

Parámetros del terremoto del 05 febrero de 1938 en la Región del Eje Cafetero-Colombia a partir de datos macrosísmicos

Elkin de Jesús Salcedo-Hurtado^{1,4} , Mario Hernández Obregón^{2,4} , Nathalie García Millán^{3,4*} 

Resumen

El 05 de febrero de 1938 en la región del eje cafetero se produjo un terremoto histórico en Colombia. Se aplican métodos de análisis macrosísmico a partir de curvas de isosistas, para determinar los principales parámetros sismológicos del terremoto ocurrido. Los resultados indican que el epicentro macrosísmico normal (E_n) está localizado en $\phi = 5.102^\circ \text{N}$; $\lambda = 75.603^\circ \text{O}$. Se identificó que la profundidad del foco normal es $h_n = 62.9 \pm 1.44 \text{ km}$. La magnitud y energía sísmica liberada se calcularon aplicando ecuaciones existentes en la literatura, obteniéndose $M6.2$ y $M_L6.2$. La energía sísmica liberada es $E = 1.37 \cdot 10^{23} \text{ ergios}$. Se evaluó el momento sísmico escalar $M_0 = 2.74 \cdot 10^{27} \text{ dinas-cm}$ y la respectiva magnitud momento sísmico $M_w = 7.6$. Por último, se calculó la magnitud de ondas superficiales $M_s = 6.7$ y la aceleración sísmica es de $0.15g$.

Palabras clave: Terremoto, campo macrosísmico, Epicentro macrosísmico, Profundidad focal, Magnitud, Momento sísmico.

Abstract

A historical earthquake occurred in Colombia on February 5, 1938 in the Eje Cafetero zone. Macrosismic analysis methods are applied from isoseismal curves, to determine the main seismological parameters of this earthquake. The results indicate that the normal macrosismic epicenter (E_n) is located at $\phi = 5.102^\circ \text{N}$; $\lambda = 75.603^\circ \text{W}$. The normal depth of focus $h_n = 62.9 \pm 1.44 \text{ km}$ was identified. The magnitude and seismic energy released were calculated by applying existing equations in the literature, obtaining $M6.2$ and $M_L6.2$. The seismic energy released is $E = 1.37 \cdot 10^{23} \text{ erg}$. The scalar seismic moment $M_0 = 2.74 \cdot 10^{27} \text{ dynes-cm}$ and the respective seismic moment magnitude $M_w = 7.6$ were evaluated. Finally, the magnitude of surface waves $M_s = 6.7$ was calculated and 0.15 g in the seismic acceleration.

Key words: Earthquake, Macrosismic field, Macroscopic epicenter, Focal depth, Magnitude, Seismic moment.

Introducción

El terremoto del 5 de febrero de 1938 es considerado como uno de los eventos sísmicos más importantes que han ocurrido en Colombia, afectando varias poblaciones del Eje Cafetero, que corresponde a la región cultural, económica y ecológica ubicada en la parte centro-occidental del país, abarcando territorios de los departamentos de Caldas, Risaralda, Quindío, Tolima, suroeste del departamento de Antioquia, y el norte y oriente del departamento del Valle del Cauca.

Debido a la energía liberada por el evento, las ondas sísmicas fueron registradas en varias estaciones sismográficas del mundo como en St. Louis (EE. UU.), San Juan de Puerto Rico, Huancayo (Perú), Ottawa (Canadá), Tortosa (España), Manila (Islas Filipinas), entre otras (Ramírez, 1938). Se

tienen diversos registros históricos que dan cuenta de los efectos y daños causados por este sismo; según Ramírez (1975), por las consecuencias ocasionadas, este evento se recuerda de manera especial en casi todas las poblaciones de la región.

El departamento de Caldas concentró las mayores afectaciones, sufriendo daños generalizados en casi todo su territorio. En sus municipios se registraron colapso de viviendas y edificaciones, daños graves en iglesias, caída de postes de alumbrado público, afectaciones en las redes de acueducto y algunos muertos (Ramírez, 1975; Espinosa, 2012). En el Quindío, los daños fueron menores que en Caldas, se presentaron averías en edificios de bancos, teatros, colegios y viviendas; sin embargo, en el municipio de Salento, hubo

Received: October 15, 2019; Accepted: June 7, 2023; Published on-line: July 1, 2023.

Editorial responsibility: Dr. Raúl W. Valenzuela

* Corresponding author: Nathalie García Millán

¹ Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Ciudad universitaria. Calle 100 No. 13-00. Cali, Colombia. elkin.salcedo@correounivalle.edu.co

² Estudiante Maestría en Análisis Espacial y Geoinformática, Universidad Autónoma del Estado de México. Toluca, México.

³ Estudiante Doctorado Ciencias Ambientales, Universidad del Valle-Cali, Calle 100 No. 13-00. nathalie.garcia@correounivalle.edu.co

⁴ Grupo Georiesgos, adjunto al Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano (OSSO - REDSW), Universidad del Valle, Ciudad Universitaria. Santiago de Cali, Colombia.

Elkin de Jesús Salcedo Hurtado

<https://doi.org/10.22201/igeof.2954436xe.2023.62.3.1715>

destrucción parcial del casco urbano, donde la mayoría de las residencias fueron destruidas y edificios públicos resultaron gravemente averiados. En el departamento de Risaralda, hubo daños en fábricas, varios edificios destruidos, afectaciones graves en edificaciones, iglesias, plazas de mercado y establecimientos comerciales. Finalmente, en el Valle del Cauca, se presentaron averías serias sobre todo en las edificaciones y viviendas de los municipios del norte del departamento (Espinosa, 2012).

Sobre este evento sísmico se han propuesto diversas soluciones de sus parámetros sismológicos, en especial su localización epicentral, profundidad, magnitud e intensidad (Gutenberg & Richter, 1954; Goberna *et al.*, 1985; Espinosa, 1996; Ramírez, 1975; Engdahl & Villaseñor, 2002; Marín *et al.*, 2006; Cifuentes & Sarabia, 2007; SGC, 2015; Di Giacomo & Sarabia, 2021). Algunas de estas fuentes lo que hacen es reproducir los datos presentados por otros estudios anteriores sin realizar cálculos específicos de sus parámetros.

Dado que, a la fecha de ocurrencia del sismo, el país no contaba con instrumentación, ni red de estaciones, para la detección y obtención de variables físicas, la utilización de datos macrosísmicos se convierte en la mejor y única opción para obtener relaciones y fórmulas que permitan una mayor comprensión del evento y de la amenaza sísmica de la región (Gómez Capera & Salcedo Hurtado, 2002). Por lo tanto, el presente artículo, partiendo del mapa de intensidades propuesto por Espinosa (1996) y haciendo uso de modelos ampliamente difundidos en la literatura, contribuye en la ampliación del conocimiento del evento sísmico del 5 de febrero de 1938 con la determinación de los parámetros macrosísmicos del terremoto (profundidad focal, localización epicentral y magnitud); de igual manera, se evalúa la magnitud M_w , la energía y la aceleración sísmica. Los resultados obtenidos en este trabajo son comparados con los presentados por otros autores en estudios anteriores, mostrándose un gran complemento de parámetros que pueden ser útiles en estudios de amenaza y riesgo sísmico regional.

Marco tectónico regional

Desde el contexto geodinámico el territorio colombiano es una región compleja dominada por las placas tectónicas Sudamericana, Nazca y Caribe. Los movimientos relativos entre estas placas durante la era Cenozoica dieron origen al sistema orogénico de los Andes del Norte, y ha generado deformaciones continentales, actividad volcánica y una intensa dinámica sísmica (Taobada *et al.*, 1998; Cortés & Angelier, 2005).

Específicamente, el occidente colombiano se encuentra enmarcado por la convergencia de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana, siendo la principal fuente de amenaza sísmica para Colombia y la causante de los dos terremotos más grandes que afectaron el país durante el siglo XX, en

los años 1906 y 1979, con una magnitud $8.8M_w$ y $8.1M_w$, respectivamente (INGEOMINAS & DAGMA, 2005).

La interacción de estas placas se da a lo largo de la trinchera Colombo-Ecuatoriana con una velocidad de subducción de aproximadamente 7.0 cm/año (Freymueller *et al.*, 1993; Taobada *et al.*, 1998; Taobada *et al.*, 2000). Sin embargo, la geometría de la placa Nazca bajo la Suramericana ha sido estudiada y debatida por diversos autores (Santó, 1969; Isack & Molnar, 1971; Dewey, 1972; Baranzagi & Isacks, 1976; Pennington, 1981; Hall & Wood, 1985; Gutscher *et al.*, 1999; Gutscher *et al.*, 2000; Quispe *et al.*, 2003; Monsalve & Mora, 2005; INGEOMINAS & DAGMA, 2005), quienes de manera general plantean que es caracterizada por presentar diferentes modos y ángulos de subducción, que se ven reflejados en la distribución de la sismicidad, sobretodo en aquella de profundidad intermedia (entre los 3°N y 4°N de latitud) y han conllevando al reconocimiento de una segmentación longitudinal de la placa (INGEOMINAS & DAGMA, 2005; Pedraza-García *et al.*, 2007).

Bohorquez *et al.* (2005), señalan que la subducción de la placa Nazca presenta cambios en el buzamiento a lo largo de la zona de colisión, teniendo al norte un ángulo de 18° , en un segmento denominado Murindó, luego un ángulo de 30° , en un segmento de transición (entre los 5°N y 6°N), y al sur 38° , en el segmento denominado Cauca. A su vez, Pedraza-García *et al.* (2007), plantean que dentro de la trinchera Colombo-Ecuatoriana se presentan tres tipos de subducciones, que varían para diferentes segmentos en su ángulo de inmersión, profundidad y distancia. Estos autores proponen la presencia de cuatro segmentos: Cali, Popayán, Nariño y Quito.

Por otro lado, en la caracterización sismotectónica del estudio de microzonificación sísmica de la ciudad de Cali (INGEOMINAS & DAGMA, 2005), se define para la zona de subducción tres segmentos (Figura 1). El segmento Norte se localiza entre 5.5°N y 7.5°N de latitud, frente a la costa norte del departamento del Chocó, con un azimut de 310° y 170 km de longitud. Se caracteriza por presentar las mayores profundidades para la fosa Colombo-Ecuatoriana y por la sismicidad más cercana a la fosa inferior a los 60 km de profundidad, con aumento en la profundidad hacia el noreste y concentrada hacia los extremos del segmento.

El segmento Centro está localizado frente a la costa sur de Chocó, entre 4.0°N y 5.5°N de latitud, con 20° de azimut en un tramo de 160 km . La sismicidad superficial se concentra en la parte norte del segmento, aumentando la profundidad hacia el oriente bajo las cordilleras Occidental y Central, con sismos de hasta 210 km de profundidad. Según este estudio de microzonificación sísmica (INGEOMINAS & DAGMA, 2005), el plano de Benioff tiene 40° de buzamiento, que se introduce hasta los 210 km de profundidad bajo la cordillera Central, donde se localiza el vulcanismo activo en esta zona del país.

Por último, el segmento Sur se encuentra frente a las costas de los departamentos de Valle del Cauca, Cauca, Nariño y norte de Ecuador, entre 0° y 4°N de latitud y 40° de azimut, con una longitud cercana a los 550 km. La actividad sísmica en este tramo muestra dos comportamientos, el primero de tipo superficial (< 30 km), próxima a la fosa y la segunda,

con sismos algo más profundos (40 km) hacia el continente (INGEOMINAS & DAGMA, 2005).

Sismos representativos en la zona de estudio

La región del Eje Cafetero, históricamente ha sido sometida a eventos sísmicos que han dejado fuertes afectaciones en su

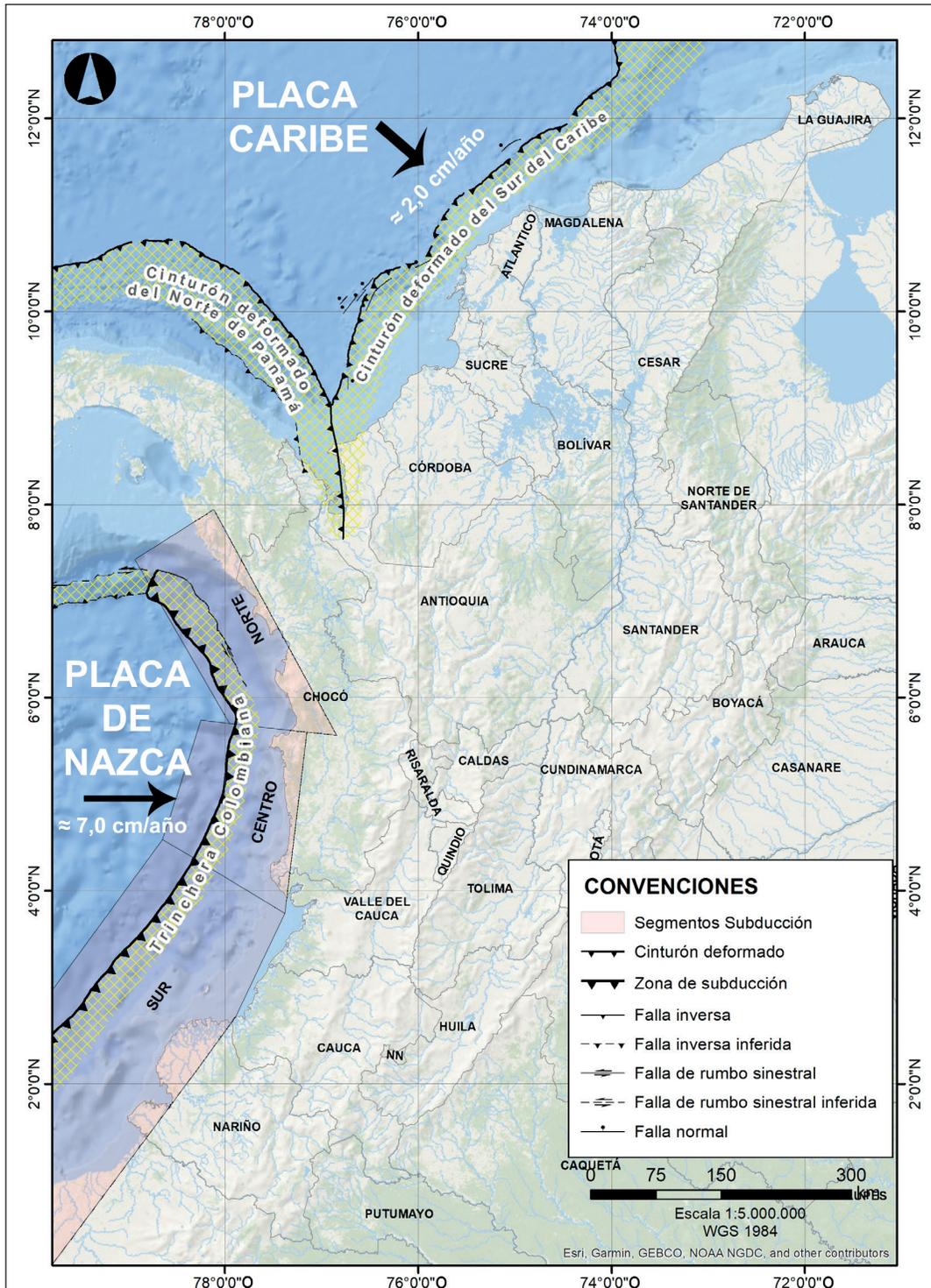


Figura 1. Marco tectónico regional: a) convergencia de placas tectónicas en la esquina noroccidental de Sudamérica, (Fuente: modificado de París *et al.*, 2000; INGEOMINAS & DAGMA, 2005).

territorio. Se tiene conocimiento que el evento más antiguo registrado, que haya ocasionado algún tipo de consecuencia, es del año 1785 y el más reciente de 1999 (Espinosa, 2012). Según lo descrito por Ramírez (1975) y Espinosa (2012), por sus implicaciones en la región, es conveniente citar los eventos sísmicos del 5 de febrero de 1938 (objeto de análisis en el presente estudio), 20 de febrero de 1961, 30 de julio de 1962, 23 de noviembre de 1979, 8 de febrero de 1995 y el del 25 de enero de 1999; los cuales lograron intensidades por encima de VII.

De estos, sobresalen el sismo del 23 de noviembre de 1979, que dejó enormes pérdidas en toda la región, sobretodo en Manizales (Caldas) y Pereira (Risaralda), y el ocurrido el 25 de enero de 1999, que se destaca por los graves daños ocasionados, sobretodo en la ciudad de Armenia (Quindío), donde más de 50 edificaciones colapsaron y centenares quedaron muy afectadas (Espinosa, 2012).

Por otro lado, al analizar el catálogo sísmico de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC), se obtiene que desde el año 1993 hasta diciembre de 2018, en la región se

han presentado 8122 eventos sísmicos (Figura 2a), que en su mayoría son superficiales (Figura 2b y 2c) y presentan valores de magnitud entre 1.8 y 6.5 MI. Para este set de datos, el valor global del parámetro b obtenido a partir de la relación Gutenberg–Richter, corresponde a un rango bajo (Figura 2d), que puede interpretarse como una alta concentración de esfuerzos (energía elástica), asociados posiblemente a procesos de deformación tectónica (Wiemer & Wyss, 1997; Zuniga & Wiss, 2001) y a la probabilidad de presentarse sismos de una magnitud grande en la región (Condori & Pérez, 2015). Sin embargo, dado que no es el objeto de la presente investigación, no se realiza un análisis de las variaciones espaciales de este parámetro y no se contemplan procesamientos estadísticos específicos para mejorar el ajuste de los datos en las magnitudes superiores a 5 MI, donde se carece de registros.

2. Estudios anteriores

Alrededor de las 02:23 UTC del 05 de febrero de 1938 fuentes primarias escritas reportan la ocurrencia de un terremoto

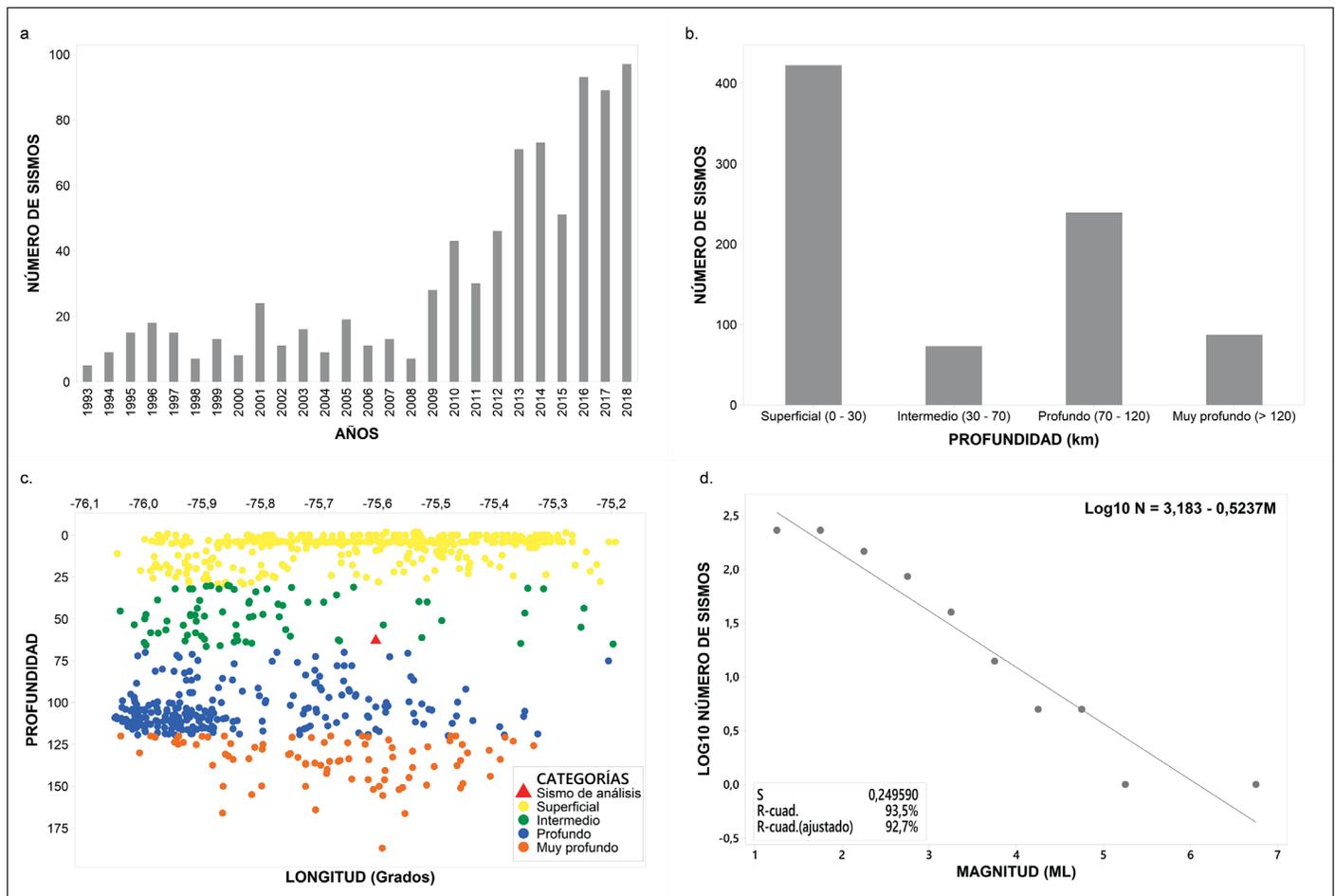


Figura 2. Características de la sismicidad en la zona de estudio: a) distribución temporal de la sismicidad en el periodo de 1993 a 2018, b) número de sismos por profundidad, c) distribución de la sismicidad con la profundidad y d) relación G-R, frecuencia de ocurrencia de los sismos (Fuente: gráficas realizadas con información del catálogo sísmico de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC)).

que, debido a la violencia del choque de las ondas, causó que las plumas de los sismógrafos se salieran (Periódico La Voz de Caldas, 1938). La Figura 3 muestra los diferentes estudios que reportan datos macrosísmicos e instrumentales sobre este evento sísmico.

2.1 Datos Instrumentales

Gutenberg & Richter (1954), reportan la ocurrencia del terremoto a las 02:23:24 del 05 de febrero de 1938 en hora universal, es decir, 5 horas después del horario en Colombia, localizado en las coordenadas 4.500°N y 76.250°O, en cercanías al municipio El Dovio, Valle del Cauca, con profundidad de 160 km, y magnitud 7.0Ms.

En el trabajo del Centro Regional de Sismología para América del Sur (Goberna *et al.*, 1985), el sismo se relocaliza en 4.500°N y 76.300°O, con la misma profundidad y hora

de ocurrencia planteada por Gutenberg & Richter en 1954, además indican que la intensidad máxima en la Escala MM fue IX, con magnitud 7.0Ms.

Engdahl & Villaseñor (2002, en USGS) por su parte plantean la ocurrencia del sismo a las 02:23:41 UTC, a 4.555°N latitud y 75.919°O longitud, en cercanías del municipio Obando, Valle del Cauca, con profundidad 155.7 km y magnitud 6.9mB.

2.2 Datos Macrosísmicos

Según el estudio desarrollado por Ramírez (1975), el epicentro del terremoto estuvo localizado en las coordenadas 5.100°N y 75.500°O en Manizales, Caldas, a 160 km de profundidad, con intensidad mayor que VIII (Escala Rossi-Forel), los mayores daños causados se reportan en las poblaciones de Támesis, Aguadas, El Jardín, Valparaíso,

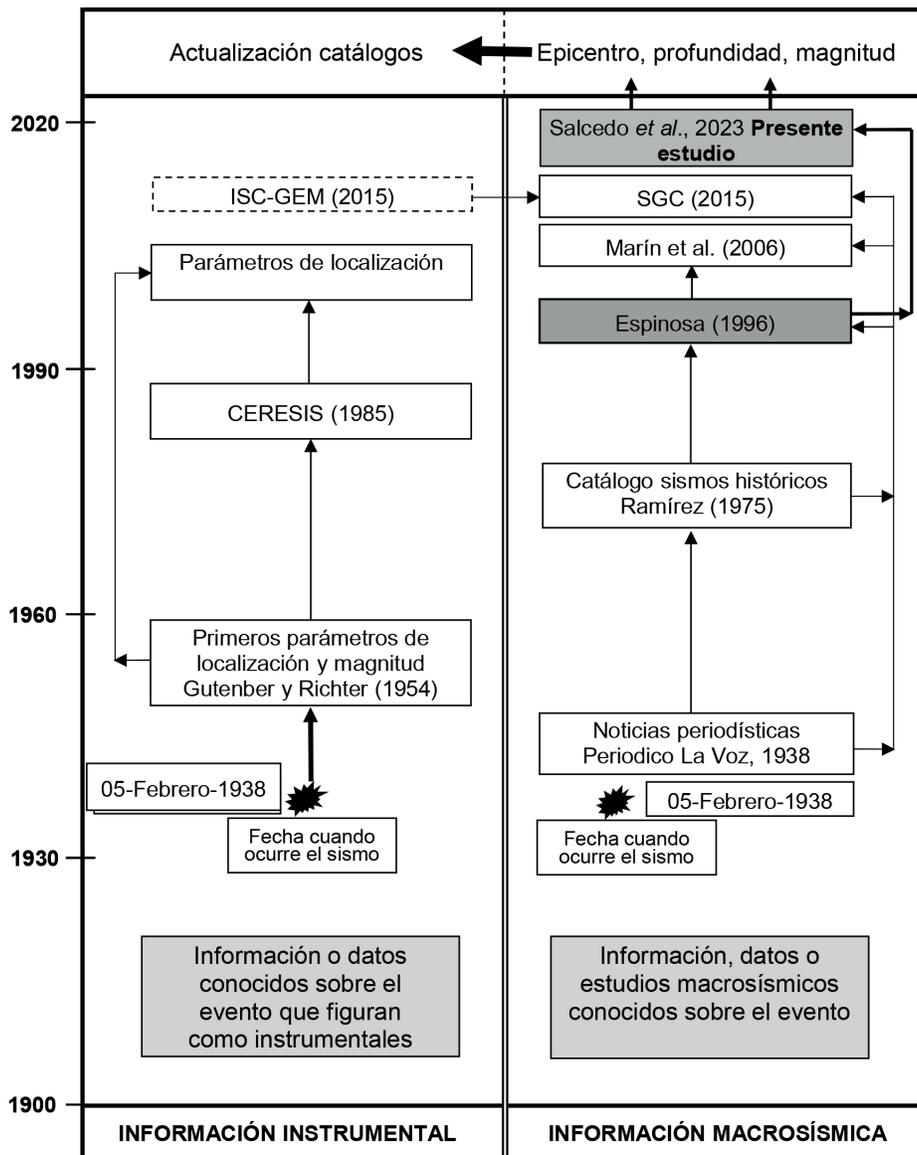


Figura 3. Árbol de estudios sobre el terremoto del 5 de febrero de 1938 en Colombia (Fuente: elaboración propia).

etc., en las vertientes orientales del Cauca. Sin embargo, el sismo se sintió casi en toda la nación, propagándose con mayor facilidad a lo largo de los ejes de las cordilleras.

Posteriormente, Espinosa (1996), propuso como epicentro macrosísmico al municipio de Filadelfia, Caldas. Las coordenadas correspondientes fueron 5.360°N latitud y 75.63°O longitud, define una profundidad instrumental de 90 km y una macrosísmica mayor a 45 km, con una intensidad máxima regional de VII – IX en la escala MSK (Medvedev, Spohnauer & Karnik, 1965).

Marín *et al.*, (2006), a partir de diversas fuentes documentales, proponen que el epicentro del terremoto de 1938 estuvo localizado en Riosucio, Caldas, en coordenadas 5.355°N y 75.625°O, con profundidad de 90 km y magnitud 5.8Ms; registran intensidades en la Escala Macrosísmica Europea (EMS-98) de X en las poblaciones de Aguadas y Aranzazu, IX en Manizales, VII en Riosucio y Villamaría.

El Servicio Geológico Colombiano (SGC, 2015) y Di Giacomo & Sarabia (2021) recopilan distintos parámetros instrumentales del sismo, entre ellos la localización epicentral que está dada en las coordenadas 4,684°N y 75,695°O, cerca al municipio de Filandia, Quindío, y la profundidad (150 km) los cuales fueron tomados del International Seismological Centre. La magnitud 7.0Ms corresponde a la calculada por Gutenberg & Richter, además indican una magnitud 7.5Mw. Por otra parte, también recopilan información de fuentes primarias para dar cuenta de los efectos del sismo en distintos

municipios del país, definiendo una intensidad máxima de VIII en la escala EMS-98.

La Tabla 1 resume los datos y parámetros reportados por las fuentes arriba reseñadas sobre el terremoto del 05 de febrero de 1938 ocurrido en la región del Eje Cafetero en el territorio de Colombia.

3. Campo macrosísmico

El campo macrosísmico de un terremoto, es decir, la sistematización de los efectos dejados por el evento en la superficie terrestre, se relaciona con las características del foco por medio de una relación que representa el decaimiento de la intensidad con el aumento de la distancia hipocentral (distancia al epicentro y profundidad), de la siguiente manera:

$$I_i = I_0 f(r_i) \quad (1)$$

Donde I_i – intensidad de la i -ésima isosista, I_0 – intensidad epicentral, y r – distancia hipocentral expresada como:

$$r^2 = \sqrt{x_i^2 + h^2} \quad (2)$$

Con x definida como la distancia epicentral dada por el valor de la i -ésima isosista y h la profundidad focal del sismo.

La ecuación (1) muestra que la intensidad en un punto determinado depende de la profundidad focal del terremoto,

Tabla 1. Datos instrumentales y macrosísmicos del terremoto del 05 de febrero de 1938 en el Eje Cafetero (Colombia), reportados en estudios anteriores (Fuente: elaboración propia).

| Fuente | Localización | Profundidad (km) | Magnitud | Intensidad |
|-----------------------------|---------------------|--|------------------|---|
| Gutenberg & Richter (1954) | 4.500°N 76.250°O | 160 | 7.0 Ms | --- |
| Goberna et al., (1985) | 4.500°N 76.300°O | 160 | 7.0 Ms | IX (MM) |
| Espinosa (1996) | 5.360°N 75.630°O | 90 (Instrumental) > 45 (Macrosísmica) | --- | VII Io (MSK) VIII – IX Máxima Regional |
| Ramírez (1975) | 5.100°N 75.500°O | 160 | 7.0 | > VIII (Rossi-Forel); |
| Engdahl & Villaseñor (2002) | 4.555°N 75.919°O | 155.7 | 6.9 mB | --- |
| Marín et al., (2006) | 5.355°N 75.625°O | 90 | 5.8 Ms | X (EMS-98) |
| SGC, 2015 | 4.684°N 75.695°O | 150 | 7.0 Ms 7.5 Mw | VIII (EMS-98) |
| Di Giacomo & Sarabia (2021) | 4.684°N 75.695°O | 150 | --- | VIII (EMS-98) |

lo que hace que su determinación sea un parámetro fundamental en todo análisis macrosísmico. Así, con este objetivo, en el presente trabajo se usa el modelo teórico propuesto por Blake (1941), modificado por Shebalín (1968), por lo cual se denomina como modelo Blake-Shebalín.

3.1 Caracterización del Campo Macrosísmico

El efecto macrosísmico dejado por un terremoto no se crea por el movimiento en toda la falla que lo produce sino en un segmento de ella, lo que demuestra porqué en las zonas inmediatas a ésta la intensidad es comparativamente elevada. Así, se establece que la formación de la parte de corto período de todo el espectro de radiación de un terremoto, es la responsable del desarrollo no solo del foco en total, sino de un conjunto de subfocos que, con ciertas propiedades y características definidas, se desarrolla dentro de las dimensiones del foco (Shebalin, 1972). Se tiene que en un foco grande existen dos tipos fundamentales de subfocos de emisión de corto período que, por un lado, corresponden a múltiples y pequeñas grietas, y, por el otro, a las complejidades tectónicas locales generadas por el movimiento en la falla principal.

Según Shebalin (1972), la combinación de los efectos del campo lejano y cercano en la aparición de un nivel de intensidad, en un punto específico de la superficie de la tierra, P_i , la geometría del campo macrosísmico se modifica por un incremento en el valor de intensidad producido por los efectos locales del terreno. Por lo cual, el foco del terremoto se entiende como la mínima región suficientemente isométrica, dentro de la cual se encierran todas las deformaciones irreversibles iniciales generadas por la liberación de la energía acumulada en un volumen en el interior de la Tierra. En otras palabras, el foco del terremoto puede considerarse puntual sólo si éste se ubica en una distancia suficientemente lejana del punto de observación (cuando la distancia hipocentral de todas las subfuentes de los semifocos, quedan al lado del observador y satisfacen la condición $D_{min} < D < kD_{min}$). Para los sismos más cercanos al punto de observación, se ponen de manifiesto los efectos locales del campo macrosísmico.

3.2 Efectos de extensión del foco del terremoto

El modelo cinemático más sencillo de la fuente de un terremoto, es considerarlo como un foco puntual, es decir, que se reduce a un punto sin dimensiones; sin embargo, esto es válido sólo si las observaciones se hacen a grandes distancias y son de frecuencias muy bajas comparadas con las dimensiones de la fuente. De esta forma, el foco de un terremoto puede considerarse como un punto para todas las distancias epicentrales definidas como (Shebalín, 1972):

$$D = \sqrt{\Delta^2 + h^2} \quad (3)$$

También han sido considerados modelos de focos con dimensión, en los cuales la dislocación producida se extiende a lo largo de una cierta superficie S . En este caso, es necesario especificar la geometría de la superficie de la fractura. Los dos modelos más sencillos y comunes son el de una fractura rectangular, propuesto por Haskell (1964), y el de fractura circular, presentado por Brune (1970). En el primer caso, la fractura se propaga unilateralmente en una dirección a lo largo de la longitud de la falla, que también tiene un ancho específico. En el caso de la fractura circular, la dislocación es representada por un pulso de esfuerzos tangenciales aplicado instantáneamente sobre toda la superficie de la falla. Este puede ser considerado como un modelo intermedio entre los modelos cinemáticos y los dinámicos.

Sin embargo, Savage (1966) propuso un modelo un poco más complejo, en el cual se considera que la fractura contiene un efecto de comienzo o nucleación y la correspondiente parada o finalización. Este modelo se representa en una fractura elíptica en la que su nucleación se origina en uno de los focos, que al prolongarse se detiene cuando llega al borde de la elipse. Es necesario mencionar, que el punto de origen de la fractura es el que se determina instrumentalmente como foco del terremoto, cuya profundidad es la que se ha denominado como profundidad normal Shebalin (1968, 1971).

De acuerdo con el modelo de comienzo y finalización de la ruptura focal propuesto por Savage (1966) y teniendo en cuenta las propiedades del medio geofísico, considerado como discreto y jerárquico donde se supone que las fracturas no son lineales sino que se propagan por las zonas de contacto entre bloques, podemos suponer que el foco de un terremoto, para alcanzar o acercarse a la superficie terrestre encierra necesariamente un área elíptica que en su propagación experimenta una extensión tanto horizontal como vertical. De manera que, el foco se presentará como la sucesión de subfocos que se han propagado casi oblicuamente.

Para esto, es necesario suponer, siguiendo el principio de Huygens que, al interior de toda la fractura, entre los focos de iniciación y terminación, existe una sucesión finita de subfocos (cadenas y barreras), a través de los cuales progresivamente se va transmitiendo la radiación de la energía elástica. Es posible considerar que estos subfocos son producidos por la oscilación de corto periodo de todo el espectro de radiación (Shebalin, 1972).

En términos generales, la solución del problema de determinar las dimensiones y ubicación del foco principal, usando la información de los mapas de isosistas, corresponde a resolver el problema inverso de la macrosísmica, que básicamente consiste en definir las relaciones fundamentales entre la profundidad del foco del terremoto h y las dos dimensiones lineales del foco, es decir, sus extensiones horizontal l_x y vertical l_z . En este caso, como profundidad

del foco se entiende el centroide de irradiación de la energía macrosísmica y no la profundidad del hipocentro, punto donde se inicia la ruptura.

3.2.1 Extensión horizontal del foco

De acuerdo con Shebalin (1972), se puede considerar que existe una relación directa entre la magnitud y las dimensiones de la ruptura en un terremoto, por lo que el foco de gran extensión horizontal l_x , puede representarse por una cadena de subfocos. De manera aproximada, la extensión horizontal podría definirse de acuerdo a la relación Shebalin (1991). Así, es justo suponer que la forma de la primera isosista hereda la extensión horizontal del foco local; en este caso la absorción anisotrópica en las pequeñas distancias puede despreciarse. Shebalin (1972) propuso que en términos generales la extensión horizontal del foco puede calcularse a partir de la siguiente fórmula:

$$l_x = d_{1\max} - d_{1\min} \quad (4)$$

En un terremoto grande, dependiendo de las condiciones del terreno, puede suceder que la aparición de la primera isosista, la de mayor valor de intensidad, esté relacionada con el efecto local de la extensión vertical del foco. En estos casos toda la extensión horizontal del foco se manifiesta en la forma de la siguiente isosista, libre del efecto local de la misma; de tal manera que l_x está representado por el promedio de las dos primeras isosistas:

$$l_x = \frac{(d_{1\max} - d_{1\min}) + (d_{2\max} - d_{2\min})}{2} \quad (5)$$

La extensión horizontal del foco representa uno de los factores que definen la falta de coincidencia de los epicentros instrumental y macrosísmico. Los otros dos factores son el error de la definición instrumental y las grandes heterogeneidades del medio de la región del foco. Para terremotos donde es evidente la aparición de una gran extensión horizontal del foco, el epicentro macrosísmico se toma como el centro de la primera isosista.

3.2.2 Extensión vertical del foco

De acuerdo con Shebalin (1972), la extensión vertical (l_z) del foco puede calcularse a partir de la siguiente expresión:

$$\log l_z = 0,3M - 0,8 \quad (6)$$

En el caso del foco con gran extensión vertical, se establecen los criterios de existencia del efecto macrosísmico de extensión vertical con:

$$0,3M - 0,7 \geq \log h_n \geq 0,3M - 0,95 \quad (7)$$

donde h_n (km) es la profundidad “normal” del foco. El primer límite significa la aparición de la ruptura en la superficie. El límite derecho marca la desaparición del efecto no puntual.

Además del criterio representado por la ecuación (7) los efectos macrosísmicos de la extensión vertical pueden ser revelados por la relación de las áreas de las isosistas vecinas.

De manera que si la curva $f(i) = \frac{S_i}{S_{(i+1)}}$ tiene un mínimo o un máximo en la segunda - tercera isosista, entonces, esto significa la existencia del efecto local, condicionado por la gran extensión vertical del foco; sin embargo, la ausencia de este mínimo no significa la ausencia del efecto de extensión vertical. El efecto local puede ser evidenciado en el caso del foco inclinado cuando el epicentro local (E_l) se corre a un lado del epicentro normal (E_n) en la mitad del sistema principal de isosistas (Shebalin, 1972).

El efecto macrosísmico de extensión vertical del foco, sensiblemente aumenta a causa de que la parte superior del foco de la ruptura se enriquece de subfuentes (rupturas secundarias) considerablemente en mayor cantidad que la parte inferior, además se crea un exceso de fuentes de radiación “macrosísmica” (de corto periodo) en la parte más superior del foco (Shebalin, 1972).

Un buen modelo de foco con gran extensión vertical lo representa el sistema de dos fuentes. Uno de ellos, el cual representa el centro geométrico de la parte principal del foco es designado como O_n ; su profundidad se denomina “profundidad normal, dada por h_n ”. La segunda fuente, que responde al centro de la parte más superior del foco, es designada por O_l , su profundidad es h_l . La extensión vertical del foco se define por la relación entre h_n y h_l de la siguiente manera (Shebalin, 1971, 1972):

$$l_z = 1,5(h_n - h_l) \quad (8)$$

Si el efecto macrosísmico de extensión vertical del foco no se expresa claramente en el mapa de isosistas, los datos macrosísmicos sólo permiten realizar el cálculo para la definición de la profundidad normal del foco del terremoto, por cuanto son dos métodos independientes. El decrecimiento relativo de las isosistas con la distancia define la profundidad local del foco, designada por h_l (Shebalin, 1971).

4. Método

4.1 Modelo Blake-Shebalin

En términos generales, el modelo Blake-Shebalin para la representación del campo macrosísmico, es expresado mediante la siguiente ecuación:

$$I_i = a_i - \gamma \log x_i \quad (9)$$

Comprando las ecuaciones (1) y (3) para focos superficiales ($h \rightarrow 0$), se puede ver que $a_i = I_0$ y $\gamma \log x_i = f(x_i)$.

Ahora, derivando (3) respecto a x_i e invirtiendo términos, se obtiene:

$$\frac{dx}{dl} = (-2,303/\gamma)x \quad (10)$$

Análogamente, para focos no superficiales se tiene que:

$$\frac{dr}{dl} = (-2,303/\gamma)r \quad (11)$$

Integrando la ecuación 11 se establece que:

$$\ln r = \frac{-2,303}{\gamma} I + k \quad (12)$$

En el epicentro, donde $I = I_0$ y $r = h$ se tiene

$$\ln(h) = -2,303/\gamma(I_0) + k \quad (13)$$

Eliminando la constante k a partir de las ecuaciones (12) y (13) y despejando I , se llega al postulado de Blake-Shebalín, que en términos de la i -ésima isosista es expresado como:

$$I_i = I_0 - \gamma \log(r_i/h) \quad (14)$$

De esta manera, la ecuación (14) define el campo macrosísmico cuando la atenuación anelástica de las ondas sísmica es despreciable en comparación con la atenuación geométrica, de tal manera que γ es el coeficiente de atenuación geométrica, por tanto, denominado también como coeficiente de Blake-Shebalín.

4.2 Determinación de la profundidad focal a partir del Modelo Blake-Shebalín

La determinación de la profundidad del foco de un terremoto se logra satisfactoriamente usando la ecuación (14) siempre y cuando sea conocido el coeficiente de Blake-Shebalín, que representa la atenuación geométrica en la ecuación general del campo macrosísmico, de tal manera que h se determina por la siguiente expresión:

$$h_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n \frac{x_i}{\sqrt{(10^{2(U_0-I_i)/\gamma} - 1)}} \quad (15)$$

Donde N es el número total de isosistas correspondiente al campo macrosísmico normal del terremoto y x_j es la distancia epicentral de la i -ésima isosista.

En la ecuación (15) h_n representa la profundidad normal del terremoto, la cual es asociada con el lugar donde inicia la ruptura. La profundidad local h_i , que corresponde a la prolongación y culminación de la ruptura, y a la cual se asocian los efectos locales del terremoto, se determina por la expresión:

$$h_i = \frac{x_j}{\sqrt{(10^{2(U_0-I_j)/\gamma} - 1)}} \quad (16)$$

En este caso, x corresponde a las isosistas de mayor valor que claramente indican el incremento de la intensidad para la generación de efectos locales. Tanto en la ecuación (15) como (16) el coeficiente de Blake-Shebalín (γ), puede ser determinado por la siguiente relación (Shebalín, 1968):

$$\gamma = -\frac{2}{\log(S_i/S_{i+1})} \quad (17)$$

donde; S_i es el área de i -ésima isosista.

Como puede verse, el coeficiente de Blake-Shebalín (γ) no depende explícitamente de la profundidad focal. El área de las isosistas se obtiene directamente del mapa de isosistas, a diferencia de la profundidad que se calcula a partir de los datos que se deducen de las isosistas (x_i , I_i e I_0). Como se muestra a continuación, el coeficiente de Blake-Shebalín (γ) tiene un error asociado muy pequeño.

4.3 Determinación de la Magnitud, Energía, Momento Sísmico y Aceleración

Para determinar estos parámetros sismológicos del terremoto del 05 de febrero de 1938, se aplicaron relaciones empíricas propuestas en la literatura que han sido usadas exitosamente en otras regiones del mundo. Dichas relaciones se especifican más adelante con los resultados obtenidos.

5. Datos macrosísmicos utilizados

Para la evaluación de la profundidad focal y demás parámetros sismológicos del terremoto del 5 de febrero de 1938 ocurrido en el Eje Cafetero (Colombia) se utilizó el mapa de isosistas (Figura 4) propuesto por Espinosa (1996), a partir del cual, usando sistemas de información geográfica, se determinó datos del área y el radio equivalente de cada una de las isosistas en la elongación principal de las mismas y en el sentido transversal, es decir, en las direcciones SSO–NNE y SEE–NOO, respectivamente.

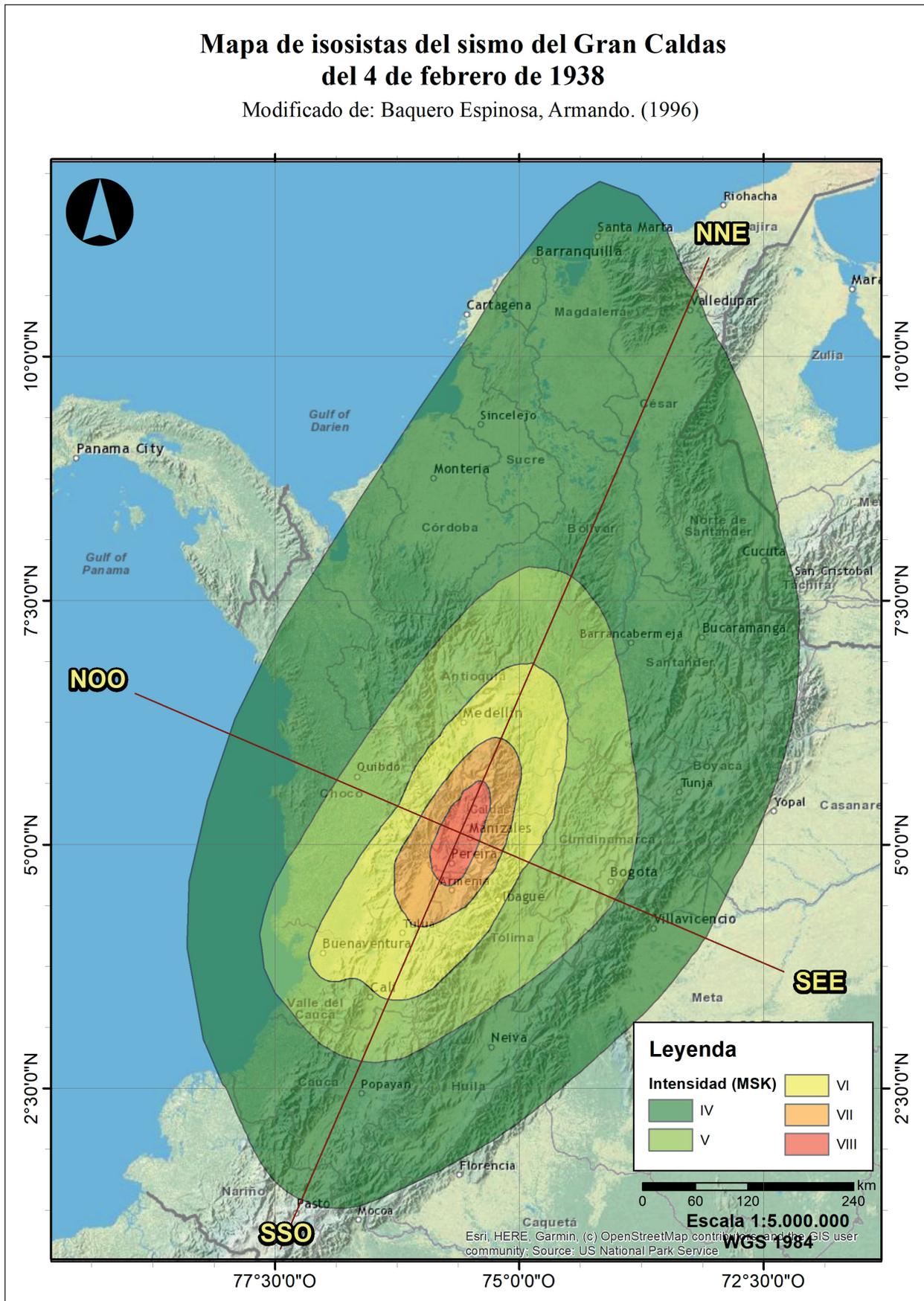


Figura 4. Mapa de isosistas del terremoto del 05 de febrero de 1938 ocurrido en la región del Eje Cafetero – Colombia (Fuente: adaptado de Espinosa, 1996).

5.1 Área y radio equivalente de las isosistas

El Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 2016) indica que el área continental de Colombia es de aproximadamente un poco más de 1.140.000 km², al comparar esta área con las áreas calculadas para cada isosista del sismo de 1938 (Tabla 2), se encuentra que en más del 40% del territorio continental del país se presentaron efectos del sismo, representados con intensidades entre IV y VIII en la escala macrosísmica MSK (Espinosa, 1996).

En la Tabla 3 se presentan los resultados de las mediciones de los radios equivalentes para cada una de las isosistas, estas mediciones se realizan desde el punto central donde se cruzan las líneas imaginarias que dividen las isosistas en las direcciones NNE-SSO y NOO-SEE, hasta el límite en cada dirección de las isosistas.

Tabla 2. Área de las isosistas del terremoto del 05 de febrero de 1938 (Fuente: elaboración propia).

| Intensidad | Área (km ²) |
|------------|-------------------------|
| IV | 514.666 |
| V | 155.672 |
| VI | 60.117 |
| VII | 18.704 |
| VIII | 4.792 |

Tabla 3. Radios equivalentes en diferentes direcciones de elongación para cada una de las isosistas del terremoto del 05 de febrero de 1938 (Fuente: elaboración propia).

| Intensidad | RADIOS (km) | | | |
|------------|-------------|-------|-------|-------|
| | NWW | NNE | SEE | SSW |
| IV | 343.3 | 672.3 | 303.1 | 453.6 |
| V | 152.2 | 316.6 | 191.5 | 282.3 |
| VI | 76.6 | 208.4 | 85.1 | 205.7 |
| VII | 48.3 | 116.1 | 52.7 | 116.3 |
| VIII | 24.1 | 63.5 | 24.4 | 60.0 |

Tabla 4. Parámetros de círculos de geometría mínima de delimitación (Fuente: elaboración propia).

| Isosista circular | Área (km ²) | $\frac{S_{i+1}}{S_i}$ | Radio (km) R_i | $\frac{R_{i+1}}{R_i}$ |
|-------------------|-------------------------|-----------------------|------------------|-----------------------|
| IV | 1.140.270 | 0.25 | 602.5 | 0.50 |
| V | 286.234 | 0.51 | 301.9 | 0.71 |
| VI | 146.060 | 0.30 | 215.6 | 0.54 |
| VII | 43.043 | 0.29 | 117.0 | 0.53 |
| VIII | 12.376 | -- | 62.8 | -- |

5.2 Círculos de geometría mínima de delimitación

La geometría mínima de delimitación es definida por el *Environmental System Research Institute* (ESRI, 2019), como la entidad geométrica mínima de delimitación que engloba a una entidad o grupo de entidades de entrada, en este caso las isosistas de intensidades. Cómo se explicó anteriormente, el trazado de dichas isosistas puede ser simplificado al dibujarse de manera circular, obteniendo como resultado para el caso de las isosistas del terremoto de 1938, los datos especificados en la Tabla 4.

6. Resultados

La aplicación del modelo Blake-Shebalín y otras relaciones empíricas propuestas en la literatura, y el uso de los datos extraídos de las curvas de isosistas, permitieron determinar los principales parámetros sismológicos del terremoto ocurrido el 05 de febrero de 1938 en el territorio colombiano.

6.1 Epicentro y profundidad focal

El epicentro macrosísmico corresponde a la localización del baricentro de la isosista de mayor intensidad, el cual se determinó en las coordenadas $\Phi = 5.102^\circ$ N y $\lambda = 75.603^\circ$ O, en cercanía al corregimiento El Rubí, perteneciente al municipio de Manizales en el departamento de Caldas.

Para calcular la profundidad normal, se determinó el coeficiente de atenuación sísmica de Blake-Shebalín (γ) usando las áreas de las isosistas de intensidad IV y V, arrojando un valor de 3.85.

Así, la profundidad normal del terremoto, se calculó a partir del coeficiente de atenuación sísmica y los radios de las isosistas circulares, siguiendo el modelo Blake-Shebalín, de tal manera que la profundidad focal es $h_n = 62.9$ km. El error medio asociado a la profundidad, se determinó usando el procedimiento propuesto por Gómez y Salcedo (2002), siendo $\Delta h_n = 1.44$ km. Por tanto, la profundidad focal normal, obtenida mediante datos macrosísmicos corresponde a $h_n = 62.9 \pm 1.44$ km.

Los parámetros obtenidos de localización epicentral y profundidad del terremoto del 5 de febrero de 1938, permiten clasificarlo como un evento de profundidad intermedia, asociado con el plano de Benioff del segmento centro de la zona subducción de la Placa Nazca, la cual, se caracteriza por presentar sismicidad de profundidad intermedia que aumenta conforme pasa por debajo de la cordillera central Colombiana (Figura 5).

6.2 Magnitud, Energía, Momento Sísmico y Aceleración

Se ha realizado el cálculo de la magnitud del sismo, para este propósito se utiliza la relación empírica propuesta por Karnik (1969), válida para cualquier región siendo conocida la profundidad h . Se expresa de la siguiente manera:

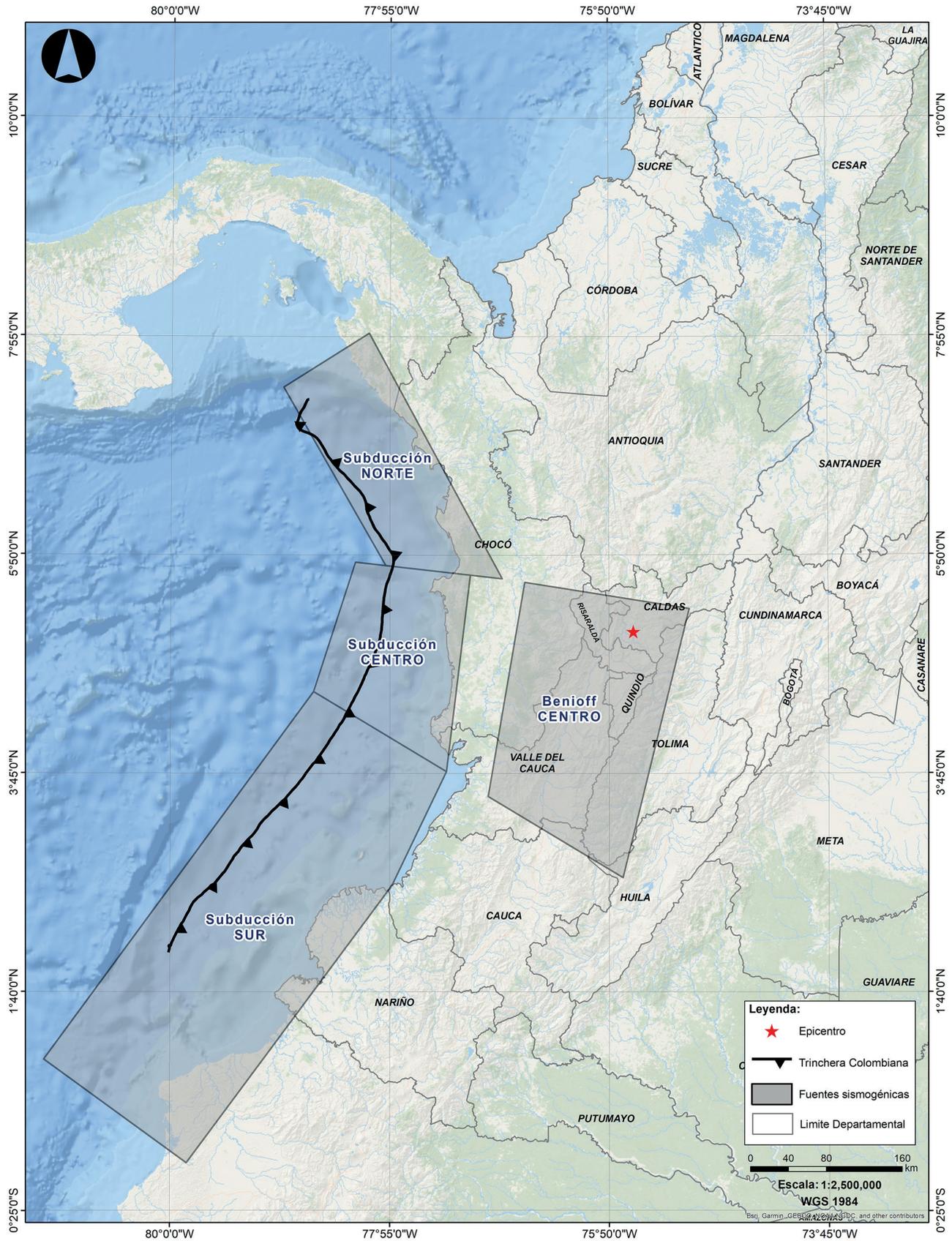


Figura 5. Fuentes asociadas al proceso de subducción. (Fuente: INGEOMINAS & DAGMA, 2005).

$$M=0,5I_0+\log h_n+0,35 \quad (21)$$

Donde $M = Ms$ para $h < 60$ km y $M = mB$ para $h \geq 60$ km (Gutdeutsch, Kaiser, Jentzsch, 2002).

Para el caso del terremoto del 5 de febrero de 1938 el valor de M es igual a 6.2.

A partir de las intensidades consideradas en el mapa de isosistas, también es posible realizar un cálculo aproximado de la magnitud Ms considerando la siguiente ecuación (Bommer, 1994):

$$Ms = 0,83\text{Log}(r_3^2) + 0,28I_0 - 0,13 \quad (22)$$

Ms – magnitud de ondas superficiales, r_3 – radio equivalente del límite de perceptibilidad (en kilómetros) y I_0 – intensidad epicentral o la máxima intensidad registrada. El límite de perceptibilidad del terremoto está definido como el área comprendida entre las isosistas de mayor valor y la de intensidad III (Bommer, 1994). De donde:

$$\log E = 11,1 + 6,4 \log R - 3,2 \log h \quad (23)$$

Donde E , es la Energía; R , el radio de perceptibilidad, y h la profundidad hipocentral.

Según Gutenberg and Richter (1942), estas dos ecuaciones pueden usarse para calcular la magnitud y la energía sísmica si la profundidad es conocida; sin embargo, los resultados disminuyen en fiabilidad a medida que aumenta la profundidad. En parte debido las suposiciones involucradas en el desarrollo de dichas ecuaciones, pero también debe considerarse que los valores de I_0 y R generalmente son inciertos para los terremotos de foco profundo.

Bajo esta consideración, para el cálculo de estos parámetros se hace uso de los datos del radio de percepción N (Tabla 4) y la profundidad focal h_n determinados anteriormente. Con ello se obtiene lo siguiente:

$$Ms = 6.7 \\ E = 1.37 * 10^{23} \text{ ergios}$$

Según Ambraseys & Bommer (1990), la magnitud M_L se adquiere a partir del valor de la magnitud Ms , utilizando la siguiente expresión:

$$M_L = 0,7M_S + 1,46 \quad (24)$$

Por tanto,

$$M_L = 6.2$$

De acuerdo con (Kanamori, 1977; Kanamori, 1983; Abe, 1982; Sauter, 1989; Bormann and Giacomo, 2010), el momento sísmico escalar puede ser calculado en términos de la energía sísmica liberada a partir de la siguiente relación:

$$E = \frac{M_0}{2 * 10^4} \quad (25)$$

Conocida E , energía liberada, expresada en *dinas-cm* (aproximadamente), se determina que M_0 , momento sísmico escalar, es equivalente a:

$$M_0 = 2.74 * 10^{27} \text{ dinas-cm}$$

La ecuación (25) fue propuesta por Kanamori (1977) para terremotos superficiales a partir de argumentos elasto-estáticos; sin embargo, Vassiliou and Kanamori (1982) sugirieron que esta relación energía-momento también puede ser aplicada a terremotos profundos. De igual manera, Kanamori propuso la magnitud de momento M_w para eventos profundos y superficiales, a partir de M_0 , expresada como (Kanamori, 1983):

$$M_w = -\frac{2}{3} \log M_0 - 10,7 \quad (26)$$

De esta manera, usando los datos obtenidos, se tiene los siguientes valores de M_w :

$$M_w = 7.6$$

Por último, Gutenberg and Richter (1942, 1956) proponen una relación empírica entre la intensidad macrosísmica y la aceleración sísmica expresa de la siguiente manera:

$$\log a = \frac{1}{3} - 1/2 \quad (27)$$

Señalan los autores que esta relación es idéntica a la obtenida por Cancani en 1904 a partir de los datos de Omori y Milne, con los que se formularon las bases de la asignación de intensidades en la escala macrosísmica de Mercalli. Así, la aceleración calculada es:

$$a = 146.78 \text{ cm/seg}^2$$

equivalente a:

$$a = 0.15 \text{ g}$$

En resumen, los parámetros sismológicos obtenidos a partir de datos macrosísmicos para el terremoto del 05 de

Tabla 5. Parámetros sismológicos del terremoto del 05 de febrero de 1938, obtenido en el presente estudio a partir de datos macrosísmicos (Fuente: elaboración propia).

| Parámetro sismológico | Símbolo | Unidad | Valor |
|--------------------------------------|----------|---------------------|--|
| Epicentro macrosísmico normal | E_n | grados | $\phi = 5.102^\circ \text{ N}$; $\lambda = 75.603^\circ \text{ O}$ |
| Coefficiente de expansión geométrica | γ | adimensional | 3.85 |
| Profundidad normal del foco | h_n | km | 62.9 ± 1.44 |
| Intensidad macrosísmica máxima | I_0 | escala EMS-98 | VIII (8) |
| Magnitud | $M = mB$ | adimensional | 6.2 |
| Energía sísmica liberada | E | ergios | $1.37 * 10^{23}$ |
| Momento sísmico escalar | M_0 | dinas-cm | $2.74 * 10^{27}$ |
| Magnitud de ondas superficiales | M_s | adimensional | 6.7 |
| Magnitud Local | M_L | adimensional | 6.2 |
| Magnitud momento sísmico | M_w | adimensional | 7.6 |
| Aceleración sísmica | a | cm/seg ² | $146.78 \approx 0.15g$ |

febrero de 1938 en la región del Eje Cafetero colombiano, se presentan en la Tabla 5.

Discusión

Es habitual que en muchas regiones sismoactivas del planeta, los terremotos más grandes ocurrieran en momentos donde estas no poseían redes sismológicas, e incluso, aunque se encontrasen instaladas redes de este tipo, las condiciones técnicas no permitían el registro de la magnitud real de los eventos. Teniendo en cuenta, que los sismos de grandes magnitudes cuentan con periodos de retorno lo suficientemente grandes, como para no aparecer en catálogos nacionales con un adecuado registro de los distintos parámetros sismológicos, existe la dificultad para incluir en los estudios de amenaza y riesgo sísmico todos los eventos que han sido determinantes en el territorio.

Aunque se le pueda atribuir un carácter subjetivo a las asignaciones de los valores de intensidad y exista algún tipo de error e incertidumbre por la naturaleza de los datos utilizados, se puede decir que su uso mediante métodos macrosísmicos robustos, permite hacer una valoración apropiada de los parámetros sismológicos de terremotos ocurridos en cualquier región geográfica, y complementar los estudios y análisis que se desarrollen en torno a la caracterización de eventos sísmicos históricos o recientes donde no se cuente con la adecuada cobertura y sensibilidad de redes sismológicas.

Lo obtenido en el presente estudio para el sismo del 5 de febrero de 1938, muestra un avance significativo en el conocimiento de las características físicas del evento en comparación con lo abordado hasta el momento por otros estudios (Tabla 6). Se rebasa en el número de parámetros estimados, presentándose como datos nuevos, dado que ningún trabajo las había abordado, el coeficiente de expansión geométrica, el momento sísmico, la energía sísmica liberada y la aceleración

sísmica. De igual forma, se encuentran algunas diferencias con lo publicado por otros autores, relacionadas posiblemente con el set de datos y los métodos utilizados para el análisis.

En la presente investigación se obtiene como resultado una profundidad intermedia 62.9 ± 1.44 km, menor que lo reportado en estudios anteriores (Figura 6a), encontrando correlación con el marco tectónico y las características de la sismicidad en la región donde tuvo lugar el sismo bajo estudio. En relación con el epicentro macrosísmico se localiza en el departamento de Caldas en las coordenadas ($\phi = 5.102^\circ \text{ N}$; $\lambda = -75.603^\circ \text{ W}$), cercano a lo propuesto por Ramírez (1975) y Espinosa (1996) (Figura 6b).

La localización estimada, difiere de los reportes instrumentales que inicialmente determinaron el epicentro del terremoto a unos cuantos kilómetros de la cabecera municipal de El Dovio en el departamento del Valle del Cauca, el cual, posteriormente fue relocalizando un poco más al nororiente del departamento en cercanías al municipio de Obando y también en el municipio de Filandia en el departamento de Quindío. La localización del hipocentro definida en el presente estudio tiene correspondencia con el marco tectónico de la región, de tal manera que este evento puede ser atribuido a la zona de Benioff Centro (ver Figura 5), teniendo bastante coincidencia con la sismicidad reciente presentada en dicha zona.

El presente trabajo calcula las magnitudes M , M_L , M_w y M_s (Tabla 6). Se encuentra una fuerte correlación con el valor de M_w propuesto por el SGC (2015), el cual es de 7.5 y el obtenido en este estudio de 7.6. El valor de M_L obtenido es inferior a lo presentado por Engdahl & Villaseñor (2002), quienes proponen un rango de 7.1-7.4. Situación que sucede de manera similar con las magnitudes M , M_s y mB que son inferiores a las presentadas en los estudios anteriores. El valor estimado de M es de 6.2 a diferencia del presentado por Gutenberg & Richter (1954) de 7.0. Para la M_s se obtiene

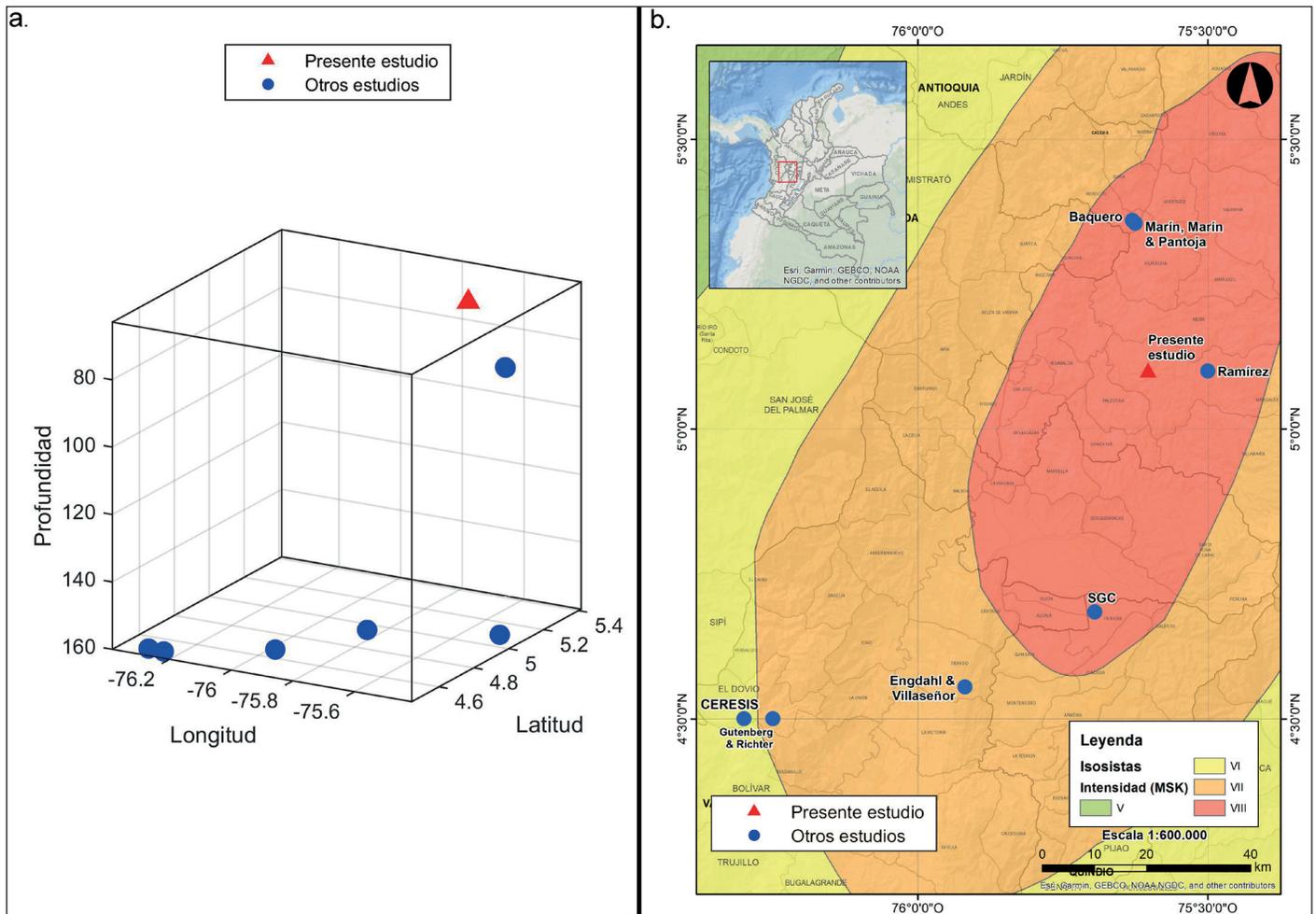


Figura 6. Representación de parámetros hipocentrales macrosísmicos e instrumentales obtenidos del terremoto del 5 de febrero de 1938: a) comparación de la profundidad reportada por otros autores y el presente estudio, el triángulo rojo representa la localización hipocentral obtenida en el presente estudio y los puntos de color azul corresponden a las localizaciones dadas por otras fuentes; b) comparación del epicentro reportado en diferentes estudios (Fuente: elaboración propia).

un valor de 6.7, mientras que (Goberna *et al.*, 1985; SGC, 2015) la definen en 7.0. Finalmente, el valor mB inferido a partir del cálculo de la magnitud M es de 6.2, en contraste con el valor de 6.9 que definen Engdahl & Villaseñor (2002).

Los catálogos de eventos históricos permiten identificar que en la zona de estudio desde el año de 1884 hasta el 2008, se han presentado alrededor de 5 eventos, con magnitudes M_w entre 5.5 a 6.5 y profundidades que van desde los 60 km a los 135 km, lo que permite determinar un periodo de

Tabla 6. Comparación de los parámetros físicos del terremoto del 5 de febrero de 1938 (Fuente: elaboración propia).

| Parámetro sismológico del terremoto del 05 de febrero de 1938 | Resultados | Estudios anteriores | | | | | | |
|---|--|---|--|---|--|--|--|--|
| | Presente Estudio (2023) | Gutenberg & Richter (1954) | Ramírez (1975) | Goberna et al. (1985) | Espinosa (1996) | Engdahl & Villaseñor (2002) | Marín et al. (2006) | SGC (2015) Di Giacomo & Sarabia (2021) |
| Epicentro macrosísmico normal (E_n) | $\phi = 5.102^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.603^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 5.100^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.500^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 5.360^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.630^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 5.355^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.625^\circ\text{O}$ | --- |
| Epicentro instrumental | --- | $\phi = 4.50^\circ\text{N}$ $\lambda = 76.250^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 4.50^\circ\text{N}$ $\lambda = 76.300^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 4.555^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.919^\circ\text{O}$ | --- | $\phi = 4.684^\circ\text{N}$ $\lambda = 75.695^\circ\text{O}$ |
| Coefficiente de expansión geométrica (γ) | 3.85 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Intensidad macrosísmica máxima (I_0) | VIII EMS-98 | --- | VIII (Rosi-Forel) | IX (MM) | VII-IX | --- | X (EMS-98) | VIII (EMS-98) |
| Profundidad normal del foco (h_n) - km | 62.9 ± 1.44 | -- | 160 | --- | >45 | --- | 90 | --- |
| Profundidad instrumental- km | -- | 160 | --- | 160 | 90 | 155.7 | --- | 150 |
| Magnitud Local (M_L) | 6.2 | --- | --- | --- | --- | 7.1-7.4 | --- | --- |
| Magnitud momento sísmico (M_w) | 7.6 | --- | --- | --- | --- | --- | --- | 7.5 |
| Magnitud de ondas superficiales (M_s) | 6.7 | 7.0 | 7.0 | 7.0 | --- | --- | 5.8 | 7.0 |
| Magnitud de la onda de cuerpo (mB) | 6.2 | --- | --- | --- | --- | 6.9 | --- | --- |
| Momento sísmico escalar (M_0) - dinas·cm | $2.74 \cdot 10^{27}$ | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Energía sísmica liberada (E) - ergios | $1.37 \cdot 10^{23}$ | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |
| Aceleración sísmica (a) - cm/seg ² | $146.78 \approx 0.15g$ | --- | --- | --- | --- | --- | --- | --- |

retorno de 24.8 años (Ramírez, 1975; Goberna *et al.*, 1985; Espinosa, 1996 y 2012).

Conclusiones

El terremoto del 05 de febrero de 1938 ocurrido en la región del eje cafetero colombiano, fue sentido en casi todo el país, causando muchos daños y algunas muertes en varias poblaciones, principalmente en los municipios de la región. Tal es caso del departamento de Caldas, donde municipios como Aguadas, Palermo y Támesis presentaron serias afectaciones en diversas edificaciones municipales y la destrucción de viviendas.

La intensidad macrosísmica de este terremoto dado los efectos que tuvo en el territorio ha sido evaluada en diferentes escalas, siendo la asignación que mejor equivalencia

presenta entre las distintas evaluaciones, la correspondiente al nivel VIII en la escala macrosísmica europea EMS-98.

En este trabajo se utiliza el mapa de isosistas propuesto por Espinosa (1996) y a partir de la aplicación de variados métodos de análisis macrosísmico y algunas relaciones empíricas propuestas en la literatura, se determinaron los principales parámetros sismológicos del terremoto del 05 de febrero de 1938. Los resultados arrojan que el epicentro macrosísmico normal (E_n) se localiza a $\phi = 5.102^\circ\text{N}$; $\lambda = 75.603^\circ\text{O}$, con una profundidad normal del foco de $h_n = 62.9 \pm 1.44$ km.

La magnitud y energía sísmica liberada se calcularon aplicando las relaciones empíricas propuestas por Karnik (1969), obteniéndose que $M=6.2$, el valor de la energía sísmica liberada $E=1.37 \cdot 10^{23}$ ergios y la magnitud de ondas

superficiales $M_s=6.7$. Así mismo, teniendo como referencia la propuesta de Ambraseys & Bommer (1990), a partir del valor M_s , se obtiene la magnitud local $M_L=6.2$ y se asume la equivalencia entre M y mB , para sismos mayores a 60 km de profundidad.

De igual manera, usando las relaciones empíricas desarrolladas por Kanamori (1977), se determinó el momento sísmico escalar $M_0=2.74*10^{27}$ dinas-cm y la respectiva magnitud del momento sísmico $M_w=7.6$. Se obtuvo un valor de aceleración sísmica de 0.15g.

Con el presente estudio se demuestra que los análisis macrosísmicos son un insumo fundamental para la determinación de los parámetros sismológicos de terremotos históricos, lo que conlleva a fortalecer los catálogos sismológico y suministrar información valiosa para la valoración de la amenaza y el riesgo sísmico.

Agradecimientos

El presente trabajo corresponde a los resultados de un proyecto de investigación interno del Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano perteneciente a la Universidad del Valle - Colombia (OSSO), siendo desarrollado por miembros del Grupo de Investigación Georriesgos, adjunto OSSO, por lo cual expresamos nuestro agradecimiento a los demás miembros del grupo por el apoyo brindado y la discusión dada en torno a los datos resultados obtenidos.

Se agradecen las observaciones y recomendaciones enviadas por los revisores anónimos y por el editor, las cuales han ayudado a mejorar considerablemente el manuscrito

Bibliografía

- Abe K., 1982, Magnitude, seismic moment and apparent stress for major deep earthquakes. *J. Phys. Earth*, 30, 321-330.
- Ambraseys, N.N., Bommer, J.J., 1990. Uniform magnitude re-evaluation for the strong-motion database of Europe and adjacent areas, *Eur. Earthquake Eng.*, 4, 3-16.
- Barazangi, M., Isacks, B. L., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692.
- Blake A., 1941, On the Estimation of Focal Depth from Macroseismic Data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 31 (3), 225-231.
- Bohorquez, O. P., Monsalve, M. L., Velandia, F., Gil, F., Mora, H., 2005, Marco tectónico de la cadena volcánica más septentrional de la Cordillera Central de Colombia. *Boletín de Geología*, 27(1), 55-79.
- Bommer, J., 1994, Sismología para ingenieros. Universidad Centroamericana "José Simeón Cañas".
- Bormann P., Di Giacomo D., 2010, The moment magnitude and the energy magnitude: common roots and differences. *Journal of Seismology*, 15 (2), 411-427.
- Brune J. N, 1970, Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- Cifuentes, H. G., Sarabia, A. M., 2007, Estudio macrosísmico del sismo del 4 de febrero de 1938, Eje Cafetero. INGEOMINAS, Informe Interno, 134p.
- Condori, C., Pérez, J. L., 2015, Análisis de la variación espacio-temporal del valor de b en el valle del Cauca, suroccidente de Colombia. *GEOS*, 35 (2), 1-16.
- Cortés, M., Angelier, J., 2005, Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403(1-4), 29-58.
- Dewey, J.W., 1972, Seismicity and tectonics of Western Venezuela. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 62, 1711-1751.
- Di Giacomo, D., Sarabia, M., 2021. Use of macroseismic and instrumental data to reassess earthquake locations: Examples from pre-digital earthquakes in Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, 111, 103467. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103467>.
- Engdahl, E., Villaseñor, A, 2002, Global seismicity: 1900 – 1999. USGS. Centennial Earthquake Catalog. University of Colorado, Boulder, 26 pp.
- Espinosa, B., A., 2012, Enciclopedia de desastres naturales históricos de Colombia. Volúmenes 1- 7. Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Colombia, [CD-ROM].
- Espinosa, A., 1996, Sismicidad histórica. Informe final. Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dos Quebradas y Santa Rosa de Cabal, Convenio Carder. Universidad del Quindío, Colombia.
- ESRI, 2019, Minimum Bounding Geometry. Recuperado el 8 de Agosto de 2019, de ArcGIS Desktop Tools: desktop.arcgis.com/en/arcmap/latest/tools/data-management-toolbox/minimum-bounding-geometry.htm
- Freymueller, J. T., Kellogg, J. N., Vega, V, 1993, Plate motions in the North Andean region. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B12), 21853-21863.
- Goberna, R., Arias, W., Duarte, J., Palencia, T., & Vargas, T., 1985, Catálogo de Terremotos para América del Sur, volumen 4 Colombia. Proyecto SISRA, CERESIS, Lima.
- Gómez Capera, A., Salcedo -Hurtado, E. D. J., 2002. Leyes de atenuación de la intensidad macrosísmica en Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, 6, 53-61.
- Gutenberg, B., Richter, C., 1942, Earthquake Magnitude, Intensity, Energy and Acceleration, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 32,163-191.
- Gutenberg, B., Richter, C., 1954, Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton University, Princeton, 310 pp.
- Gutenberg, B., Richter, C. F., 1956, Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper). *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 46 (2), 105-145.
- Gutdeutsch, R., Kaiser, D., Jentzsch, G., 2002, Estimation of earthquake magnitudes from epicentral intensities and other focal parameters in Central and Southern Europe. *Geophys. J. Int.*, 151, 824-834.
- Gutscher, M. A., Malavieille, J., Lallemand, S., Collot, J. Y., 1999, Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168(3-4), 255-270.
- Gutscher, M. A., Spakman, W., Bijwaard, H., & Engdahl, E. R. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814-833.

- Hall, M. L., & Wood, C. A. (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13(3), 203-207.
- Haskell N. A. (1964). Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Waves Radiation Propagating Faults. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 54. p. 1811-1841.
- IGAC, 2016, Preguntas Frecuentes. Recuperado el 8 de Agosto de 2019, de Servicios de Información al Ciudadano: www2.igac.gov.co/igac_web/faqs_user/
- Instituto Colombiano de Geología y Minería (INGEOMINAS), Departamento Administrativo de Gestión del Medio Ambiente (DAGMA), 2005, Estudio de microzonificación sísmica de Santiago de Cali. Subproyecto de sismotectónica. Informe No. 1-6 Caracterización de Fuentes Sísmicas de Subducción. República de Colombia, Ministerio de Minas y Energía, Bogotá, 49 pp.
- Isacks, B. L., Molnar, P., 1971, Distribution of stresses in descending lithosphere from a global survey of focalmechanism solutions of mantle earthquakes. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 9, 103- 174.
- Kanamori, H., 1977. The energy release in great earthquakes. *J. Geophys Res.*, 82, 2981-2987.
- Kanamori, H., 1983, Magnitude scale and quantification of earthquakes. *Tectonophysics*, 93,185- 199.
- Karnik, V., 1969, Seismicity of the European Area, Part 1, Reidel, Dordrecht (KA69).
- La Voz de Caldas, 1938, Violenta conmoción causó el temblor en el país. *La Voz de Caldas*, págs. 1,3,6,8.
- Marín, J. P., Marín O. F., Pantoja J. A., 2006, Sismicidad histórica del Departamento de Caldas (Colombia). *Boletín de Geología*, 28 (1), 97 – 110.
- Medvedev, S.V., Spohnauer, W. and Karnik, V., 1965, Seismic Intensity Scale Version MSK 1964. *Akad. Nauk SSSR, Geofiz. Kom.*, 10.
- Monsalve, H., Mora, H., 2005, Esquema geodinámico regional para el noroccidente de suramérica (modelo de subducción y desplazamientos relativos). *Boletín de Geología*, 27 (44), 25- 53.
- Pedraza García, P., Vargas, C. A., Monsalve, J., 2007, Geometric model of the Nazca plate subduction in southwest Colombia. *Earth Sciences Research Journal*, 11(2), 124-134.
- Pennington, W.D.,1981, Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86 (B11), 10753–10770.
- París, G., Machette, M., Dart, R., Kaller, K., 2000, Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia its offshore regions. USGS open-file report 00-0284. Map at 2,500,000 scale and report, USA, 66 pp.
- Quispe, R., Tavera, H., & Bernal Esquia, I., 2003, Geometría de la Placa de Nazca en el borde occidental de Sudamérica a partir de las tendencias medias de sismicidad. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 95, 93-110.
- Ramírez, J. E., 1938, Algunas notas sobre el terremoto colombiano del 4 de febrero de 1938. *Revista Javeriana*, 9 (41), 340-344.
- Ramírez, J. E., 1975, Historia de los terremotos en Colombia. 2 ed. Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC), Bogotá, 250 pp.
- Rodríguez-Navarro, J., 1944, La forma de las isosistas en relación con la estructura geológica del terreno en el sismo de 20 de marzo de 1933. *Rev. Geofísica*, 3, 251 pp.
- Santó, T., 1969, Characteristics of the seismicity in South America. *Bull. Earthq. Res. Inst.*,47, 635- 672.
- Sauter, F., 1989, Introducción a la sismología. Fundamentos de ingeniería sísmica. Editorial Tecnológica de Costa Rica, Cartago, 270 pp.
- Savage, J. C., 1966, Radiation from a Realistic Model of Faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 56, 577-592.
- Servicio Geológico Colombiano (SGC), 2015, IV Simulacro Nacional 2015. Escenario sísmico (Primera versión). Dirección de Geoamenazas, Bogotá, 9 pp.
- Shebalin N.V., 1968. Methods to use engineering and seismological data for seismic zoning. In: *Seismic Zoning of the USSR*. Nauka, Moscow, p. 95–111 (in Russian) [Шебалин Н.В. Методы использования инженерно-сейсмологических данных при сейсмическом районировании // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968. С. 95–111].
- Shebalin, N. V., 1971, Estimation of sizes and focal position of Tashkent earthquake from macroseismic and instrumental data. In: *Tashkent earthquake 1966*. Tashkent: FAN. p. 68–79 (in Russian). [Шебалин Н.В. Оценка размеров и положения очага Ташкентского землетрясения по макросейсмическим и инструментальным данным // Ташкентское землетрясение 1966. Ташкент: ФАН, 1971. С. 68–79].
- Shebalin, N. V. 1972. Macro seismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 6(4), 316–323. doi:10.1016/0031-9201(72)90016-7.
- Shebalin, N. V., 1991, Estimation of the size and position of the Spitak earthquake source from macroseismic data, *Vopr. Inzh. Seismol*, 32, 36-44. (in Russian). [Шебалин Н.В. Оценка размеров и положения очага спитакского землетрясения по макросейсмический данным // Вопросы инженерной сейсмологии, 32. М.: Наука, 1991. С. 36-44].
- Taboada, A., Dimaté, C., Fuenzalida, A., 1998, Sismotectónica de Colombia: deformación continental activa y subducción. *Física de la Tierra*, 11, 111- 147.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19 (5), 787- 813.
- Vassiliou, M. S., Kanamori, H., 1982, The energy release in earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 72, 371-387.
- Wiemer, S., Wyss, M.,1997, Mapping the frequency-magnitude distribution in asperities: An improved technique to calculate recurrence times?. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B7), 15115-15128.
- Zuniga, F. R., Wyss, M., 2001, Most-and least-likely locations of large to great earthquakes along the Pacific coast of Mexico estimated from local recurrence times based on b-values. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91(6), 1717-1728.