

MODELO GEOMÉTRICO DEL FOCO DEL TERREMOTO DE POPAYÁN (COLOMBIA) A PARTIR DE DATOS MACROSISMICOS

Marín Arias, J.P.¹; Castillo González, H.¹; Salcedo Hurtado, E. de J.²

RESUMEN

El análisis sistemático de los datos macrosísmicos, es decir, la información sobre la intensidad de un terremoto fuerte en diferentes puntos de la superficie terrestre, permite realizar la reconstrucción de su foco; entendiéndose éste no como una fuente puntual, sino como la mínima región suficientemente isométrica, dentro de la cual se encierran todas las deformaciones iniciales irreversibles, que ocurren junto con el terremoto dado. Utilizando un conjunto de datos del campo macrosísmico, en el presente trabajo se resuelve para el terremoto del 31 de marzo de 1983 ocurrido en Popayán (Colombia), el problema inverso de la macrosísmica, que consiste en la determinación del tamaño y posición de su foco. El campo macrosísmico regional para un valor de ($\sigma = 5.0$) arroja resultados compatibles con los siguientes parámetros focales:

$$I_o = \text{VIII MM}; E_{on}: j = 2^\circ 27' 39'' \text{N}; l = 76^\circ 37' 6'' \text{W} \quad I_{oc} = 8.0 + 1.0 \text{ MM}; h_n = 7.9 \text{ km}$$

El modelo geométrico para la fuente sísmica ha sido elaborado siguiendo la metodología de Shebalin. Este modelo es complementado con los siguientes valores:

$$E_{ol}: j = 2^\circ 29' 14'' \text{N}; l = 76^\circ 36' \text{W} \quad l_{xl} = 4.05 \text{ km}; A_z = 112^\circ; h_l = 2.1 \text{ km}$$

$$l_{xm} = 13 \text{ km}; \sigma = 58^\circ \text{ (dip SW)} \quad l_z = 8.7 \text{ km}; Ar = 86.0 \text{ Km}^2$$

Palabras Clave: Sismo, campo macrosísmico, magnitud, intensidad, Popayán.

THE FOCI'S GEOMETRIC MODEL OF POPAYAN (COLOMBIA) EARTHQUAKE FROM MACROSEISMIC DATA

ABSTRACT

Systematic analysis of macroseismic data of strong earthquake allow us to do an appropriate model for the seismic source. By the seismic source we understand the minimal region enough isometric, which include every irreversible elastic deformations which happen together with the earthquake. Using a set of data of the macroseismic field in this paper we solve the inverse problem of the macroseismic for the earthquake occurred at 31th march of 1983 in Popayan, Colombia. This problem consists of the determination of size and position of foci of the earthquake. The regional macroseismic field for a value ($\sigma = 5.0$) gives results compatible with the following focal parameters:

$$I_o = \text{VIII MM}; E_{on}: j = 2^\circ 27' 39'' \text{N}; l = 76^\circ 37' 6'' \text{W} \quad I_{oc} = 8.0 + 1.0 \text{ MM}; h_n = 7.9 \text{ km}$$

The geometrical model for the seismic source has been elaborated following the Shebalin's methodology. This model is finished with the following values:

$$E_{ol}: j = 2^\circ 29' 14'' \text{N}; l = 76^\circ 36' \text{W} \quad l_{xl} = 4.05 \text{ km}; A_z = 112^\circ; h_l = 2.1 \text{ km}$$

$$l_{xm} = 13 \text{ km}; \sigma = 58^\circ \text{ (dip SW)} \quad l_z = 8.7 \text{ km}; Ar = 86.0 \text{ Km}^2$$

Keywords: Earthquake, macroseismic field, magnitude, intensity, Popayán.

¹ Dpto. Ciencias Geológicas. U. de Caldas. A.A. 275. Manizales.
jupamarin@yahoo.com, hardanyc@yahoo.com

² Dpto. Geografía. Universidad del Valle. A.A. 25360. Cali. elsalced@mafalda.univalle.edu.co

1. INTRODUCCIÓN

El 31 de marzo de 1983 a las 13:12:51 U.T., un sismo con magnitud de 5.5 sacudió la ciudad de Popayán y otras poblaciones vecinas del suroccidente colombiano, el foco fue localizado instrumentalmente a unos 12 kilómetros de profundidad y el epicentro se ubicó en cercanías de Popayán al suroccidente.

La ubicación del foco y la vulnerabilidad de las construcciones dominante en la ciudad trajeron como consecuencia efectos desastrosos sobre Popayán y las poblaciones de Julumito, Zarzal, Cajete, Santa Rosa y Cajibío. El estudio macrosísmico regional realizado por Meyer et al., (1986) asigna una intensidad máxima de VIII en la escala de Mercalli Modificada para una zona que encierra a la población de Cajibío, mientras que la ciudad de Popayán es encerrada en un área con intensidad VII. Por su parte, Espinosa (1992) presenta un mapa de isosistas local para la ciudad de Popayán, donde asigna una intensidad máxima de IX en la escala MSK-64.

Este evento llamó la atención de la comunidad sismológica nacional e internacional, de manera que se llevaron a cabo diversos estudios para aclarar las características e implicaciones geológicas e ingenieriles (INGEOMINAS, 1986). Los estudios de mecanismos focales realizados en su momento, mostraron cierta inconsistencia para la determinación precisa de la fuente causante. Lomnitz y Hashisume (1985) establecieron un modelo de ruptura que concuerda con el buzamiento y azimut mostrado por el desplazamiento de la falla de Pubenza, lo cual concuerda con la solución reportada por la NOAA. Sin embargo, Meyer et al., (1986), mediante análisis de primeras llegadas proponen un mecanismo de ruptura que lo hace coincidir con la falla Rosas-Julumito, determinando un plano de falla aproximadamente vertical. Por otra parte, la ocurrencia de este evento propició el hecho que el primer estudio de microzonificación sísmica realizado en el país, fuera el de la ciudad de Popayán.

A pesar de la poca profundidad focal reportada, de acuerdo con Meyer et al. (1986), no se encontraron evidencias de que la ruptura se hubiera propagado hasta la superficie. Esta característica y las inconsistencias que se revelan en la determinación del mecanismo de

la fuente, que también propicia evaluaciones macrosísmicas diferentes, nos llama la atención para proponer el presente estudio macrosísmico con el objetivo de aportar elementos para el mejor conocimiento de las características sismológicas de este importante evento para la sismología nacional.

En este trabajo, que aplica la metodología propuesta por Shebalín (1974, 1991) y utilizando datos macrosísmicos, se determina un modelo geométrico de la ruptura focal del terremoto del 31 de marzo de 1983, siendo esta la solución del problema inverso. Debe entenderse que este resultado es complementario a las soluciones anteriormente propuestas, permitiendo avanzar y profundizar en el conocimiento de la sismicidad de la región y de este evento en particular.

2. ANÁLISIS DEL CAMPO MACROSÍSMICO

El análisis del campo macrosísmico se hace a partir del mapa de isosistas regional elaborado por Meyer et al. (1986), sobre la base de 550 cuestionarios diligenciados, mostrando intensidades en la escala de Mercalli Modificada (MM), desde VIII, en la zona de mayor intensidad, hasta IV; presentando además el inicio de trazos de curvas para los niveles III y II (FIGURA 1a). La FIGURA 1b muestra el mismo mapa pero con todas las isosistas cerradas; el cierre de éstas se realizó siguiendo la tendencia de las que estaban completas, permitiendo mostrar las líneas de tendencia de propagación de la energía y su respectivo cruce en el epicentro macrosísmico.

En el mapa de isosistas puede observarse que la zona de máxima intensidad, nivel VIII, corresponde a una región estrecha, de 3 kilómetros de ancho y alargada en dirección SSW-NNE con longitud de 8 kilómetros aproximadamente. De igual manera, se observa que las demás isosistas conservan la misma tendencia, que puede explicarse por el carácter regional, indicando que en esta dirección se presenta mejor transmisión de la energía sísmica a través de los sistemas de fallas N – NE presentes en el área, que al extenderse en dirección similar se comportan como canales o guías de ondas. Así, por la orientación y elongación de las curvas de isosistas se establece que la energía sísmica irradiada de la fuente sísmica se transmitió con gran facilidad en la dirección noreste – suroeste, que coincide con el rumbo de los principales sistemas de falla

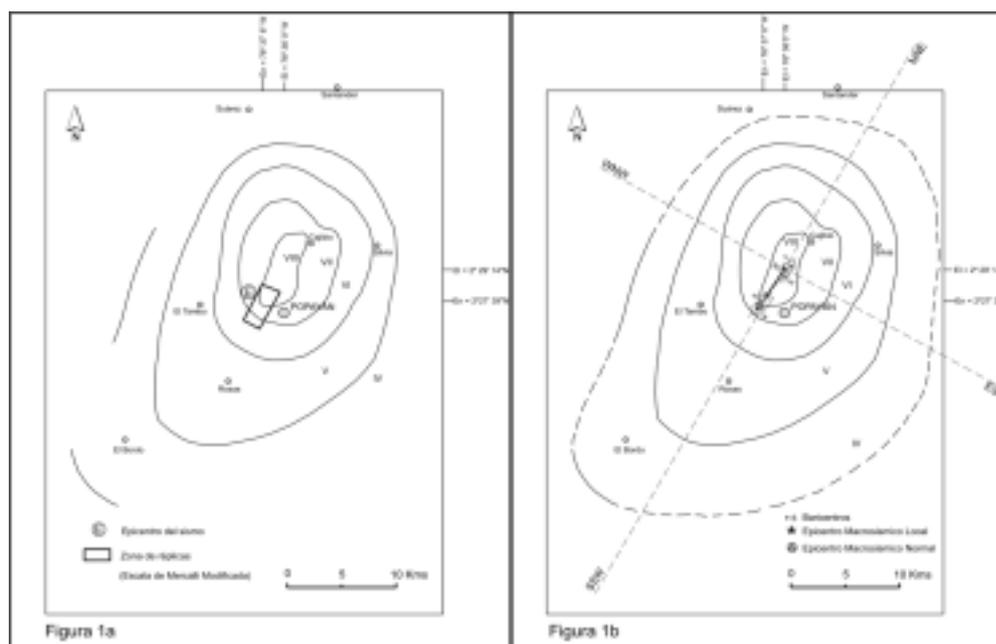


FIGURA 1. 1a - Distribución regional de intensidades - sismo de Popayán de 1983; 1b - Distribución regional de intensidades interpretado - sismo de Popayán de 1983 (Modificado de Meyer et al, 1986).

de la región. En la dirección perpendicular, noroeste – sudeste, la energía es atenuada más rápidamente.

3. TECTONICA LOCAL

El epicentro del terremoto de Popayán del 31 de marzo de 1983, se encuentra ubicado en la parte sur occidental de Colombia, en una zona de alta complejidad tectónica. Localmente la zona se encuentra enmarcada por un patrón tectónico aproximadamente NE, destacándose la Falla de Rosas–Julumito, Falla Popayán y Falla Cauca-Almaguer, que hacen parte del denominado Sistema de Fallas de Romeral, además se presentan algunas estructuras en dirección NW (FIGURA 2).

3.1. Falla Rosas-Julumito

Ubicada al occidente de la ciudad de Popayán a la distancia de unos de 5 Km., atravesando los depósitos de la formación Popayán de edad plioceno-pleistoceno, con una longitud aproximada de 43 Kms., de los cuales 17 Kms. tienen movimiento activo, su rumbo promedio es de $N26.9 \pm 7^\circ E$ y una inclinación casi vertical o levemente al oeste, con comportamien-

to inverso (bloque occidental ascendente) con componente de rumbo dextral, definido mediante mecanismos focales y estudios microtectónicos. Varios autores la consideran como la responsable del sismo del 31 de marzo de 1983 (Paris et al., 2000).

3.2 Falla Popayán

Pasa al oriente de la zona urbana de la ciudad de Popayán, poniendo en contacto las secuencias de esquistos verdes jurásico-cretácicos, al occidente, con rocas metamórficas correlacionables con el Complejo Cajamarca de edad paleozoica, al oriente. Esta falla quizás haya alcanzado grandes desplazamientos verticales en profundidad, pero en tiempos cenozoicos tardíos los movimientos son probablemente horizontales o de rumbo (Orrego et al., 1999).

3.3 Falla Cauca- Almaguer

Entra a la zona urbana de Popayán por el sur, cerca del barrio Alfonso López con una dirección de $N35^\circ E$, sigue por el centro de la ciudad con una dirección $N20^\circ E$ y luego gira un poco al oeste, cerca de su

intersección con el río Molino. Su buzamiento parece ser más vertical que el de la falla de Popayán. En general, esta falla pone en contacto una secuencia de esquistos verdes, posiblemente de edad jurásico-cretácea, del lado oriental, contra una secuencia volcano-sedimentaria del cretáceo, del lado occidental; además, se ha observado que en dicha zona de falla, existen desplazamientos de capas de ceniza del cuaternario, situación que demuestra su actividad reciente (James et al., 1986).

3.4. Fallas El Crucero y La Estrella

Estas estructuras sirven de límite o contacto tectónico a la unidad denominada Granitoide Cataclizado de Bellones, de forma alargada que se emplazó tectónicamente dentro de las rocas del Complejo Arquía. Las fallas muestran características de estructuras con movimientos laterales deslizantes. La Falla de las Estrellas constituye el límite oriental del granitoide y la del Crucero es su límite occidental (James et al., 1986).

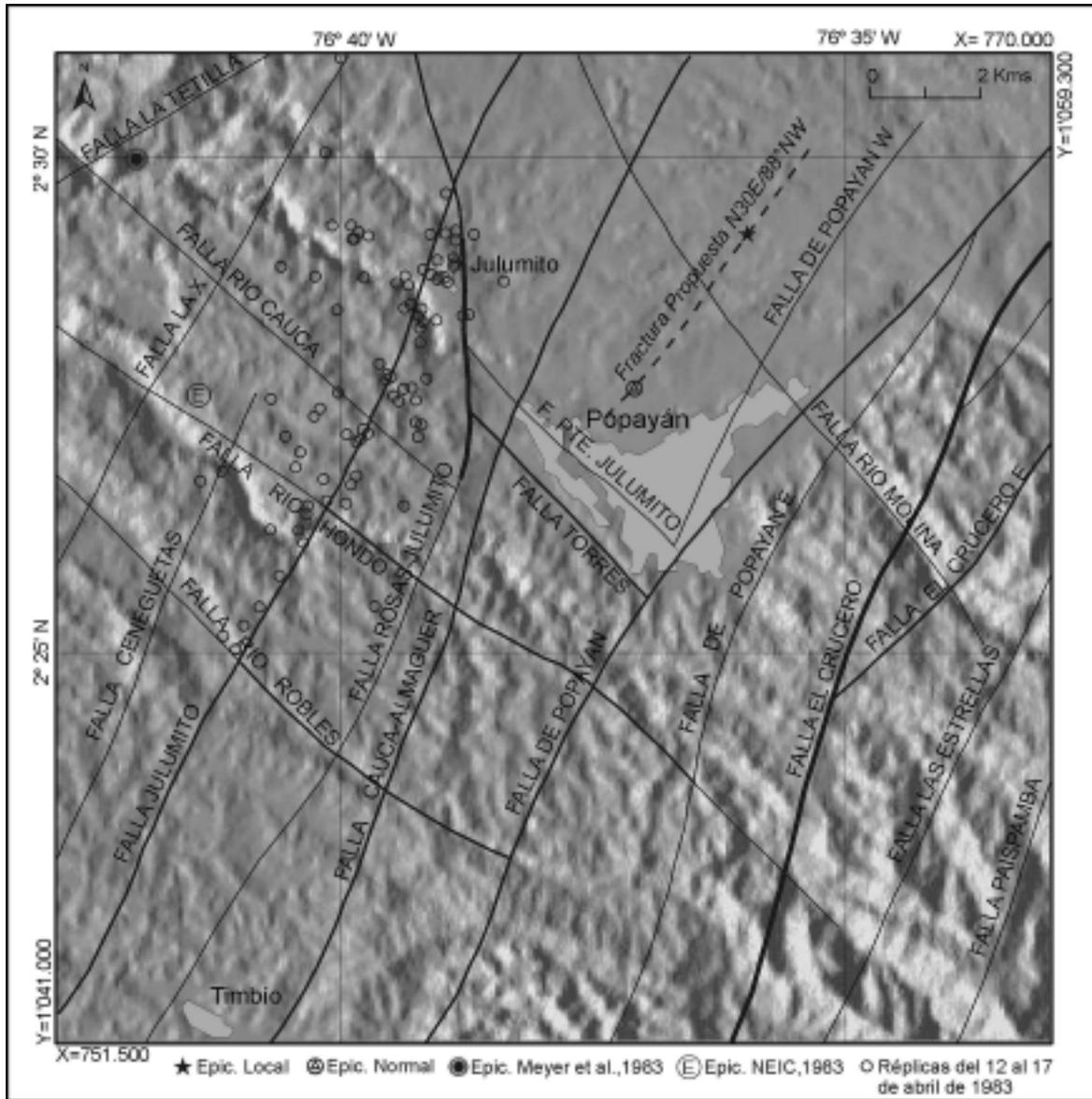


FIGURA 2. Mapa neotectónico de Popayán y sus alrededores (Tomado de París et al., 1992), superpuesto a un modelo digital del terreno.

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS Y METODOLÓGICOS

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. Shebalin (1974) demostró 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. 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.

Considerando la combinación de los efectos del campo lejano y cercano en la aparición de un grado de intensidad, en un punto específico de la superficie de la tierra, P_i , Shebalin formuló los fundamentos que determinan la geometría del campo macrosísmico; éstos se sintetizan de la siguiente manera:

1. La acción macrosísmica de los terremotos define parte de todo el espectro de radiación en el intervalo de 0.1 - 2 seg.
2. Las fuentes de radiación de esta parte del espectro representan las particularidades del foco principal (grietas secundarias, particularidades locales de movimientos en la falla), que tiene dimensiones lineales de 40 a 800 Km. y distribuidas por la falla principal, y sus alrededores cercanos.
3. De la intensidad de las oscilaciones en algún punto de la superficie de la tierra es responsable solo aquella subfuente que se encuentra a una distancia D que corresponde a la condición

$$D_{\min} < D < kD_{\min} \quad (1)$$

donde: D es la distancia hasta la parte cercana del foco, $k = 1.5$ y D_{\min} es la distancia mínima entre el punto definido como P_i y los subfocos.

4. En general, el movimiento en la falla (si sus dimensiones lineales sobrepasan los límites mostrados en el punto 2) tiene relación con la intensidad de terremoto solo en el grado en el cual se define el número y la intensidad de los subfocos.

Hasta aquí, y en lo sucesivo, el foco del terremoto se entiende como la mínima región suficientemente isométrica, dentro de la cual se encierran todas las deformaciones irreversibles iniciales que ocurren junto al terremoto dado. Lo dicho significa que el foco del terremoto puede considerarse puntual solo 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 más cercanos al punto de observación de los focos, se ponen de manifiesto los efectos locales del campo macrosísmico.

Así, el foco se puede considerar como un punto para todas las distancias epicentrales

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

para las cuales se cumple

$$\lg D \geq 0.5M + \lg \frac{\alpha + 1}{\alpha - 1} - 2.4 \quad (3)$$

donde: $\alpha = 10^{\frac{\Delta}{\gamma}}$; el parámetro α introducido inicialmente por Blake (1941), llamado coeficiente de Blake-Shebalin, representa la atenuación geométrica en la ecuación general del campo macrosísmico, que relaciona la intensidad en algún punto I_i con la magnitud del terremoto M , la distancia epicentral D_i y la profundidad del foco h , y se expresa como

$$I = bM - \gamma \lg \sqrt{\Delta^2 + h^2} + C \quad (4)$$

El coeficiente α puede ser evaluado teóricamente a partir de la expresión

$$\gamma = -\frac{2}{\lg(S_i/S_{i+1})} \quad (5)$$

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

La profundidad h en la expresión (4), es definida por Shebalin (1968, 1971) como profundidad normal del foco y se calcula con la relación

$$h_n = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\bar{\Delta}_i}{\sqrt{10^{2(l_i-h)/r} - 1}} \quad (6)$$

donde: N es el número de isosistas del campo normal.

De esta manera, los efectos macrosísmicos dejados por el terremoto están asociados con fenómenos de extensión del foco, que se analizan a continuación.

3.2. Efectos de Extensión del Foco

Tradicionalmente, por razones de simplificación, 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. Pero debe tenerse en cuenta que este modelo es aceptado sólo si las observaciones se hacen a grandes distancias y son de frecuencias muy bajas comparadas con las dimensiones de la fuente.

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 y teniendo en cuenta las propiedades del medio geofísico, considerado como discreto y jerárquico donde se considera 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 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, 1974).

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, es decir, el punto donde se inicia la ruptura.

3.2.1. *Extensión horizontal del foco.* De acuerdo con Shebalin (1974), se puede considerar que en promedio la relación entre la magnitud y las dimensiones de la ruptura en un terremoto, se establece de la siguiente manera:

$$\log L = 0.5M - 1.8 \quad (7)$$

donde, L es la longitud del segmento de falla roto.

La extensión máxima del foco puede ser expresada por la relación

$$\log l_{\max} = 0.7M - 2.8 \quad (8)$$

De esta forma, el foco de un terremoto de gran extensión horizontal l_x , puede representarse por una cadena de subfocos, como se muestra en la figura 3.

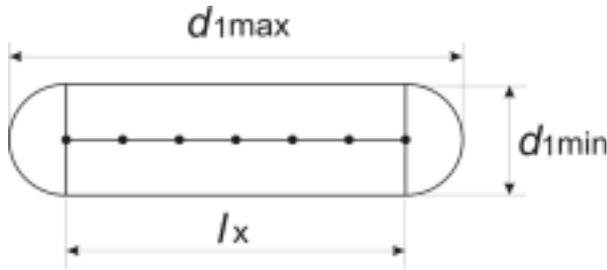


FIGURA 3. Representación de un modelo del foco de un terremoto de gran extensión horizontal l_x , mediante una cadena de subfocos (Tomado de Shebalín, 1974).

De manera aproximada, la extensión horizontal podría definirse de acuerdo a la relación $h < l_x$ 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.

En términos generales la extensión horizontal del foco puede calcularse a partir de la fórmula

$$l_x = d_{1\max} - d_{1\min} \quad (9)$$

donde $d_{1\max}$ y $d_{1\min}$ son los diámetros mayor y menor respectivamente de la primera isosista (contada desde el centro hacia fuera).

Puede suceder que 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 2 isosistas primeras:

$$l_x = \frac{(d_{1\max} - d_{1\min}) + (d_{2\max} - d_{2\min})}{2} \quad (10)$$

La extensión horizontal del foco representa uno de los factores que definen la no concordancia 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. Si alguna zona de la elipse de dispersión de los epicentros instrumentales tiene forma cercana a la circular, entonces para las zonas en medio se cumple la relación:

$$l_x \approx 2(\delta_{\perp} - \delta_{\parallel}) \quad (11)$$

donde δ_{\perp} y δ_{\parallel} son la proyección de la distancia del epicentro instrumental E_i hasta el macrosísmico E_m , tomado a lo largo del eje de la primera isosista y perpendicularmente a ella.

En correspondencia con la ecuación (3), en los terremotos con $M = 5$ el efecto de la extensión horizontal del foco puede notarse hasta profundidades entre 8 y 12 Km., para sismos con $M = 6$ hasta profundidades de 25 a 35 Kilómetros y así sucesivamente.

Para terremotos donde es evidente la aparición de una gran extensión horizontal del foco, por el epicentro macrosísmico se toma el centro de la primera isosista.

3.2.2. *Extensión vertical del foco.* De acuerdo con Shebalin (1974), la extensión vertical del foco puede calcularse a partir de la relación

$$\log l_z = 0.3M - 0.8 \quad (12)$$

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

$$0.3M - 0.7 \geq \log h_n \geq 0.3M - 0.95 \quad (13)$$

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

Además del criterio representado por la ecuación (11) 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 $f^{(i)} = S_i/S_{i+1}$ 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 (FIGURA 4a). 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 (FIGURA 4b).

El efecto macrosísmico de extensión vertical del foco, sensiblemente aumenta a causa de que la parte supe-

rior 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.

Un buen modelo de foco con gran extensión vertical lo representa el sistema de dos fuentes (FIGURA 5). Uno de ellos, el cual representa el centro geométrico de la parte principal de foco es designado como O_n ; su profundidad se denomina “profundidad normal h_n ”; la magnitud coincide con la magnitud del terremoto en total M , creando la intensidad normal en el epicentro I_{on} que se define por la ecuación:

$$I_{on} = bM - \gamma \log h_n + C \quad (14)$$

Y en todo el campo macrosísmico por la ecuación:

$$I_{in} = bM - \gamma \log \sqrt{\Delta^2 + h_n^2} + C \quad (15)$$

La segunda fuente, que responde al centro de la parte más superior del foco, es designada por O_l , su profundidad es h_l . Según Shebalin (1971, 1974), las dimensiones verticales del foco se definen por la relación entre h_n y h_l :

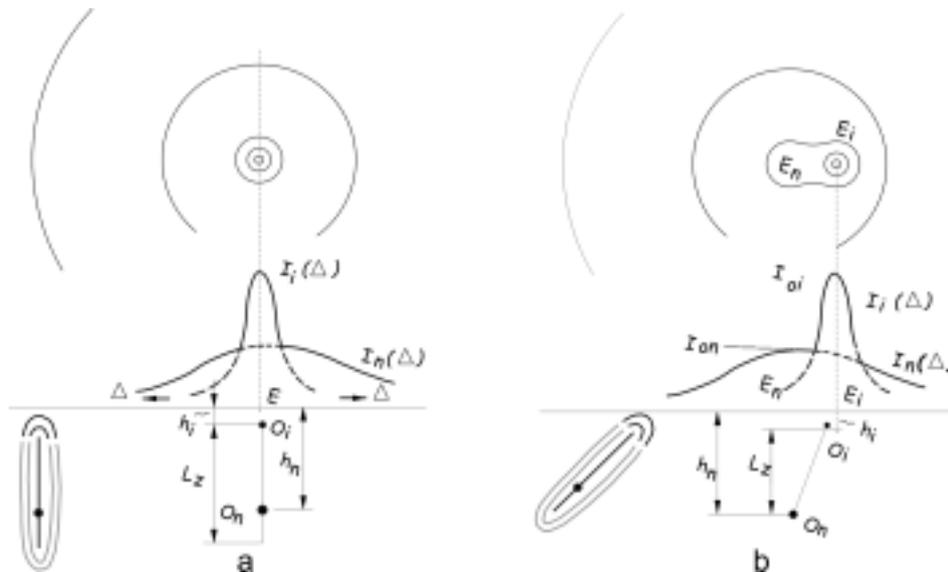


FIGURA 4. a. Muestra la existencia del efecto local, condicionado por la gran extensión vertical del foco; y b, muestra que el efecto local puede ser evidenciado en el caso del foco inclinado cuando el epicentro local E_l se corre a un lado del epicentro normal E_n hacia la mitad del principal sistema e isosistas (Tomado de Shebalín, 1974).

$$l_z = 2(h_n - h_l) \quad (16)$$

Sin embargo, esta fórmula se debe corregir. En la medida que aumenta la profundidad del foco, la solidez (resistencia) del suelo, sensiblemente crece. De aquí se sigue que el centro de radiación de la energía debe encontrarse por ejemplo a 1/3 desde el límite inferior del foco, de donde Shebalin (1971, 1974):

$$l_z = 1.5(h_n - h_l) \quad (17)$$

Esta es la fórmula base para el cálculo de la extensión vertical del foco.

Si el efecto macrosísmico de extensión vertical del foco no se expresa, los datos macrosísmicos sólo permiten realizar el cálculo para la definición de la profundidad del foco del terremoto, por cuanto son dos métodos independientes.

El decrecimiento relativo de las isosistas con la distancia define la profundidad del foco, designada por

h_f , por la fórmula:

$$h_l = \frac{\Delta_i}{\sqrt{10^{2(l_o - h_l)/r} - 1}} \quad (18)$$

Que es sólo otra forma de expresar la conocida fórmula de Blake-Shebalin dada por la ecuación:

$$I_o - I_i = \gamma \log \sqrt{1 + \frac{\Delta_i^2}{h^2}} \quad (19)$$

4. DATOS Y PARÁMENTROS MACROSÍSMICOS

El modelo geométrico del foco del terremoto es determinado usando la información base del mapa de isosistas regional propuesto por Meyer et al. (1986) y siguiendo el método de Shebalin (1971, 1974) con sus modificaciones propuestas por (Barbano et al., 1979; Bottari et al., 1979; Bottari et al., 1982 a, b). Este modelo ha sido aplicado satisfactoriamente para diversos terremotos de varias regiones del mundo (Shabalin, 1971; Shabalin; 1974; Shebalin, 1991; Bottari et al., 1986; Arango y Tabares, 2002).

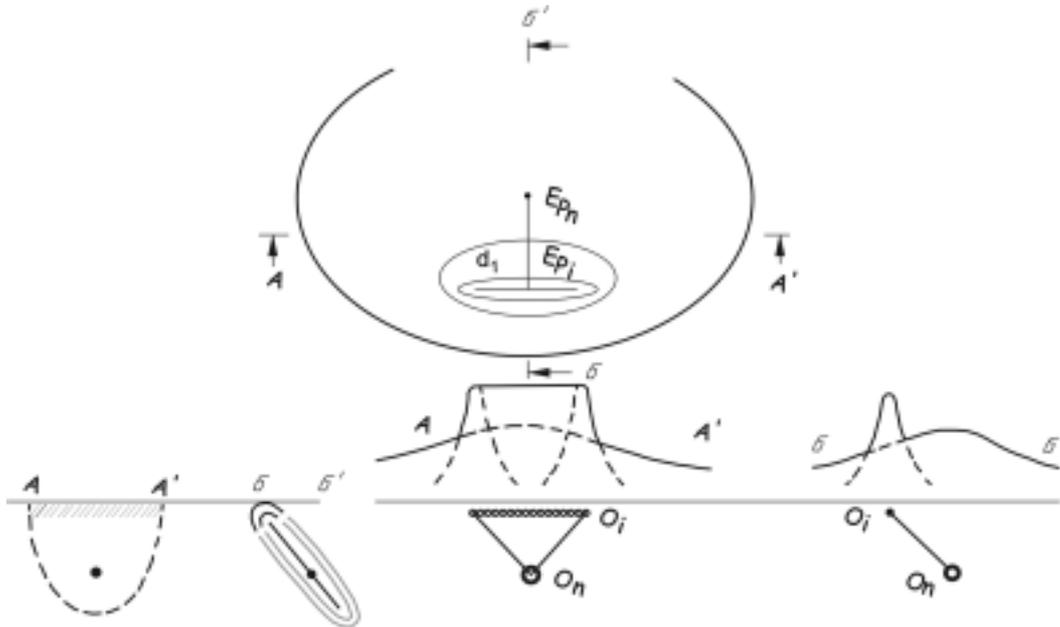


FIGURA 5. Sistema de dos fuentes que representa un buen modelo de foco con gran extensión vertical (Ver explicación de abreviaturas en el texto) (Tomado de Shebalín, 1974).

En cada isosista del mapa señalado se midieron los siguientes parámetros: diámetro mayor d_{max} ; diámetro menor d_{min} ; área S_i (en Km^2); el radio de la circunferencia equivalente a la isosista que limita el área señalada; y la extensión horizontal, dada por la diferencia entre los dos diámetros. En la TABLA 1, se presentan los valores medidos, y las relaciones entre las áreas y los radios equivalentes.

Para el cálculo de la atenuación geométrica g se utilizó la ecuación del campo macrosísmico (4) aplicada a cada isosista y haciendo un ajuste por mínimos cuadrados (TABLA 2).

La profundidad normal h_n , se obtuvo a partir de la relación (6). A partir del valor encontrado para g y las

relaciones S_i/S_{i+1} ó $\log R_i/R_{i+1}$, se establece un nomograma que permite definir el tamaño del área mesosísmica que establece el incremento de la intensidad dI como generador de los efectos vertical de la fuente. (FIGURA 6).

Como se aprecia en la figura 7, este efecto local es restringido a las áreas de intensidad VIII y VII y casi involucrando a la isosista de intensidad VI, sector hacia donde la curva tiende a un máximo. El resto de las áreas, es decir, de las isosistas V y IV, básicamente son tenidas en cuenta para el campo normal y el cálculo de la profundidad respectiva h_n . Además, es claro que la concentración de los baricentros de estas áreas, incluyendo la isolínea de intensidad III, define claramente la posición del epicentro macrosísmico

TABLA 1. Parámetros medidos a partir del mapa de isosistas y algunas relaciones.

Intensidad $I(MM)$	Diámetros (km)		Área S_i (km^2)	S_i/S_{i+1}	Radio R_i (km)	R_i/R_{i+1}	Extensión Horizontal L_x (km)			
	d_{max}	d_{min}					L_1	L_2	N	
8	7.8	2.7	26.0	---	3.4	---	5.1	} 4.05	} 8.3	} 13.0
7	12.0	9.0	87.0	0.298	6.0	0.566	3.0			
6	19.0	13.5	207.0	0.420	9.0	0.666	5.5			
5	31.0	20.0	482.0	0.429	16.0	0.562	11.0			
4	43.0	28.0	1211.0	0.398	22.0	0.727	15.0			

TABLA 2. Parámetros para los cálculos de g y C, aplicando mínimos cuadrados.

N° isosistas	Intensidad	Log R (Km) P_i	$(1,5M - I_i)$ T_i	$(\text{Log } R)^2$ Km^2 $(P_i)^2$	$P_i * T_i$ (Km)
1	VIII	0,53	0,25	0,2809	0,1325
2	VII	0,78	1,25	0,6084	0,975
3	VI	0,95	2,25	0,9025	2,1375
4	V	1,2	3,25	1,44	3,9
5	IV	1,34	4,25	1,7956	5,695
Σ		4,8	11,25	5,0274	12,84

normal. Estos campos están relacionados con un aparente incremento de intensidad dI . En resumen, los parámetros determinados tienen los siguientes valores:

$$\begin{aligned}
 I_o &= \text{VIII (Escala MM)}; \\
 dI &= 1.0; I_{oc} = 8.0 + 1.0 \text{ (Escala MM)}; \\
 E_{om}: j &= 2^\circ 27' 39'' \text{N}; l = 76^\circ 37' 6'' \text{W}; \\
 \sigma &= 5.0 \\
 \ddot{A} &= 2.097; C = -2.419 \text{ y} \\
 h_n &= 7.9 \text{ km}
 \end{aligned}$$

5. ESTUDIO DE LA FUENTE: Modelo Geométrico

Con las consideraciones metodológicas señaladas y los parámetros obtenidos, se puede realizar el estudio de inversión del campo macrosísmico, modelo geométrico de la fuente del sismo del terremoto de Popayán, cuyos cálculos se resumen como sigue:

Ecuación general del campo macrosísmico obtenida es:

$$1.5M - I_i = 5.05(\pm 0.1) \log D_i - 2.54(\pm 0.09)$$

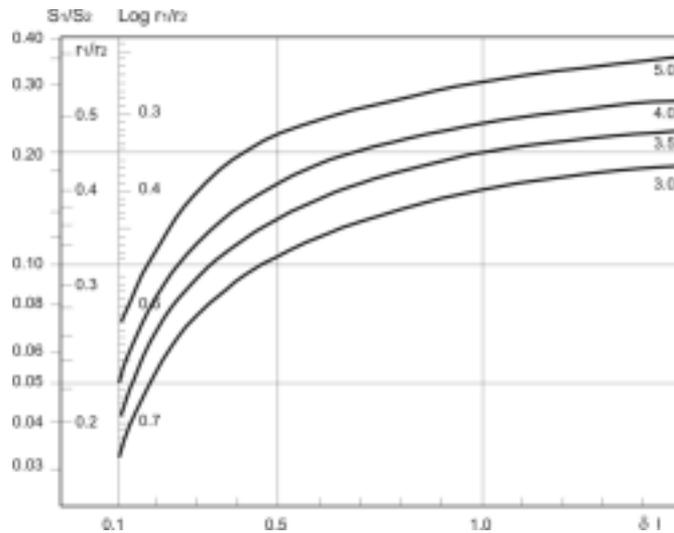


FIGURA 6. Gráfico para la determinación del incremento de Intensidad (dI) en el epicentro, en función del $\log R_1/R_2$ o S_1/S_2 y el coeficiente de atenuación (Tomado de Shebalin, 1991).

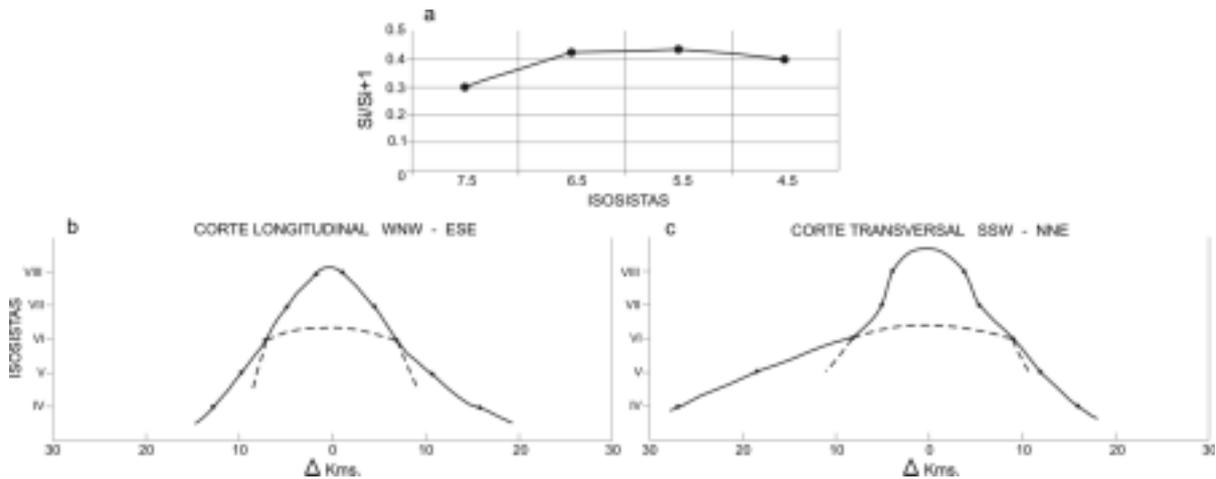


FIGURA 7. a. Gráfico de la función entre la intensidad y la relación de las áreas de las isosistas. b. Corte longitudinal y, c. Corte transversal.

La extensión horizontal del foco local y normal, se determina por

$$l_{xl} = \frac{(d_{8\text{máx}} - d_{8\text{min}}) + (d_{7\text{máx}} - d_{7\text{min}})}{2} = 4.05 \text{ km}$$

$$l_x = \frac{(d_{5\text{máx}} - d_{5\text{min}}) + (d_{4\text{máx}} - d_{4\text{min}})}{2} = 13.0 \text{ km}$$

Para el control de este parámetro se usa la ecuación (8), de tal manera que

$$\log l_{\text{máx}} = 0.7M - 2.8 = 11.0 \text{ km} \quad \text{para } M = 5.5$$

De donde

$$l_{\text{máx}} = 11.0 \text{ km}$$

Los resultados son similares, generándose un error de 2 kilómetros, que se atribuye a las imprecisiones o incertidumbres tanto en las mediciones instrumentales como en los datos macrosísmicos.

Incremento de la intensidad, tomado a partir de los radios de las dos primeras isosistas es

$$\delta I = 1.0$$

Por lo cual el incremento de intensidad en el epicentro local es

$$I_{oc} = I_0 + \delta I = 8.0 + 1.0 = 9.0$$

Mientras que el incremento de intensidad en el epicentro normal es

$$I_{ocn} = I_i + \delta I = 5.0 + 1.0 = 6.0$$

La profundidad del subfoco local se obtiene a partir de la relación (18) e involucrando las isosistas de intensidad VIII y VII, el valor obtenido es

$$h_l = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \frac{\bar{\Delta}_i}{\sqrt{10^{2(l_0 - I_i)/r} - 1}}$$

Por lo tanto

$$h_l = 2.1 \text{ km}$$

La profundidad normal se calcula con la ecuación (6) e incluyendo a las isosistas de nivel V y IV; también debe tenerse en cuenta el incremento de intensidad $\delta I = 1.0$ El valor de la profundidad normal obtenido es

$$h_n = 7.9 \text{ km}$$

Es necesario considerar que este valor puede contener un relativo margen de error debido, principalmente, al hecho que en la isosista de intensidad IV, el nivel de confiabilidad es bajo dado a que ésta ha sido interpolada, y no corresponde a datos reales. Sin embargo, este valor puede ser controlado a partir de la ecuación general del campo macrosísmico obtenida para este terremoto, la cual se expresó como

$$1.5M - I_i = 5.05(\pm 0.1) \log D_i - 2.54(\pm 0.09)$$

donde: $D = \sqrt{\Delta^2 + h^2}$; puesto que ya hemos asumido el incremento de intensidad, debemos considerar que este campo es como si fuera generado por una nueva fuente, para cual $D = 0$. Así, para la magnitud de 5.5, $I_i = 6$: intensidad en el epicentro normal, se obtiene que

$$h_n = 8.9 \text{ km}$$

A pesar de la incertidumbre señalada, estos dos valores son compatibles acertadamente.

La extensión vertical del foco se calcula usando la ecuación (17), a partir de la cual se tiene que

$$l_z = 8.7 \text{ km}$$

Valor que se controla con la relación (12), de tal manera que

$$\log l_z = 0.3M - 0.8 = 0.85 \text{ km} \quad \text{para } M = 5.5$$

donde

$$l_z = 7.1 \text{ km}$$

La distancia horizontal de los epicentros local y nor-

mal se estima a partir de sus coordenadas, dada como:

$$E_{or}: j = 2^{\circ}29'14'' \text{ N}; l = 76^{\circ}36' \text{ W}$$

$$E_{on}: j = 2^{\circ}27'39'' \text{ N}; l = 76^{\circ}37'6'' \text{ W}$$

Por tanto, la distancia $d = 3.6 \text{ KM}$

El ángulo de buzamiento del plano de la fractura está dado por

$$\text{tg } \theta = \frac{(h_n - h_l)}{d} = 1.61$$

Para lo cual $\theta = 88^{\circ}$

El modelo geométrico resultante de la ruptura en el foco sísmico, obtenido a partir de los datos macrosísmicos deducidos en este estudio es presentado en la figura 8.

La figura 9 representa un bloque diagrama tridimensional donde además del modelo ruptura y extensión del foco se muestra la distribución de las réplicas y el plano de falla al que se atribuye la ocurrencia del sismo.

6. DISCUSIÓN

El método de solución del problema inverso de la macrosísmica, empleado en este estudio, muestra a satisfacción, que es una potente herramienta metodológica que puede ser usada en el territorio colombiano para determinar, en las vecindades del foco, las particularidades de la ruptura causada por un terremoto.

De acuerdo con el modelo obtenido, el sismo de Popayán sería atribuido a una fractura de dirección N30E, con un buzamiento casi vertical de 88° al NW, y un pitch de 58° , que se movió en dirección SW (FIGURAS 8 Y 9). La dirección de este plano de falla se obtiene con la dirección de la máxima elongación

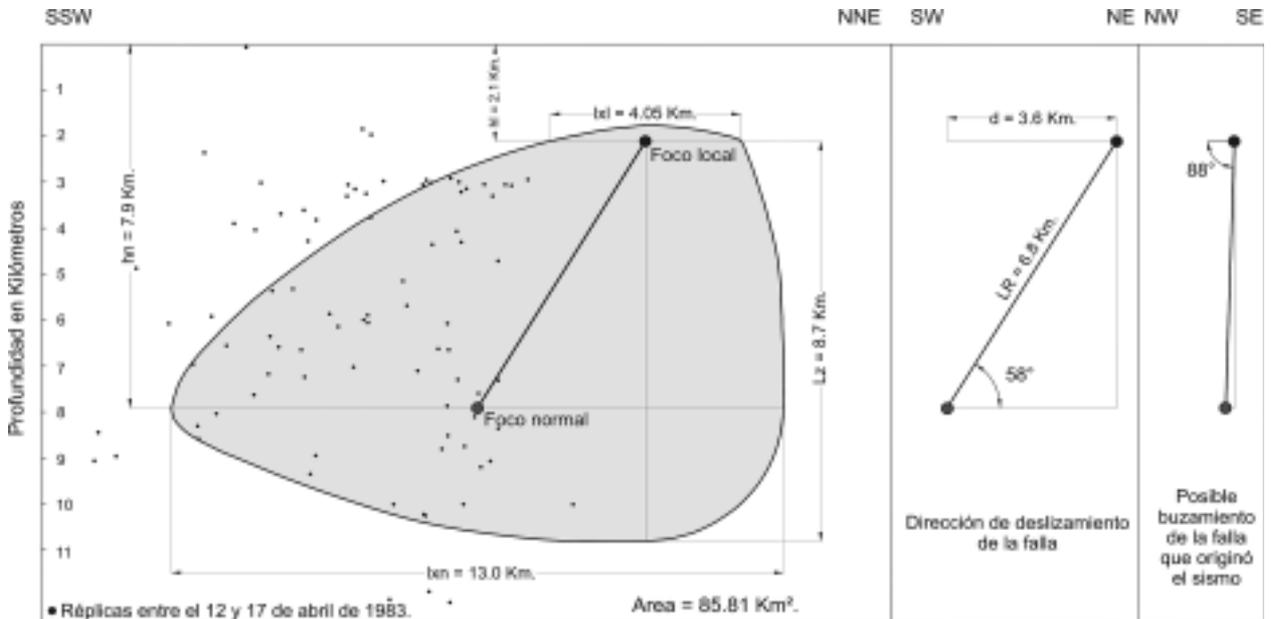


FIGURA 8. Modelo geométrico del foco sísmico del terremoto del 31 de marzo de 1983 a partir de datos macrosísmicos: l_{xl} es la extensión horizontal del foco local; l_{xn} - la extensión horizontal del foco normal; h_n - la profundidad focal normal; h_l - la profundidad focal local; l_z - la extensión vertical del foco y d - la distancia entre epicentros.

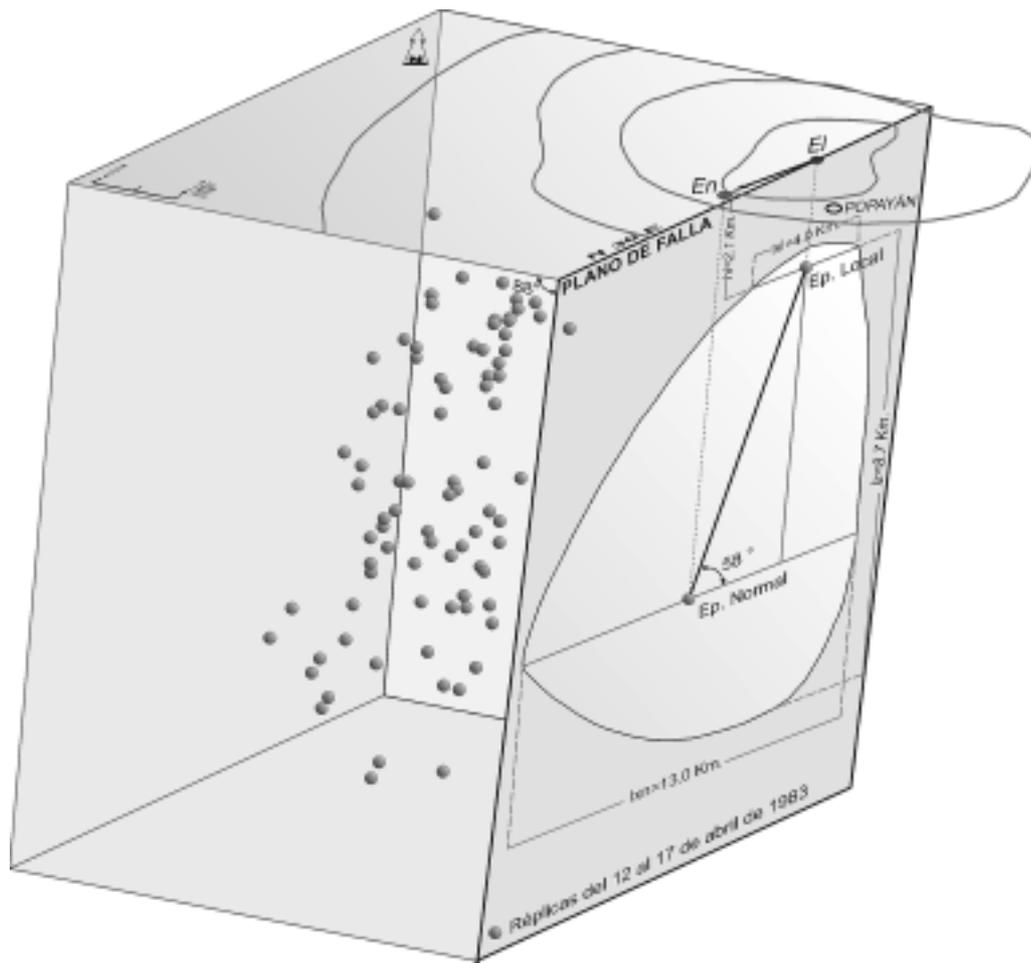


FIGURA 9. Vista 3D del modelo geométrico del foco sísmico del terremoto del 31 de marzo de 1983, en la cual se muestra la dirección de movimiento, el plano de falla y las réplicas entre el 12 y 17 de abril.

de las isosistas más internas; y aunque guarda estrecha relación con la dirección de las estructuras locales (FIGURA 2), no coincide con la ubicación de ninguna de ellas. Más aún, debemos aclarar que la distribución espacial de las réplicas, tampoco guarda una clara relación con la fractura propuesta. Sin embargo, los epicentros macrosísmicos están definidos de acuerdo con el área pleistosísmica y mesosísmica, según el campo macrosísmico analizado (FIGURA 1). Como es claro en la figura 2, la ubicación macrosísmica del epicentro, no concuerda con las localizaciones instrumentales dada por Meyer et al. (1986) y NEIC (1983, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>).

De acuerdo con INGEOMINAS (1986), el sismo es atribuido a la Falla Rosas-Julumito, que se encuentra ubicada al oeste de la fractura aquí propuesta, contradiciendo la interpretación de Lomnitz & Hashisume (1985), que a partir de observaciones de campo, señalan un modelo de ruptura que concuerda con el buzamiento y azimuth mostrado por el desplazamiento de la falla Pubenza. Según el mapa estructural (Paris et al, 1992), superpuesto al modelo digital del terreno, para la fractura propuesta no se observa ningún rasgo geomorfológico que nos indique su trazo superficial. La coincidencia o no de la localización de la fractura propuesta en este trabajo, con la falla Rosas-Julumito, debe analizarse con cuidado, y más aún si tenemos en

cuenta algunas conclusiones del trabajo de Meyer et al. (1983), acerca de las características físicas del sismo de Popayán, y que citaremos a continuación:

- Los estudios realizados tienden a demostrar que el sismo se produjo como consecuencia de la actividad de un tramo de la falla Rosas-Julumito. Los movimientos ocurridos en la falla fueron principalmente de tipo vertical; además pudo producirse que el sismo posiblemente activó otras fallas que cruzan la región hipocentral.

- En lo que tiene que ver con la ubicación epicentral, el no haber podido incluir para ello, un modelo con variaciones laterales, probablemente causó un error en dichas localizaciones. Después de cálculos con diferentes modelos de velocidad y en consideración de las posibles heterogeneidades geológicas, estimamos que es prudente suponer un error absoluto hasta de 3 Km.

- De acuerdo con el mecanismo focal interpretado para el evento principal, la distribución de hipocentros de réplicas sugiere el movimiento sobre un plano aproximadamente vertical con rumbo N25E.

- Es muy notoria la diversidad relativamente grande de la distribución de polaridades, lo cual permite proponer la ocurrencia de diferentes mecanismos. Es probable que esta diversidad no sea simplemente un producto de la escasez de datos para afinar soluciones individuales, sino realmente la consecuencia de una situación tectónica particular. Está establecido que en la zona del terremoto cruzan fallas de cada uno de los tres principales sistemas que afectan la región tal como se aprecia en la figura 2. Un análisis detallado de la distribución de réplicas en espacio y tiempo revela además que hay cúmulos de actividad a uno y otro lado de la zona elongada que se supone corresponde al plano principal. Si en conjunto con lo anterior se analiza también la agrupación de otros tipos de mecanismos en determinadas zonas del volumen de réplicas, es muy sugestivo concluir que la redistribución de esfuerzos causada por el terremoto condujo a actividad secundaria en planos de falla diferentes a la falla que causó el evento principal.

- No se encontró ninguna evidencia de que la ruptura del basamento se hubiera propagado hasta la superficie del terreno.

A diferencia de los datos instrumentales, las soluciones macrosísmicas permiten establecer un modelo de ruptura, en el cual es posible apreciar las extensiones horizontal y vertical del foco, lo que de hecho supone la existencia de por lo menos de dos focos de gran liberación de energía, en este caso son considerados como los lugares donde inicia y termina la ruptura, que han sido llamados normal y local, respectivamente. De esta manera, a su vez, se generan efectos y daños diferenciales en la superficie, es decir, se establecen dos zonas de epicentros, que corresponden a los focos señalados. Esta es una de las razones fundamentales por las cuales los epicentros instrumentales y macrosísmicos de un terremoto no podrían coincidir.

Para el caso de la profundidad, generalmente, las redes sísmicas asocian la información del primer impulso que sale de la fuente sísmica, dando un valor único para este parámetro, y por supuesto asume un margen de error bastante considerable.

Macrosísmicamente, el problema tiene dos connotaciones, que son asociadas a las profundidades de los dos subfocos señalados. En el caso de nuestro estudio vemos que la profundidad instrumental determinada fue de 12 kilómetros (INGEOMINAS, 1986), mientras que macrosísmicamente se ha obtenido que el valor de la profundidad local es de h_l y la normal es h_n . Es fácil imaginarse la gran concordancia de estos resultados si se tiene en cuenta que la zona pleistosísmica estuvo confinada en una región muy pequeña, como se muestra en el mapa de isosistas locales realizado por Espinosa (1992).

7. CONCLUSIONES

A pesar de que los datos macrosísmicos son complementarios con los instrumentales y que sus resultados no necesariamente deben coincidir, se nota la potencialidad del método macrosísmico para determinar parámetros sismológicos de terremotos, siendo de gran utilidad ante la incertidumbre que ocasionan las redes sísmicas. Así, en este estudio la profundidad macrosísmica puede considerarse como un cálculo bastante acertado, ya que se justifica por el hecho de

que un sismo de tan baja magnitud haya causado severos daños y grandes efectos confinados en un área muy reducida, que solo son posible con sismos muy superficiales, en concordancia con lo que aquí se ha obtenido.

El presente trabajo, por la sistematización que se ha hecho de los datos macrosísmicos y por el modelo y los resultados obtenidos, sin duda constituye un gran avance para el conocimiento de la sismicidad y la solución del problema de la amenaza y el riesgo sísmico en el territorio Colombiano. También deben ser complementados estos resultados con estudios geológico-estructurales de campo de los sismos en cuestión.

REFERENCIAS

- Arango O. H. y Tabares J. H. (2002). Estudio Macrosísmico del Terremoto de Armenia-Colombia del 25 de Enero de 1999: Modelo de reconstrucción geométrica del foco sísmico. Trabajo de grado, Universidad del Valle. 145p.
- Barbano M. S., Bottari A., Carvani P., Cosentino M., Federico B., Fonte G., Lo Giudice E., Lombardo G., Patane G. (1979). Macroseismic Study of the Gulf of Patti Earthquake in the Geostructural Frame of North – Eastern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, No. 98. p. 155-174.
- Bottari A., Federico B., and Lo Giudice E., (1979). Methodological Considerations Regarding the Determination of Some Macroseismic Field Parameters. Application to earthquakes in the Calabro-Pelotarian Arc. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 23(83): 197-225.
- Bottari A., Federico B., Lo Giudice E. (1982a). Nuove Evidenze di Correlazione tra l'Attenuazione Macrosísmica ed Campi di Lineamenti Strutturali nell'Italia Meridionale. *Ann. di Geofisica* No. 35. p. 5-26. Publ. Istituto Internazionale di Vulcanologia No. 193.
- Bottari A., Giovani L., Lo Giudice E., Longo V., Spadea M., and Vecchi M. (1982b). Regional Macroseismic Field of the 1980 Irpinia Earthquake. *Ann. di Geofisica* No. 35. p. 27-84. Publ. Istituto Internazionale di Vulcanologia No. 195.
- Bottari A., Carapezza E., Carapezza M., Carvani P., Cefali E., Lo Giudice E., Pandolfo C. (1986). The 1908 Messina Strait Earthquake in the Regional Geostructural Framework. *Journal of Geodynamics* No. 5. p. 275-302. Publ. Istituto Internazionale di Vulcanologia No. 210.
- Blake A. (1941). On the Estimation of Focal Depth from Macroseismic Data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 31 (3), 225-231.
- Brune J. N. (1970). Tectonic Stress and Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.* Vol. 75. p. 4997-5009.
- Espinosa (1992). Sismicidad Histórica y Reciente del Área de Popayán. En: *Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán*. CEE-INGEOMINAS. Pub. Esp. del Ingeominas N.2, p. 7-27.
- 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
- Ingeominas. (1986). El Sismo de Popayán del 31 de Marzo de 1983. Bogotá. P.p. 320
- James M., Orrego A., Muñoz V., Murcia A., Page W., Giraldo M. y Marín W. (1986). Geología. En: *El sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983*. Publi. Ingeominas. Bogotá. p.5-38.
- Lomnitz C. & Hashisume M. (1985). The Popayán, Colombia, Earthquake of 31 March 1983. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 75 (5). p. 1315-1326.
- Meyer H., Duarte J. y Paraffan A. (1986). Características Físicas del Sismo de Popayán. En: *El sismo de Popayán del 31 de marzo de 1983*. Publi. Ingeominas. Bogotá. p.119-147.
- París G., Marín W., Sauret B., Vergara H. y Bles J. L. (1992). Neotectónica. En: *Microzonificación Sismogeotécnica de Popayán*. CEE-INGEOMINAS. Pub. Esp. del Ingeominas N.2, p. 28-49.
- Orrego A., León L. A., Padilla L. E., Acevedo A. P. y Marulanda N. (1999). Geología de la Plancha 364 Timbío. INGEOMINAS. Popayán.
- París G., Machette M. N., Dart R.L. and Haller K. M. (2000). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. Open-File Report 00-0284. USGS p.24 -25.
- Savage J. C. (1966). Radiation from a Realistic Model of Faulting. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 56. p. 577-592.
- Shebalin N. V. (1968). Método de Utilización de Datos Ingeniero-Geológicos en la Zonación Sísmica. En: *Zonación sísmica de la U.R.S.S.* Capítulo 6. Moscú. Nauka: 95-111. [En Ruso].

■ Shebalin N. V. (1971). Cálculo del Tamaño y Posición del Foco del Terremoto de Tashkent Mediante Datos Macrosísmicos e Instrumentales. En: El terremoto de Tashkent de 1966. Tashkent. p. 68-80. (En Ruso).

■ Shebalin N. V. (1974). Focos de Terremotos Fuertes en el Territorio de la URSS. Moscú. Nauka: 52. [En Ruso].

■ Shebalin N. V. (1991). Cálculo del Tamaño y Posición del Foco del Terremoto de Spitak Mediante Datos Macrosísmicos. En: Problemas de la Ingeniería Sísmica. No. 32. p. 35 - 44 (En Ruso).

Fuentes electrónicas:

■ National Earthquake Information Center – NEIC, Earthquake Catalog Search. USA 15/02/2004, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>

Trabajo recibido: octubre 10 de 2006
Trabajo aceptado: diciembre 1 de 2006