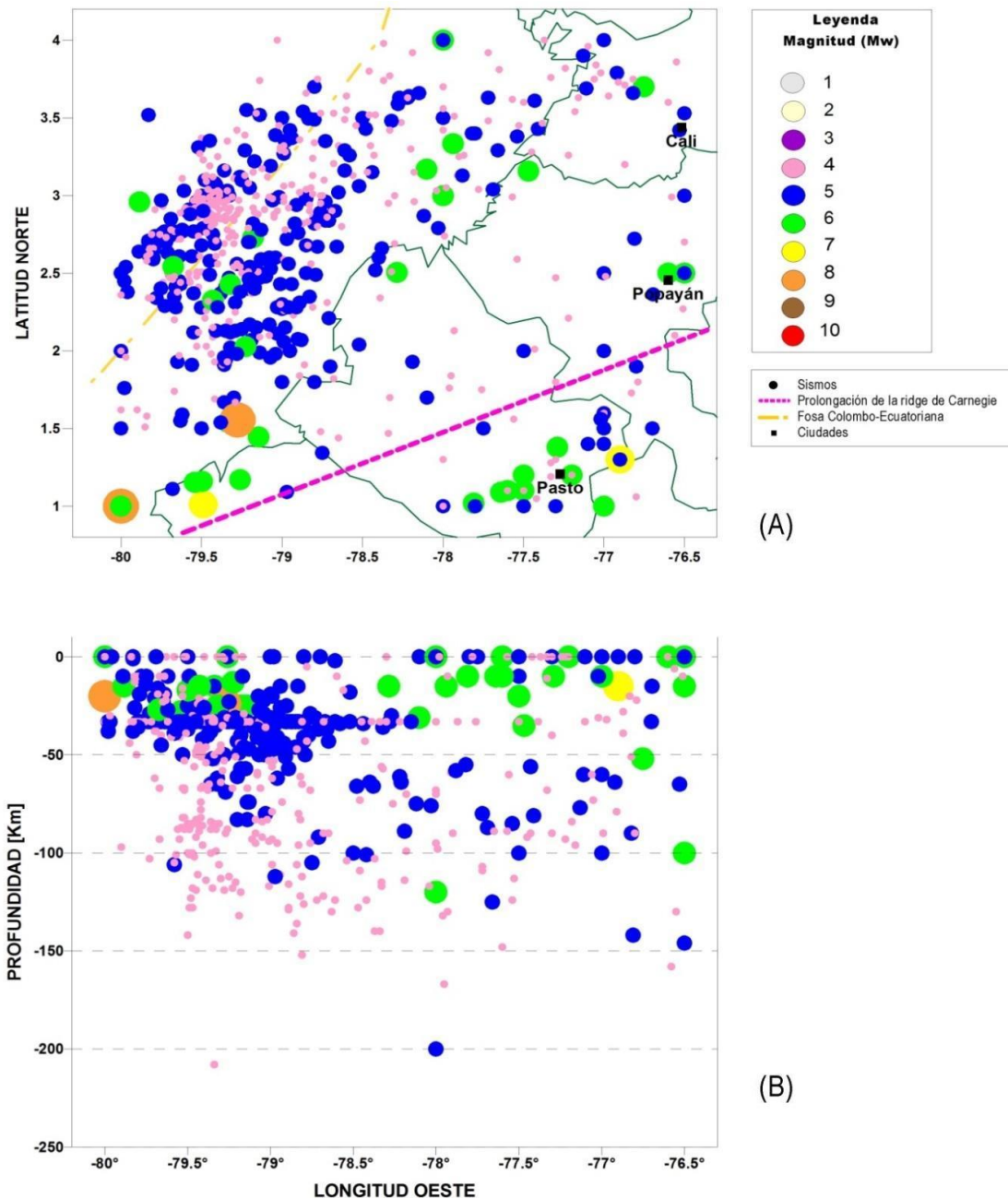


Figura 14. Localización epicentral (A) e hipocentral (B) de los eventos históricos de la zona de estudio clasificados por magnitud en la escala Mw. Mapa elaborado con Surfer ©.

6.4. COMPLETITUD DEL CATÁLOGO

Un catálogo se considera completo en una determinada zona si contiene todos los terremotos que han sucedido en la misma (CERESIS, 2017). Para el análisis de completitud del catálogo de sismicidad histórica de la zona de estudio se utilizó el

método de Stepp (1972) (Ver sección 4.1.6). En el Anexo 2 se muestra los resultados obtenidos con dicho método.

Para comenzar con el análisis el catálogo se dividió en intervalos de 10 años desde 1560 hasta 1999, obteniendo un total de 43 intervalos. Por otra parte, para la magnitud se definieron 9 rangos subdivididos de 0.3° desde Mw 4.4 a 6.7 y un rango para $M_w \geq 6.8$. Este último rango se estableció ya que a partir de dicho valor solo existen 4 eventos.

A continuación se determinó la magnitud de completitud (M_c) creando un histograma del número de eventos en todo el periodo de estudio por rango de magnitud (Figura 15).

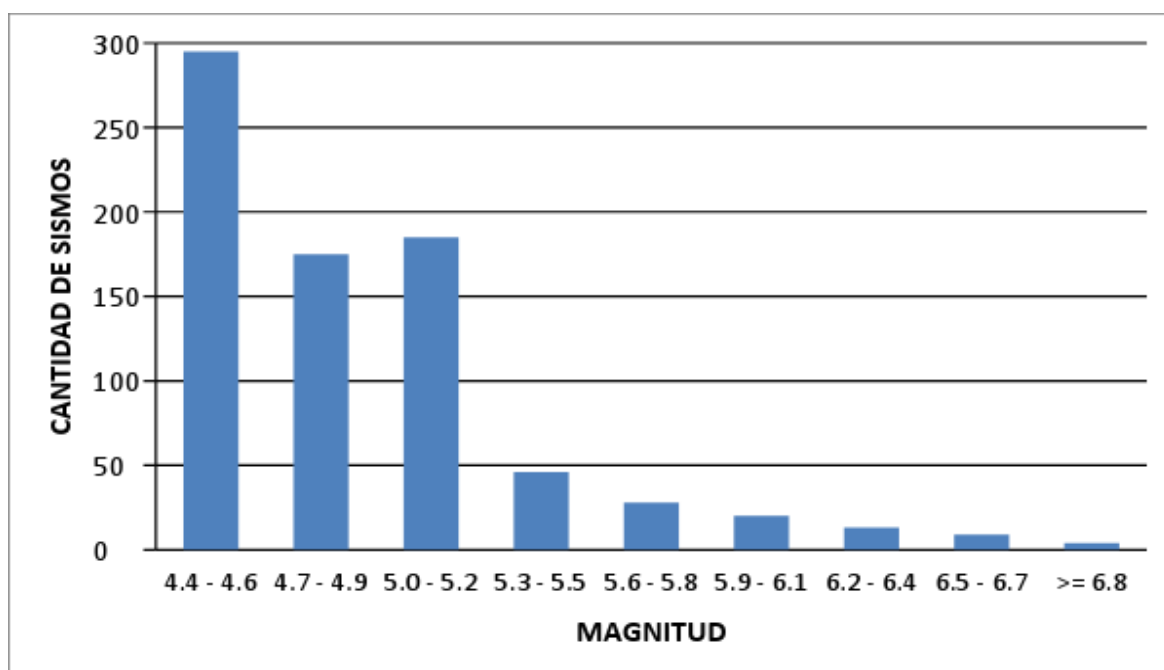


Figura 15. Distribución de sismos en el periodo de estudio por rango de magnitud.

De acuerdo con lo observado en la Figura 15, podemos decir que el máximo número de eventos se presenta en el rango Mw 4.4 – 4.6. Sin embargo, también apreciamos que los dos siguientes rangos presentan una notable variación basándonos en el comportamiento lineal esperado según Gutenberg y Richter (1954); por lo cual se decide realizar una inspección de la constancia de la cantidad de sismos para los primeros 4 rangos de magnitud (Figura 16).

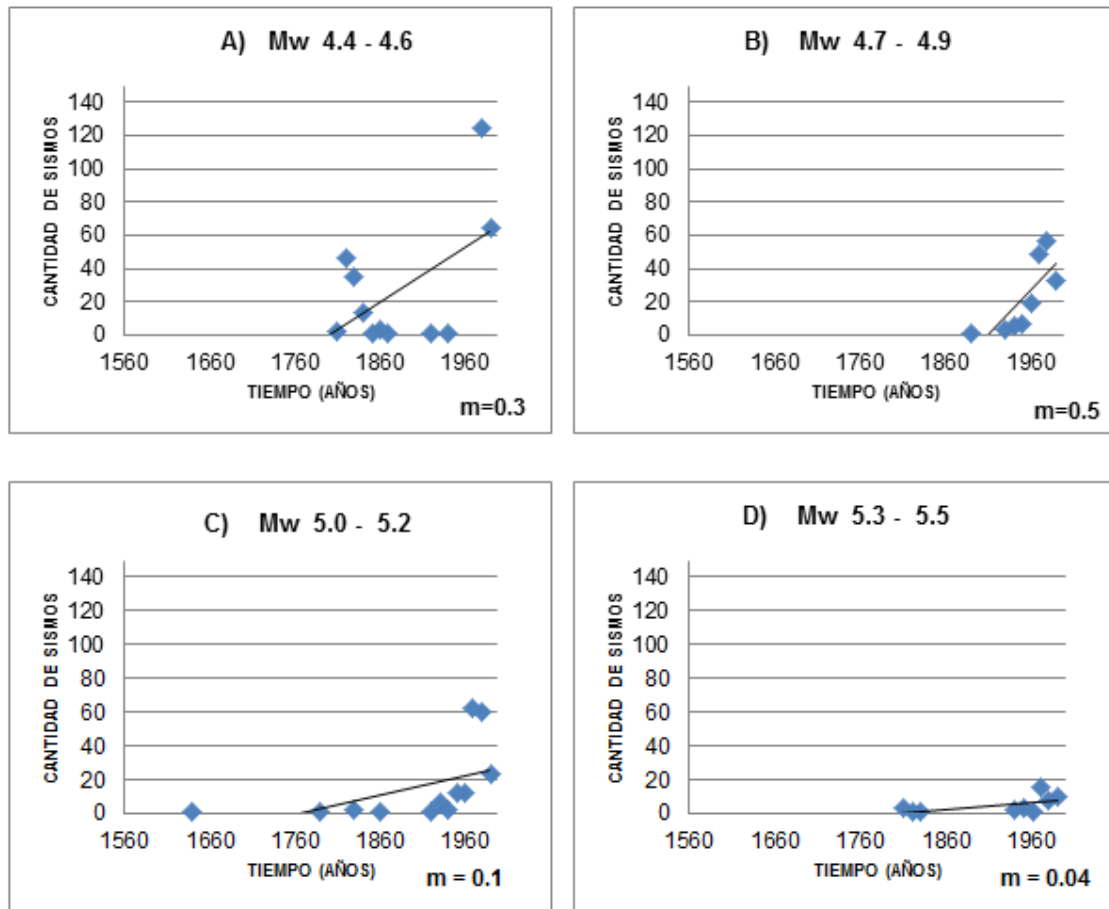


Figura 16. Cantidad de sismos según Mw en el periodo 1560-1999. A. Mw 4.4-4.6 B. Mw 4.7-4.9. C. Mw 5.0-5.2. D. Mw 5.3-5.5. La m representa la pendiente del ajuste lineal para cada caso.

La tasa de sismicidad es considerada como constante durante el periodo analizado si $m \leq 0.1$ (Modificado de Arroyo, Godínez & Linkimer, 2017). Como resultado de la inspección se tiene que para de Mw 5.0 – 5.2 la tasa es constante. Adicionalmente, se observa que para los rangos inferiores a este, los valores de m son altos, ya que se presenta un aumento significativo de eventos a partir del siglo XIX en comparación con los siglos anteriores y por consiguiente se determina que para dichos rangos el catálogo es incompleto. Por otro lado, arriba de Mw 5.0 – 5.2; m tiende a cero indicando muy poca variación en la tasa.

Con el fin de establecer M_c se realizó una inspección con mayor detalle en el rango Mw 5.0 – 5.2 (Figura 17). De acuerdo con las mínimas diferencias en las m obtenidas se determina que para el catálogo el valor de $M_c=5.0$.

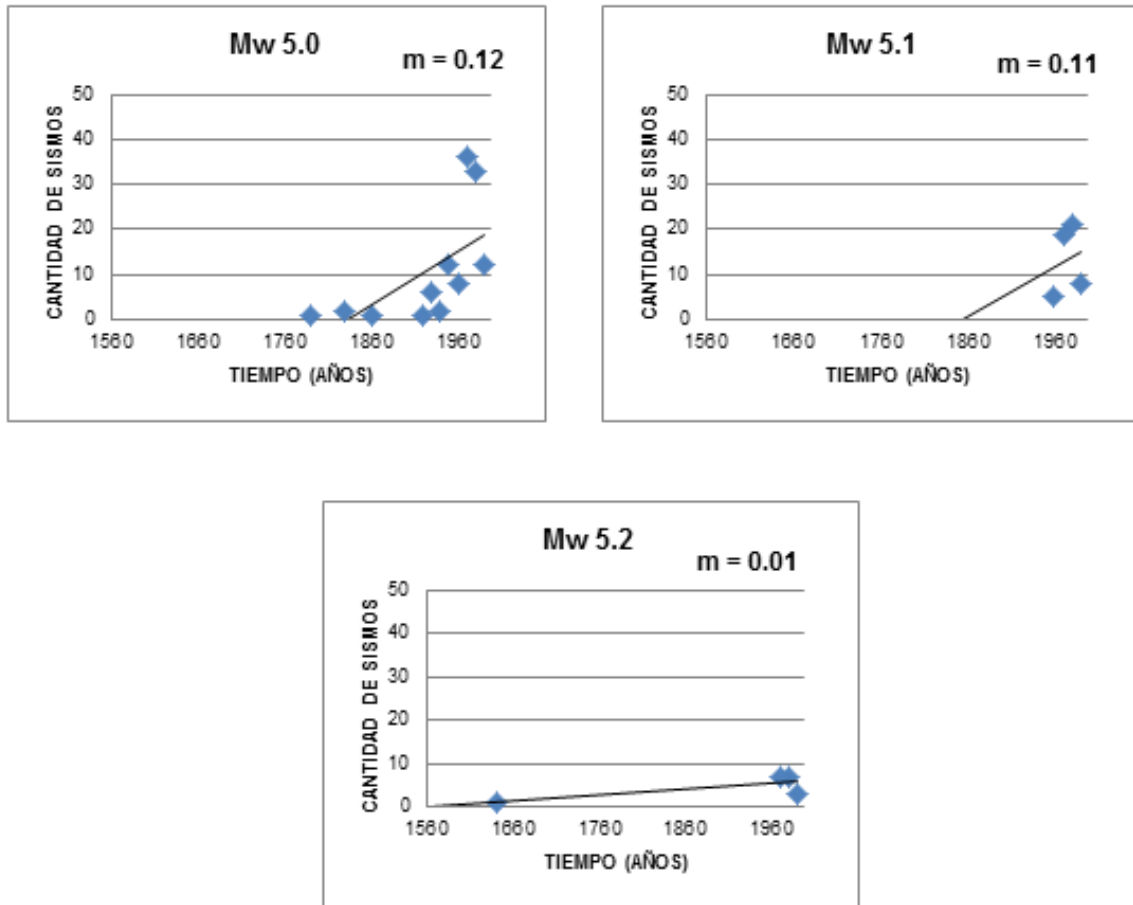


Figura 17. Cantidad de sismos en el rango Mw 5.0 – 5.2 en el periodo 1560-1999. La m representa la pendiente del ajuste lineal en cada caso.

A partir del valor de M_c encontrado, se crearon tablas para la determinación de los datos necesarios para seguir el método: número de eventos (N), tasa media de ocurrencia (λ) y desviación estándar (σ).

Dado que un intervalo de tiempo es considerado completo cuando no existe desviación de la curva definida por $1/\sqrt{T}$, se realizó la comparación gráfica entre la desviación estándar de la tasa de frecuencia (σ_λ) y dicha curva en todo el periodo de estudio para cada rango de magnitud (Figura 18).

Es importante aclarar que para el rango Mw 6.5 – 6.7 y Mw ≥ 6.8 se estableció que el catálogo en todo el periodo de estudio no se encuentra en completitud, por tal razón no aparecen en la gráfica.

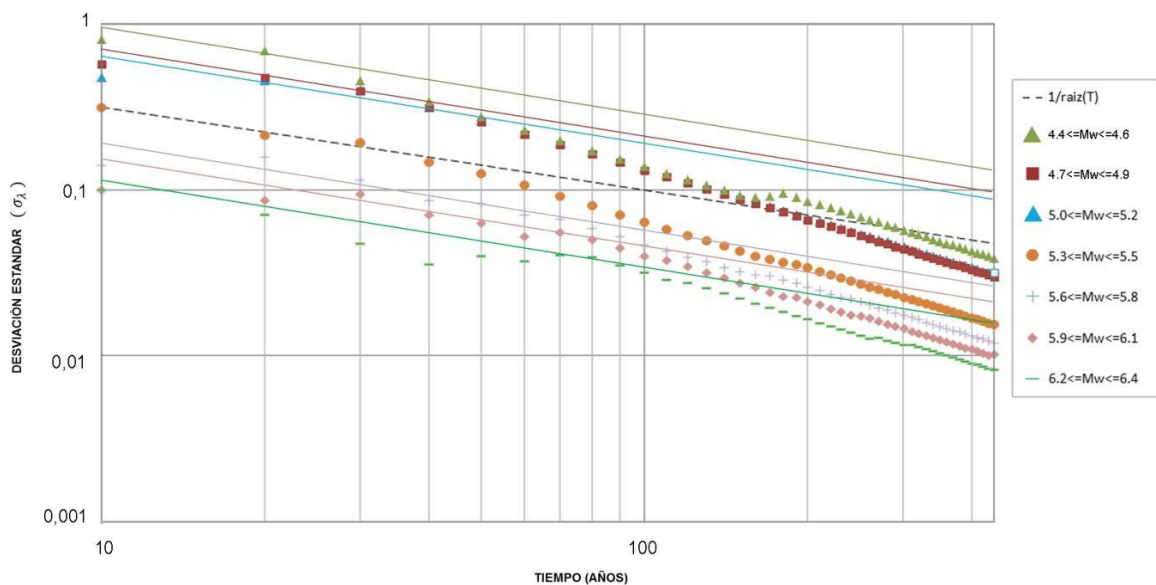


Figura 18. Desviación estándar de la tasa de frecuencia de los eventos del catálogo en todo el periodo de estudio para cada rango de magnitud.

En la Tabla 5 y Figura 19 se presentan los resultados del análisis de completitud aplicando el método de Stepp. Donde N es el número total de eventos registrados para un rango de magnitud dentro del periodo completo, No el número de eventos acumulados con magnitud $\geq M$ extrapolando de los intervalos de recurrencia derivados de los periodos completos a la longitud total del periodo de estudio y T es el periodo de tiempo para el cual se considera el catálogo completo en un respectivo rango de magnitud (Modificado de Nasir et al., 2013).

Tabla 6. Análisis de completitud del catálogo.

Magnitud (M)	T (Años)	N	No
5.0 - 5.2	1950-1999	180	2214
5.3 - 5.5	1940-1999	41	598
5.6 - 5.8	1930-1999	22	292
5.9 - 6.1	1920-1999	16	152
6.2 - 6.4	1910-1999	10	62
6.5 - 6.7	Incompleto	9	13
>6.8	Incompleto	4	4

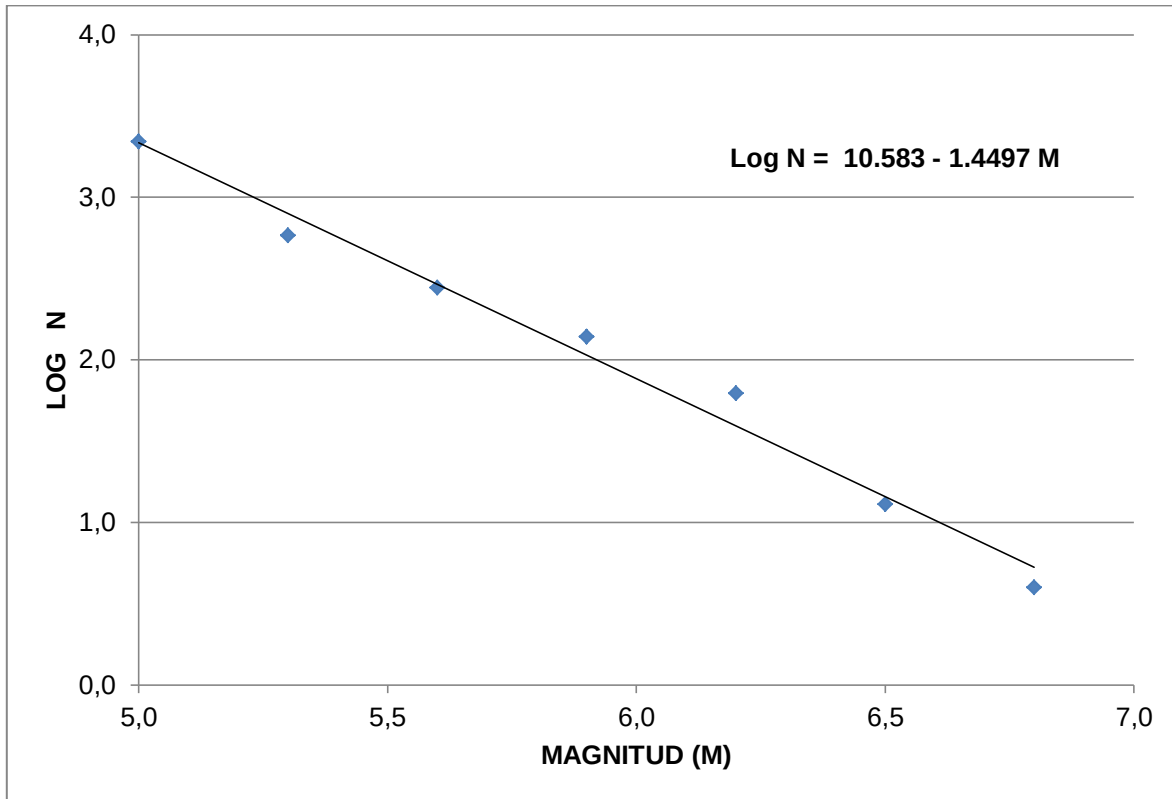


Figura 19. Relación de Gutenberg-Richter para el catálogo de la zona de estudio en el periodo 1566-1999. Se presenta la ecuación obtenida del ajuste lineal.

De acuerdo con lo planteado por Udías y Mezcua (1986, en Olarte y López 2001) el valor de b está relacionado con las características físicas de cada región, de modo que un valor alto de b implica un predominio de sismos de pequeña magnitud, y valores bajo de b indican que predominan los sismos de magnitud mayor.

Basándonos en lo anterior, para la zona de estudio para el periodo analizado se obtuvo un valor de $b=1.45$ (Figura 19), el cual se interpreta como alto y sugiere que la actividad sísmica de la zona en el periodo analizado es dominada por la ocurrencia de eventos de magnitudes pequeñas (Ver Figura 15).

6.5. CLASIFICACIÓN POR PROFUNDIDAD

De acuerdo con el planteamiento del problema, el presente trabajo está enfocado en eventos con profundidades consideradas dentro del rango intermedio. En la Figura 20 se muestra el número de eventos por clase de profundidad. Los valores para cada rango de profundidad fueron explicados en la sección 4.1.8.

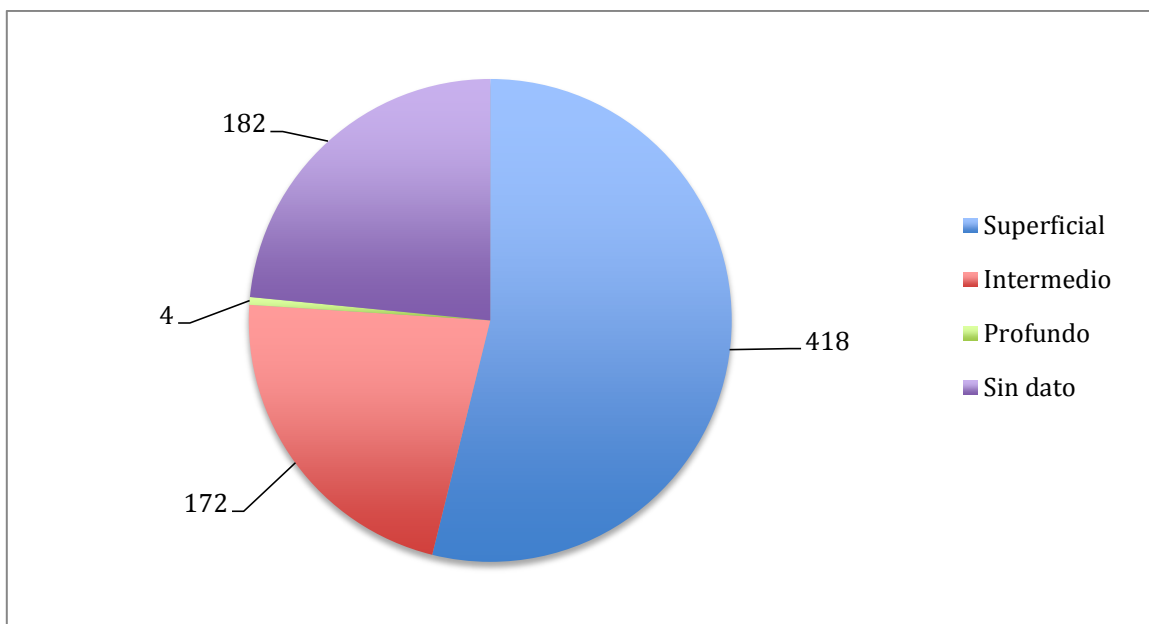


Figura 20. Número de eventos por clase de profundidad y eventos sin dato.

En la Figura 21 se presenta el mapa epicentral (A) e hipocentral (B) de los sismos históricos de la zona de estudio. En este se puede apreciar una distribución atípica de los eventos de profundidad intermedia y profunda localizados en el océano, ya que se esperaría que conforme se acerquen al continente aumente la profundidad proporcionalmente.

Entrando un poco más en detalle, de acuerdo con la información recopilada en el catálogo, el 68% de los valores de profundidad registrados en el catálogo están clasificados con calidad “Desconocida”, es decir, no se conoce el método de estimación y el error asociado. Particularmente, para los eventos que se tienen asignados a los rangos intermedio y profundo corresponde al 66% y el 100% de los eventos, respectivamente.

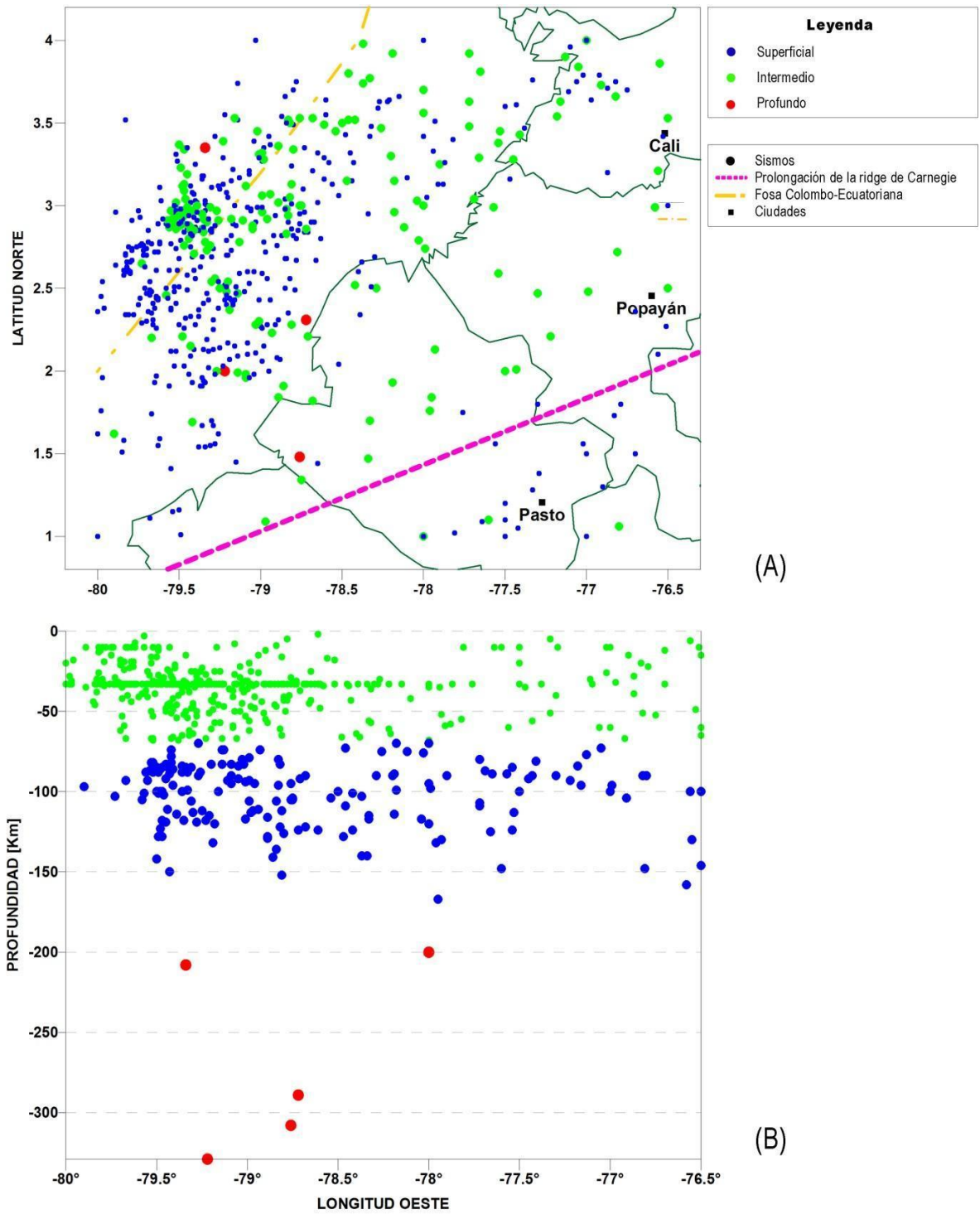


Figura 21. Mapa de los eventos de la zona de estudio clasificados por profundidad. A) Mapa epicentral. B) Mapa hipocentral. Mapa elaborado con Surfer ©.

En el área de interés, que corresponde a la prolongación de la ridge de Carnegie se tiene un total de 50 eventos, de los cuales 27 no tienen dato, 19 corresponden a profundidad superficial, 4 a intermedio y ausencia de sismos profundos (Tabla 7).

Tabla 7. Sismos de profundidad intermedia dentro del área de prolongación de la ridge de Carnegie.

Fecha	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (Km)	Magnitud (Mw)	Intensidad (EMS98)
1951/7/17	07:34:17	1.00	-78.00	200	4.8	5
1951/7/17	09:19:17	1.00	-78.00	200	5.0	5
1963/5/20	13:22:08	1.10	-77.60	148	4.8	5
1964/9/5	04:35:28	1.06	-76.80	90	4.8	5

6.6. MAPAS DE ISOSISTAS

Para la realización de los mapas de isosistas se seleccionaron aquellos eventos que cumplieran los tres siguientes criterios:

- Intensidad ≥ 5.0
- Profundidad intermedia
- En área de prolongación de la ridge de Carnegie.

El valor de intensidad $I \geq 5.0$ se escoge ya que a partir de este valor en las definiciones de la EMS-98 se comienza a hablar sobre afectaciones en infraestructura.

De acuerdo con lo anterior, en el catálogo existen 4 eventos que cumplen dichas características (Ver Tabla 6). Sin embargo, para estos eventos no se cuenta con reportes de daños o afectaciones a alguna población en la zona de estudio. Por lo anterior, la elaboración de un mapa de isosistas sin dicha información no es posible.

Sin embargo y con el propósito de dar cumplimiento al ejercicio académico, se propone realizar mapas isosistas para aquellos eventos del catálogo que por lo menos cumplan dos de los criterios descritos anteriormente y tengan reportes de intensidad. De los 4 eventos encontrados solo fue posible realizar un mapa de isosistas, ya que para el resto la cantidad de reportes era insuficiente (Tabla 8).

Tabla 8. Parámetros generales del evento al cual se realizó el mapa de isosistas.

Fecha	Hora	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (Km)	Ms	Im	Fuente
1925/06/07	23:41:42	3.00	-78.00	170	6.8	7.5	CERESIS

De acuerdo con la tabla de efectos realizada por el SGC, el sismo fue sentido en el centro y occidente del país, pero únicamente causó daños en Popayán y en algunas poblaciones del Valle del Cauca como en Restrepo, El Cerrito y La Cumbre. Adicionalmente, se observa que la ciudad más afectada fue Cali, para la cual se ha estimado una intensidad de 8 en la escala EMS98 (Blandón y Ríos, sin publicar).

A continuación se presenta la tabla de efectos, los cuales están clasificados en:

- a) Efectos en personas
- b) Efectos en efectos y/o animales
- c) Efectos en construcciones
- d) Efectos en la naturaleza

Tabla 9. Efectos del sismo 07 de junio de 1925. Tomado de SGC (2017).

Población	Intensidad	Efectos
Armenia	5	a) Se sintió muy fuerte. c) No se registraron daños.
Barranquilla	4	a) Se sintió el sismo.
Bogotá	4	a) Muchas personas lo sintieron fuerte y otras no lo sintieron.
Buenaventura	5	a) Se sintió muy fuerte y largo. La población estuvo muy alarmada.

Buga	6	a) Se sintió fuerte. La gente se asustó. c) Colapsaron las tres cúpulas del templo y muchas casas tuvieron desperfectos.
Calarcá	5	a) Se sintió muy fuerte y hubo pánico. Se reportan dos personas muertas.
Cali	7/8	a) La mayoría de sus habitantes salieron asustados a las calles. b) Cayeron botellas y frascos en las cantinas y en la farmacia. c) Quedaron averiadas varias casas, las iglesias de San Pedro, San Francisco, San Nicolás, Santa Rosa, La Merced y Santa Librada, la casa municipal, el matadero y el manicomio. La Ermita quedó semidestruida y colapsaron el Hotel Francia y algunas casas del barrio Cañaveralejo.
Chicoral	4	a) El sismo se sintió de forma fuerte y prolongada
El Cerrito	7	a) Hubo pánico entre la población. La gente salió alarmada a las calles. c) Se registraron daños considerables en la iglesia, la casa cural, el convento, la casa municipal, la escuela de varones y en algunas viviendas.
Girardot	5	a) Se sintió muy fuerte. Causó pánico. c) No hubo daños.
Ibagué	5	a) Se sintió fuerte y la población se alarmó. c) Hubo daños en algunos edificios.
Juanchito	5	b) Cayeron algunas cantinas.
La Cumbre	7	a) Hubo pánico general entre la población. Varias personas presentaron crisis nerviosa y desmayos. b) Cayeron muchas botellas de los estantes de la taberna. c) Se desplomó parte de la bodega del ferrocarril y varias casas quedaron averiadas.
La Mesa	4	a) Se sintió el sismo.

La Unión	6	a) Se sintió muy fuerte. b) Sonaron las campanas de la iglesia. Cayeron las cantinas. c) Daños ligeros en la iglesia y la casa cural.
Líbano	4	a) Se sintió el sismo.
Manizales	5	a) Se sintió muy fuerte, la gente se asustó y salió a la calle.
Medellín	4	a) Se sintió el sismo.
Palmira	5	a) Alarmó a los habitantes b) Sonó la campana de la torre de la iglesia. c) Ligero agrietamiento en una de las torres de la iglesia.
Pandi	5	a) Se sintió muy fuerte.
Pasto	3	a) Se sintió de forma prolongada pero leve.
Pereira	5	a) Fue sentido muy fuerte y hubo alarma. c) Agrietamientos leves en algunas paredes.
Pichindé	5	a) Se sintió muy fuerte.
Popayán	6	a) Se sintió muy fuerte. La gente salió alarmada a la calle. c) La catedral quedó con el techo averiado y la capilla de Belén sufrió desperfectos. Algunas casas se agrietaron.
Restrepo	7	c) Varias casas quedaron semidestruidas.
Roldanillo	6	a) Produjo alarma y consternación. c) Daños en la iglesia y en muchos edificios.
Salento	5	a) Se sintió fuerte y hubo pánico.
San Francisco de Quibdó	4	a) Se sintió fuerte.
Sevilla	6	a) Causó pánico. c) Produjo daños en muchos edificios.
Subachoque	4	a) Se sintió el sismo.
Toro	6	c) La iglesia presentó graves daños.
Ubalá	4	a) Se sintió el sismo.

Yotoco	6	a) Causó alarma en la población. c) Daños en las edificaciones.
--------	---	--

El mapa de isosistas (Figura 22) fue realizado con el método de interpolación de Kriging en el programa Surfer ©, utilizando la metodología propuesta por Linkimer (2008). En este se observa que la mayor intensidad se localiza en Santiago de Cali, aunque el epicentro haya sido ubicado en el océano.

La localización epicentral utilizada está dada por CERESIS (1985). Sin embargo, para Blandón y Ríos (sin publicar) el epicentro de este evento estaría ubicado a una distancia de 46 kilómetros al sur oeste de Santiago de Cali, en la latitud 3.289 N y longitud 76.967 W; por lo tanto se explicaría porque la intensidad máxima se presentó en dicha ciudad y no en el epicentro.

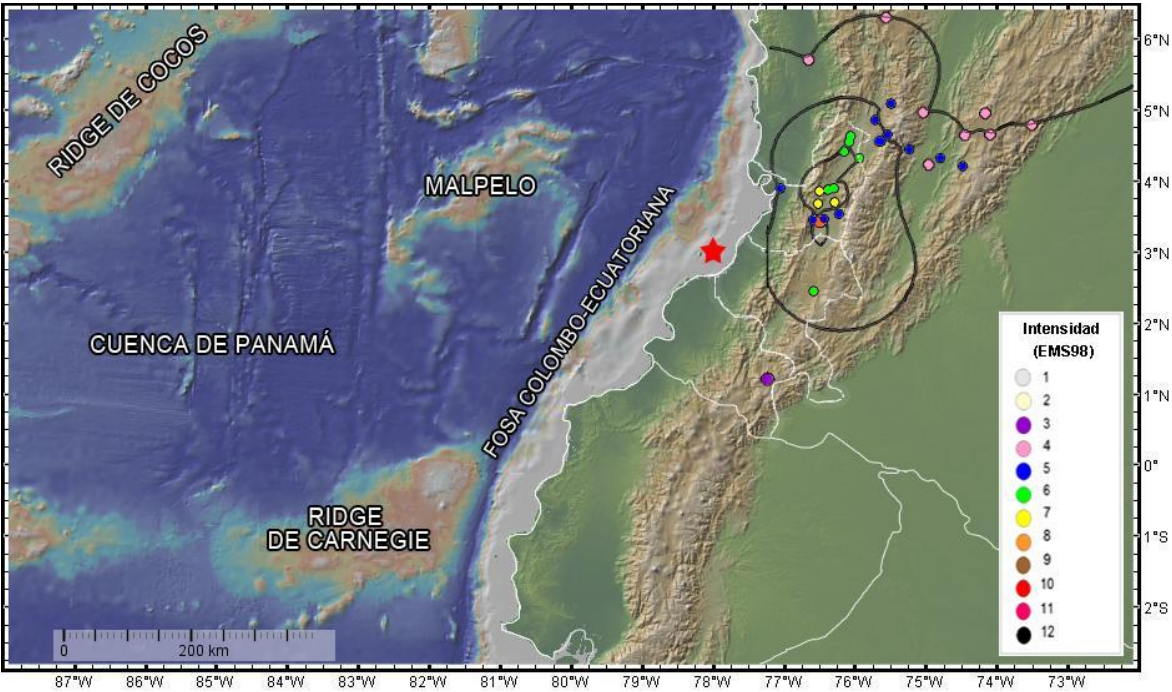


Figura 22. Mapa de isosistas del sismo ocurrido el 7 de junio de 1925. Escala de intensidad EMS98. Localización epicentral CERESIS (estrella roja).

6.7. ANÁLISIS DE MECANISMOS FOCALES

En total se obtuvo la solución de los mecanismos focales para 23 eventos con magnitud $M_w > 5.0$ en el área de estudio. Los datos correspondientes a dichas soluciones se tomaron de los catálogos del ISC y GCMT.

En la Figura 23 se observa que la totalidad de los mecanismos obtenidos corresponden a sismicidad superficial y se distribuyen principalmente en el océano, cerca de la fosa.

En la Tabla 8 se presenta la información e interpretación del mecanismo para cada uno de los eventos. De los 10 eventos asociados a fallamiento normal, se encontraron 9 que se ubican al lado izquierdo de la Fosa. Dicho comportamiento es el esperado en esta parte de la subducción, causado por la flexión de la placa subducida. Un evento (número 13) fue ubicado en el continente, sobre la falla Buesaco. De acuerdo con Paris et al., (2000) esta estructura presenta movimiento normal.

Adicionalmente, en el continente se encuentra el evento 11, el cual se ha interpretado como de tipo transcurrente y es atribuido a la Falla Rosas-Julumito. Este evento es conocido por haber causado la destrucción parcial de Popayán y generar pérdidas considerables en toda la región (Ver sección 4.1.1).

6.7.1. Asociación a fuentes sismogénicas

Con base en el análisis anterior se realizó la respectiva asociación con la tectónica de la zona de estudio. Como se había mencionado anteriormente, para esta se reconocen dos fuentes sismogénicas: estructuras en la corteza continental y el proceso de subducción (Ver sección 4.2), para las cuales se utilizaron los números 1 y 2 respectivamente (Tabla 10).

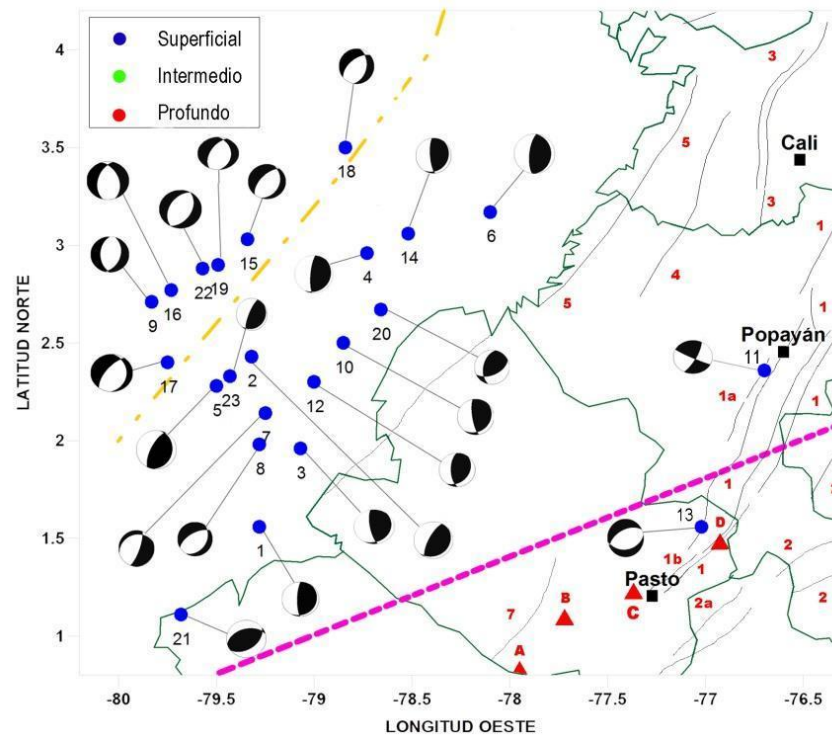


Figura 23. Localización de los eventos del catálogo con su respectivo mecanismo focal. Fallas y pliegues cuaternarios en la zona de estudio y localización de los volcanes activos en la zona de estudio (Ver sección 4.2). Mapa elaborado con Surfer ©.

Tabla 10. Sismos con $M_w \geq 5.0$ con solución del mecanismo focal en la zona de estudio.

Nº	Año	Mes	Día	Prof	Mw	Im	??	δ	λ	Tipo de mecanismo	Fuente
1	1979	12	12	24	8.1	10	30	16	118	Oblicuo-inverso dextral	2
2	1979	12	13	25	6.3		45	19	107	Oblicuo-inverso dextral	2
3	1979	12	31	20	6.0		31	21	129	Oblicuo-inverso dextral	2
4	1980	01	07	31	5.3		30	15	114	Oblicuo-inverso dextral	2
5	1980	01	26	33	5.6		12	22	76	Inverso	2
6	1980	09	03	31	6.1		1	20	85	Inverso	2
7	1981	01	03	33	5.4		253	24	-39	Oblicuo-normal sinistral	2
8	1981	01	07	31	5.5		32	33	-114	Oblicuo-normal dextral	2
9	1981	07	07	1	5.3		16	43	-78	Normal	2
10	1982	08	01	33	5.3		41	22	138	Oblicuo-inverso dextral	2
11	1983	03	31	15	5.6	9	26	76	175	Transcurrente	1
12	1984	07	30	19	5.1		35	33	121	Oblicuo-inverso dextral	2
13	1985	04	10	10	5.2		81	38	-76	Normal	1
14	1985	06	10	18	5.5		32	19	125	Oblicuo-inverso dextral	2
15	1987	01	25	15.2	5.8		19	32	-109	Normal	2
16	1989	02	12	33.0	5.1		340	46	-116	Normal	2
17	1989	09	09	14.2	5.7		1	29	-123	Normal	2
18	1994	06	03	15.1	5.8		10	42	-123	Normal	2
19	1994	11	26	10.0	5.2		357	37	-114	Normal	2
20	1995	04	12	37.0	5.0		193	50	51	Oblicuo-inverso sinistral	2
21	1995	10	10	16.0	5.1		253	46	104	Inverso	2
22	1995	11	13	37.0	5.3		208	45	-90	Normal	2
23	1996	04	27	15.0	6.1		44	15	110	Inverso	2

Fallas Corticales

- 1** Sistema de Fallas de Romeral
- 1a** Falla Rosas - Julumbito
- 1b** Falla Buesaco
- 2** Sistema de Fallas Frontal Oriental
- 2a** Falla Sibundoy
- 3** Sistema de Fallas Dagua - Calima
- 4** Falla El Tamor
- 5** Falla Naya - Micay
- 6** Falla remolino - El Charco
- 7** Falla Piedrancha

Volcanes

- A** Volcán Cumbal
- B** Volcán Azufral
- C** Volcán Galeras
- D** Volcán Doña Juana

- Fallas corticales
- Fosa Colombo-Ecuatoriana
- ▲ Volcanes
- Ciudades
- Sismos
- Prolongación de la ridge de Carnegie

7. CONCLUSIONES Y LIMITACIONES

- La fuente sismogénica que más contribuye a la sismicidad de la zona de estudio en el periodo de tiempo analizado, corresponde a la interacción de la placa Nazca con la placa Suramericana.

Sin embargo, este análisis no arrojó resultados que permitan la directa asociación de eventos con el proceso de subducción de la ridge de Carnegie. Aunque la ventana espacio-temporal utilizada no descarta definitivamente la posibilidad de la existencia de algún evento relacionado con la subducción de este cuerpo. Es posible que la recurrencia del mismo sea mayor a la escala de tiempo estudiada.

En este caso, se recomienda (1) completar y mejorar la calidad de la información actualmente disponible con estudios más exhaustivos, por ejemplo, estudios de paleosismicidad; (2) ampliar la zona de estudio, aunque el presente trabajo está enfocado en analizar el suroccidente de Colombia es conveniente ampliar dicha zona en dirección sur, hacía las costas de Ecuador donde se localiza la ridge de Carnegie, con el fin de abarcar una porción más grande de prolongación de esta y así obtener mayor claridad en los resultados; y (3) extender la ventana de tiempo.

- A pesar de los resultados obtenidos, el presente trabajo se presenta como uno de los pasos más significativos para la continuación de la búsqueda de posibles fuentes sismogénicas que no hayan sido evaluadas hasta el presente.
- Para la homogeneización de algunos parámetros sísmicos, como la intensidad y la magnitud, no es recomendable utilizar métodos de conversión, ya que se agrega mayor incertidumbre a los valores obtenidos.

En el caso de la intensidad se debe acudir en primera instancia a las fuentes primarias de información y no al uso de las tablas de reasignación de valores de intensidad, sin embargo en la mayoría de los casos es muy difícil acceder a la información o incluso no existe.

Dentro de las limitaciones que se presentaron en el desarrollo de la presente investigación se resaltan:

- Los estudios de sismicidad histórica manejan un alto grado de incertidumbre, asociados con los grandes intervalos de tiempo donde hay ausencia de información. La zona de estudio no escapa a esta situación. Por lo tanto, no fue imposible obtener perfiles de sismicidad que proporcionen con exactitud y claridad el ángulo de buzamiento de la ridge de Carnegie.

Adicionalmente, no contar con un reporte completo de efectos y daños de los sismos que existen dentro del área de prolongación de la ridge de Carnegie impidió la creación de los mapas isosistas y por consiguiente no se pudo realizar la asociación de estos a una fuente sismogénica en específico.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AIS. (2009). *Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia*.
- AIS. (2010). *Reglamento Colombiano de Construcción Sismo Resistente*.
- Arroyo, M., Godínez, K. & Linkimer, L. (2017). Completitud del catálogo de la Red Sismológica Nacional de Costa Rica durante 1975-2014. *Boletín de Geología*, 39(3):87-98.
- Blandón, J. C., & Ríos, L. F. (sin publicar). Determinación de parámetros macrosísmicos del terremoto del 07 de junio de 1925 y configuración de elementos expuestos en Santiago de Cali ante la probabilidad de ocurrencia.
- Bufo, E. (1994). Métodos para la determinación del mecanismo focal de los terremotos. *Física de la Tierra*, 113-139.
- Cahill, T., & Isacks B. (1992). *Seismicity and shape of the subducted Nazca plate*. Obtenido de J. Geophys. Res. 97, 17,503–17,529: <http://dx.doi.org/10.1029/92JB00493>.
- California Geological Survey. (2002). How Earthquakes and their Effects are Measured. *California Geological Survey*, 1-4.
- CERESIS, & España, I. G. (2017). Desarrollo de un proyecto de peligrosidad sísmica nacional.
- CERESIS, C. R. (1985). Catálogo de terremotos para América del Sur. *Descripción del catálogo e informes nacionales*. Proyecto Sisra.
- Chung, W. Y., & Kanamori, H. (1978). A mechanical model for plate deformation associated with aseismic ridge subduction in the New Hebrides arch. *Tectonophysics*.
- Collot, J. Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., y otros. (2008). *Visión general de la morfología submarina del margen convergente de Ecuador - Sur de Colombia: implicaciones sobre la transferencia de masa y la edad de la subducción de la Cordillera de Carnegie*. Obtenido de http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers11-11/010051352.pdf

- DANE. (2005). *Estimaciones de población 1985-2005 (4) y proyecciones de población 2005-2020 nacional y departamental desagregado por área, sexo y grupos quinquenales de edad*. Obtenido de Departamento Administrativo Nacional de Estadística: <http://www.dane.gov.co/>
- Espinosa Baquero, A. (2012). *Enciclopedia de desastres Naturales Históricos de Colombia*. Colombia: Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales ISBN: 978-958-9205-59-4 v. 7 Pags. 1840. CD-ROM.
- Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., y otros. (2008). Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate: Insights from analog modeling. *Tectonics*, VOL. 27, 1-19.
- Gerya, T. V., Fossati, D., Cantieni, C., & Seward, D. (2009). Dynamic effects of aseismic ridge subduction: numerical modeling.
- Gutenberg, B. & Richter, C.F. (1954). "Seismicity of the Earth and Associated Phenomena". Princeton University Press. Princeton, NJ, USA.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the north Andean margin: impact of the Carnegie Dorsal oceánica collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270.
- Hasegawa, A., & Sacks, I. (1981). *Subduction of the Nazca Plate beneath Peru as determined from seismic observations*. Obtenido de J. Geophys. Res. 86, 4971–4980.: <http://dx.doi.org/10.1029/JB086iB06p04971>
- Heaton, T., Tajima, F., & Mori, A. W. (1986). Estimating ground motions using recorded accelerograms. *Surveys in Geophysics*, 25-83.
- INGEOMINAS. (1993). Proyecto de Sismotectónica del Territorio Colombiano, Actualización de la Información Sísmica de Colombia.
- INGEOMINAS. (1999a). Actualización Catálogo de sismos de Colombia para estudios de amenaza sísmica 1566-1998, Datos de Hipocentros e Intensidades, Proyecto Estudio de la Amenaza Sísmica de Colombia, edited by C. ALVARADO (Bogotá), pp.16.
- INGEOMINAS. (2002). Base de Datos de sismicidad de Colombia, Red Sismológica Nacional y Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia, Bogotá.

- INGEOMINAS. (2005). *Estudio de Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali*. Santiago de Cali.
- Instituto de Geociencias de la Universidad Complutense. (s.f.). Obtenido de Instituto de Geociencias, Universidad complutense Madrid: <http://www.igeo.ucm-csic.es/cultura-cientifica/divulgacion/186-igeoquiz-terremoto-de-ja%C3%A9n>
- Kanamori, H. (1977). Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications. En A. G. Union, *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins* (Vol. 1, págs. 162-174). Washington D.C: M.Talwani and W.C Pitman.
- Kanamori, H., & McNally, K. (1982). Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia Coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72, 1241-1253.
- Kelleher, J. (1972). Rupture zone of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77, 2087–2103.
- Kumar, A., Wagner, L. S., Beck, S. L., Long, M. D., Zandt, G., Young, B., y otros. (2016). Seismicity and state of stress in the central and southern Peruvian flat slab. *Earth and Planetary Science Letters*, 71-80.
- Linkimer, L. (2008). Application of the kriging method to draw isoseismal maps of the significant 2002-2003 Costa Rican earthquakes. *Revista Geológica de América Central*, 38: 119-134, 2008.
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funiciello, F., & Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation: Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*.
- McGeary, S., Nur, A., & Ben-Avram, Z. (1985). Spatial gaps in arch volcanism: The effect of collision or subduction of oceanic plateaus. *Tectonophysics*.
- Monsalve, H., & Mora, H. (2005). Esquema geodinámico regional para el noroccidente de Suramérica (Modelo de subducción y desplazamientos relativos). *Boletín de Geología*, 27(44).

- Monsalve, J. H. (1998). Geometría de la subducción de la Placa de Nazca en el noroeste de Colombia: Implicaciones tectónicas y sísmicas. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica UNAM. 107.
- Musson, R. M. (2012). Intensity and Intensity Scales. 1-20.
- Musson, R. M., Grünthal, G., & Stucchi, M. (2010). The comparison of macroseismic intensity scales. *J. Seismol*, 14, 413-428.
- Nasir, A., Lenhardt, W., Hintersberger, E., & Decker, K. (2013). Assessing the completeness of historical and instrumental earthquake data in Austria and the surrounding areas. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 90-102.
- Okal, E. A. (2011). Earthquake, Focal Mechanism. En *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (págs. 194-198). Harsh K. Gupta .
- Olarte Jorge, L. D. (2001). Sismicidad y Peligrosidad Sísmica en la Región Suroccidental del Perú. *Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres* .
- Ospina, L., Salcedo, E., & Cruz, A. (En curso). Caracterización sismotectónica de la fuente sísmica intermedia asociada con la "subducción" de la dorsal oceánica de Carnegie. Santiago de Cali, Colombia.
- París, G., & Romero, J. (1994). Fallas Activas en Colombia. (A. V. Betancourt, Ed.) *BOLETIN GEOLOGICO*, 34(2-3), 3-25.
- Paris, G., Machette, N., Dart, R. L., & Haller, K. M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. *U.S. Geological Survey (USGS)*, 1-61.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal Geophysical research*.
- Potes, J. E., Moreno, S., & Burbano, J. (2013). *Ensayos sobre Economía Regional (ESER)*. Obtenido de Banco de la República: <http://www.banrep.gov.co/>
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los Terremotos en Colombia*.
- Ruff, L., & and Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Physics of the earth and Planetary Interiors*, 23, 240–252.

- Rydelek, P. A., & Sacks, I. S. (1989). Testing the completeness of earthquake catalogs and the hypothesis of self-similarity. *Nature* 337, 251–253.
- Semana Sostenible. (2017)¿Cuánto le han costado a Colombia los desastres de origen natural? *Semana Sostenible*, 2-3.
- Servicio Geológico Colombiano (SGC). (2017). Obtenido de <http://sish.sgc.gov.co/visor/>
- Salcedo, E., & Pérez, J. L. (2016). Caracterización sismotectónica de la región del Valle del Cauca y zonas aledañas a partir de mecanismos focales de terremotos. *Boletín de Geología*, 38(3), 89-107.
- Stepp, J. C. (1972). Analysis of completeness of the earthquake sample in the puget sound area and its effect on statistical estimates of earthquake hazard. *National Oceanic and Atmospheric Administration Environmental Research Laboratories, Boulder Colorado, 80302.*, 897-909.
- Taboada, A., Dimaté, C., & Fuenzalida, A. (1998). Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *FÍSICA DE LA TIERRA*, 111-147.
- Tar buck, E., & Lutgens, F. (2005). *CIENCIAS DE LA TIERRA: Una introducción a la geología física* (8 ed.). Madrid: Pearson Education S. A.
- Taylor, D. W. (1990). Nonlinear frequency-magnitude relationship for the Hokkaido corner, Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* 80, 340–353.
- Udías, A. & Mezcua, J. (1986). Fundamentos de Geofísica. Primera edición, USM. Madrid, pp. 419.
- Uyeda, S., & Kanamori, H. (1979). Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. *Journal of Geophysical Research*, 1049-1061.
- Wiemer, S., & Wyss, M. (2000). Minimum magnitude of complete reporting in earthquake catalogs: examples from Alaska, the Western United States, and Japan. *Bull. Seism. Soc. Am.* 90, 859–869.
- Woessner, J., & Wiemer, S. (2005). Assessing the Quality of Earthquake Catalogues: Estimating the Magnitude of Completeness and Its Uncertainty. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 684-698.

ANEXOS

Los anexos se presentan virtualmente y son los siguientes:

- Anexo 1. Catálogo de sismicidad histórica de la zona de estudio
- Anexo 2. Metodología de Stepp