

Análisis geodésico y deformación sismotectónica asociada al sismo de Quetame, Colombia, 24 de mayo de 2008

GEODETTIC ANALYSIS AND SEISMOTECTONIC STRAIN ASSOCIATED TO THE QUETAME EARTHQUAKE, COLOMBIA, MAY 24 2008

HÉCTOR **Mora Páez**¹

SERGIO A. **López I.**

NATALIA **Aceró P.**

JAIR **Ramírez Cadena**¹

ELKIN **Salcedo Hurtado**²

ROBERT **Trenkamp**³

Resumen

El 24 de mayo de 2008, a las 14:20 hora local, se registró un evento sísmico que fue sentido en la región central de Colombia, cuyo epicentro se localizó 8,6 km al norte de la cabecera municipal de la población de Quetame (Cundinamarca), con coordenadas 4,399° N y 73,814° W, profundidad superficial y magnitud local en la escala de Richter de 5,7, calculada a partir de la amplitud máxima del registro de acuerdo con el informe de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). El Grupo de Sismología de la Universidad de Harvard estableció, para este sismo, una magnitud $M_w = 5,9$. El mecanismo focal del terremoto, calculado por el USGS, muestra que el plano de ruptura tiene una orientación de N16° E – S16° W y corresponde a una falla de desgarre lateral derecho con una componente de movimiento normal, consistente con la Falla Naranjal como una de las principales estructuras tectónicas presentes en la región epicentral.

El análisis sismotectónico cuantitativo señala que las réplicas se pudieron presentar dentro un área de 199,5 km², confinadas en una extensión horizontal y vertical del foco aproximada 21 km y 14 km, respectivamente; por tanto, que de acuerdo con su profundidad, se establece que el volumen de ruptura pudo haber sido de unos 4887 km³. Estos datos sugieren que la tasa de deformación sismotectónica en la región focal está siendo sometida a una velocidad de 4,5 * 10⁻⁶ cm/seg en la dirección horizontal (I_x) y de unos 3,0 * 10⁻⁶ cm/seg en la dirección vertical (I_z). La tasa de deformación señalada ocurre bajo una resistencia física del medio, $Q = 3,6$, en la región focal.

Palabras clave

GPS, sismo, geodinámica, deformación, geodesia, sismotectónica.

Abstract

On May 24, 2008, at 14:20 hour's local time, there was a seismic event that was felt in the central region of Colombia. The epicenter was located 8,6 km north from the urban area of the Quetame Municipality (Cundinamarca), with coordinates 4,399° N in latitude and 73,814° W in longitude, shallow depth and a Richter Scale local magnitude of 5,7, computed from the maximum amplitude of the record according to the RSNC report. The Seismology Group of Harvard University reported this earthquake with an $M_w = 5,9$. The earthquake's focal mechanism, calculated by the USGS, shows that the rupture plan has an orientation of N16° E – S16° W and belongs to a right lateral rip failure with a normal movement component, solid with the Naranjal fault as one of the main tectonic structures in the epicentral region.

The quantitative seism tectonics analysis indicates that the aftershocks could be presented inside an area of 199,5 km², confined in a horizontal and vertical extension with respect to the focus about 21 and 14 km, respectively; so, according to the depth, it is established that the rupture volume could be about 4887 km³. This information suggests that seism tectonics strain rate in focal region is being submitted to a velocity of 4,5 * 10⁻⁶ cm/seg in the horizontal direction (I_x) and about 3,0 * 10⁻⁶ cm/seg in the vertical direction (I_z). The indicated deformation rate occurs under a physical resistance of the half a $Q = 3.6$, in the focal region

Key words

GPS, earthquake, geodynamics, strain, geodesy, seismotectonics.

Artículo recibido el 29 de agosto del 2009. Aprobado el 16 de diciembre del 2009.

1 Servicio Geológico Colombiano, hmora@sgc.gov.co, jairamir@sgc.gov.co

2 Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Director del Observatorio Sismológico y Geofísico de la Universidad del Valle. Cali. el-salced@univalle.edu.co

3 University of South Carolina. Department of Earth and Ocean Sciences. trenkamp@geol.sc.edu

Antecedentes

El 24 de mayo de 2008, a las 14:20 hora local, 21 estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) registraron un evento sísmico cuyo epicentro se localizó 8,6 km al norte de la cabecera municipal de la población de Quetame (Cundinamarca), con coordenadas 4,399° N y 73,814° W, profundidad superficial y magnitud local en la escala de Richter de 5,7, calculada a partir de la amplitud máxima del registro de acuerdo con el informe de la RSNC. El Grupo de Sismología de la Universidad de Harvard estableció, para este sismo, una magnitud $M_W = 5,9$. Se destaca que antes de la ocurrencia de este sismo, se registraron tres eventos a las 12:00, 12:08 y 12:12 horas del mismo día, con magnitudes locales 2,8, 4,1

y 2,5, respectivamente, localizados en zonas cercanas al evento de este estudio, los cuales se han denominado precursores del evento principal. En la zona de ocurrencia de este sismo, se habían presentado cuatro sismos en 1743, 1917, 1966 y 1988, los cuales causaron efectos de consideración, de acuerdo con los estudios de sismicidad histórica elaborados por Ingeominas (2008).

El informe elaborado por la Cruz Roja Colombiana (2008) dos días después de la ocurrencia del evento señalaba un número de 5 personas fallecidas, 69 heridos, 2127 familias afectadas, 312 viviendas destruidas y 1270 viviendas averiadas. La figura 1 muestra el grado de afectación de la iglesia (la cual tuvo que ser demolida) y de una de las viviendas.



► Figura 1. Grado de afectación de la iglesia de la población de Quetame y de una vivienda como consecuencia del sismo del 24 de mayo de 2008.

Fuente: Ingeominas.

Contexto geotectónico

La cordillera Oriental de Colombia corresponde a un orógeno invertido que coincide con un rift del Cretácico Inferior (Colleta et ál., 1990; Cediel et ál., 2003 & Mora et ál., 2006). Este orógeno ha

sido interpretado como una estructura de doble vergencia limitada por dos zonas de despegue (*detachments*) donde se concentra el acortamiento, de los cuales el oriental es la estructura principal, mientras que el occidental se considera un retroca-

balgamiento (*backthrust*). Además, ambas discontinuidades se vuelven horizontales en profundidad para transferir la deformación desde el oeste y a través de la corteza media (Mora et ál., 2008). Durante la Orogenia Norandina, hacia la parte media del flanco oriental de la cordillera Oriental, algunas fallas mesozoicas de carácter normal fueron reactivadas, destacándose actualmente la Falla de Servitá como un cabalgamiento mayor de basamento, y las fallas San Juanito y Naranjal, que solo han sufrido una reactivación compresiva menor (Mora et ál., 2006). Esta última estructura, cuyo plano posee una orientación general N15° E/90°, cruza sobre el epicentro relocado del sismo del 24 de mayo de 2008 (Ingeominas, 2008).

Según Orozco (2004) y Cortés & Angelier (2005), de acuerdo con la zonificación regional del régimen de esfuerzos en el noroccidente suramericano, el área del sismo está ubicada en la transición de dos regiones mayores con las siguientes características: 1) compresión pura WNW-ESE del frente oriental de cabalgamiento de la cordillera Oriental entre 4,8 y 8° N, con influencia de la colisión frontal del bloque Panamá-Costa Rica, y 2) compresión WSW-ENE oblicua con respecto al eje de la cordillera y bajo la influencia de la Placa Nazca, que hacia el sur de la latitud 3,5° N permitió el desarrollo de transcurrencias dextrales presentes en el frente oriental de cabalgamiento. Regionalmente, las fallas del borde oriental de la cordillera (Sistema de Fallas de los Llanos), según Cediél et ál. (2003) constituyen un límite tectónico entre el bloque Norandino y la Placa Suramericana (Pennington, 1981; Aggarwal, 1983; Freymueller et ál., 1993; Kellogg & Vega, 1995; Trenkamp et ál., 2002; Colmenares & Zoback, 2003), a lo largo del cual se destaca una importante actividad sísmica superficial (Velandia et ál., 2005; Cortés & Angelier, 2005; Catálogo de

Sismicidad de la Red Sismológica Nacional de Colombia, Ingeominas, 2009, entre otros). Hacia este límite se ha concentrado un acortamiento cortical durante los últimos 10 millones de años con valores pico de $\sim 5 \text{ mm año}^{-1}$ para los últimos tres millones de años. Dicho acortamiento acelerado, que representa $\sim 25 \%$ del acortamiento orogénico total de 60 km y el 50% del acortamiento total en el flanco oriental de la cordillera, puede generar una cantidad representativa de flexura litosférica en áreas adyacentes que no han sido levantadas (Mora et ál., 2008).

Datos GPS y procesamiento

La campaña de campo 2008, realizada en la zona cercana al epicentro del sismo, permitió obtener datos GPS antes, durante y después de la ocurrencia del sismo. Las estaciones objeto de toma de datos en la zona cercana al sismo son BVIS (Buenavista), VILL (Villavicencio), MART (San Martín) y PLLE (Puerto Lleras), con tasa de muestreo de 30 segundos. Los equipos utilizados corresponden a receptores GPS doble frecuencia marca Trimble, modelo NetRS y antenas marca Trimble, tipo choke-ring, modelo 29659, con radome corto SCIGN, y sistemas de montaje de altura única (spike-mount de un metro), lo cual garantiza la toma de datos de muy alta calidad y, por consiguiente, de alta precisión (figura 2). En el marco del proyecto GeoRed, anualmente se ejecutan campañas GPS de campo con el fin de recolectar información en estaciones previamente construidas. En este caso, días antes de la ocurrencia del sismo objeto de este análisis, se había ocupado la estación BVIS; en el momento de la ocurrencia estaban tomándose datos en la estación VILL, razón por la cual se extendió el tiempo de observación en este sitio. Posteriormente volvió a recuperarse la estación BVIS.



► **Figura 2.** Sistema de montaje de antena GPS para la toma de datos empleando sistema de altura constante (spike-mount) de un metro. La foto corresponde a la estación BVIS.

Para el procesamiento, se tuvieron en cuenta datos de diferentes años con el fin de analizar el comportamiento de cada uno de los sitios. Los tiempos de observación y datos empleados de cada uno de los sitios de campo son:

- Estación BVIS: observaciones por 47 horas en 1994, 72 horas en 2008, antes del sismo, y 77 horas después del sismo.
- Estación MART: observaciones de 48 horas en 1996 y 96 horas en 2008, después del sismo.
- Estación PLLE: 48 horas de observación en 1996, 72 horas de observación en el 2003 y 96 horas en el 2008, después del sismo.
- Estación VILL: observación de 144 horas en 1994, 168 horas en 1996, 72 horas en 2003 y 120 horas en 2008; en 2008, las observaciones para el procesamiento se dividieron en dos periodos: 70 horas antes del sismo y 49 horas después del mismo, por ser la estación que estaba

rastreado satélites en el momento de la ocurrencia del sismo.

También se tuvieron en cuenta los datos de las estaciones permanentes de operación continua BOGT (Bogotá) y MZAL (Manizales). La primera, en operación 1994 como parte integrante de la red global de observación geodésica, corresponde a un receptor GPS doble frecuencia, marca Ashtech, modelo Z-Xtreme, y antena marca Ashtech, tipo choke-ring, configurado para toma de datos cada 30 segundos, mientras que la estación MZAL, en operación desde diciembre de 2003, consta de un receptor GPS doble frecuencia marca Trimble, modelo NetRS y antena marca Trimble, tipo Choke Ring, modelo 29659 con radome corto SCIGN, configurado para toma de datos cada 15 segundos. En la tabla 1 se indica la localización de las estaciones GPS incorporadas en el análisis geodésico del evento sísmico.

Tabla 1. Estaciones empleadas en el análisis geodésico del sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008 (P: Estación permanente; C: Estación de campo)

ID	Nombre	Latitud	Longitud	Altura	Tipo
BOGT	Bogotá	4° 38' 24.26"	-74° 4' 51.38"	2577.1228	P
MZAL	Manizales	5° 1' 47.97"	-75° 28' 13.89"	2101.3751	P
BVIS	Buenavista	4° 9' 41.01"	-73° 41' 2.99"	400.5829	C
VILL	Villavicencio	4° 3' 56.09"	-73° 22' 48.17"	324.2647	C
MART	San Martín	3° 16' 20.99"	-73° 41' 53.95"	481.2504	C
PLLE	Puerto Lleras	3° 16' 18.80"	-73° 22' 15.45"	250.1938	C

Por consiguiente, las estaciones permanentes GPS denominadas BOGT y MZAL, y de campo VILL y BVIS, tienen datos directos antes y después de la fecha de ocurrencia del sismo, así como de otros años antes de 2008, los cuales fueron empleados para este análisis. La figura 3 muestra la localización de las estaciones GPS permanentes (cuadrado azul) y de campo (cuadrado rojo) empleadas en

el análisis geodésico del sismo del 24 de mayo de 2008. Los triángulos azules corresponden a algunas de las estaciones sismológicas de la Red Sismológica Nacional operada por Ingeominas, que registraron el sismo en cuestión. Se muestra, además, la proyección esterográfica del mecanismo focal estimada por el Proyecto Global CMT (Centroid Moment Tensor, consultado en 2009).

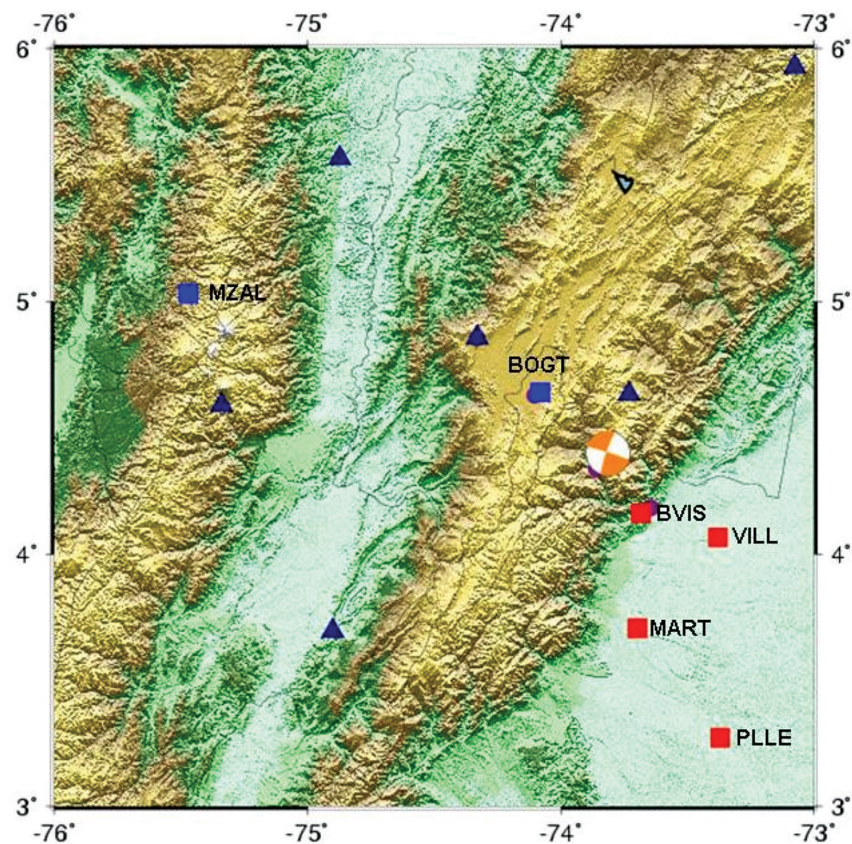


Figura 3. Localización de las estaciones GPS permanentes (cuadrado azul) y de campo (cuadrado rojo) empleadas para el análisis geodésico del sismo del 24 de mayo de 2008. Los triángulos azules corresponden a algunas de las estaciones sismológicas de la RSNC que registraron el sismo en cuestión. El mecanismo global corresponde a la solución dada por el Proyecto Global CMT.

Los datos GPS de estaciones de campo de operación temporal, así como de estaciones permanentes de operación continua, son objeto de control de calidad y de conversión al formato universal RINEX mediante el empleo del software TEQC desarrollado por Unavco. El procesamiento de los datos se realizó mediante el empleo del software GIPSY-OASIS II, desarrollado por Jet Propulsion Laboratory (JPL-NASA), California Institute of Technology (Lichten & Border, 1987; Blewitt, 1989; Blewitt, 1990; Webb

and Zumberge, 1997; Zumberge et ál., 1997), en el Centro Nacional de Procesamiento de Datos GPS del proyecto GeoRed, en virtud del convenio suscrito con Ingeominas. Como es requerido en el procesamiento científico de datos GPS, se emplearon datos de estaciones de rastreo de la red global IGS (International GNSS Service). La figura 4 muestra la localización de dichas estaciones, cuyos datos son proporcionados por la NASA, al igual que los archivos de órbitas corregidas.

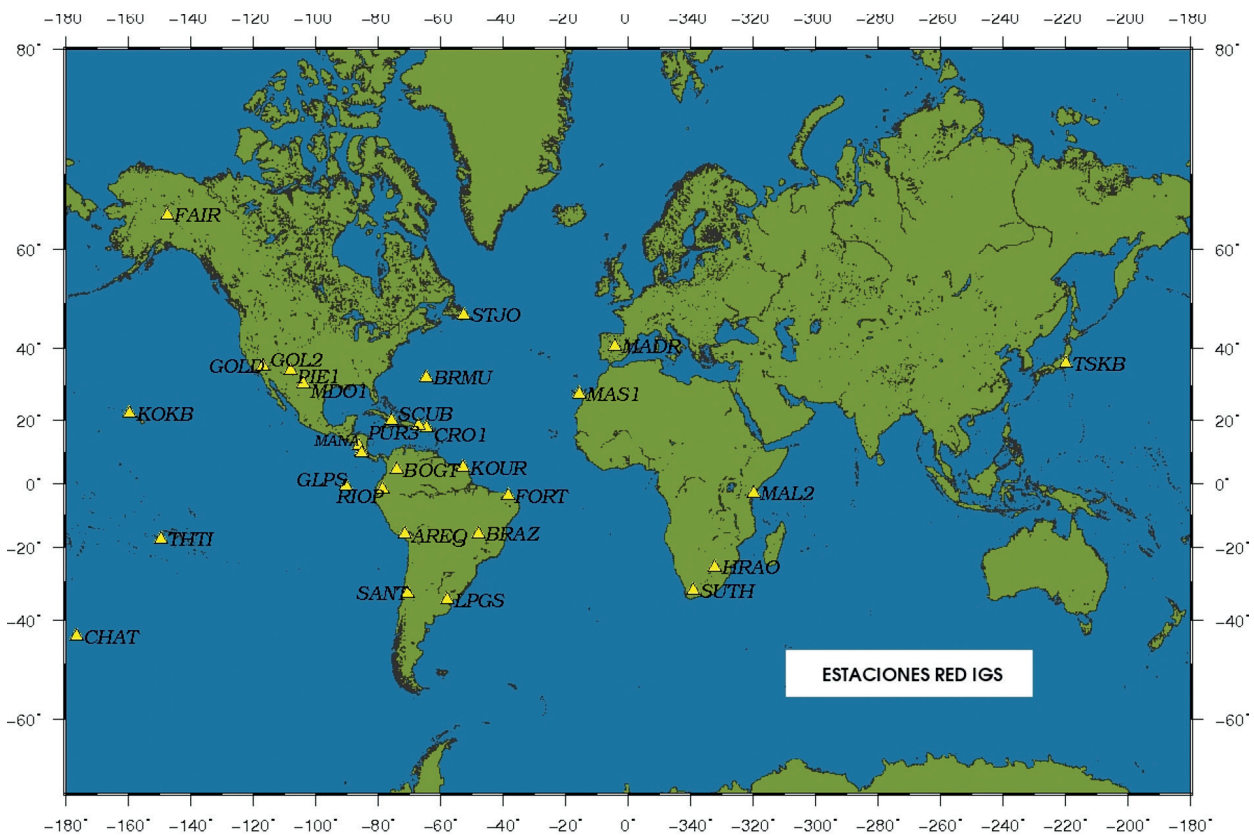


Figura 4. Estaciones de la red global de rastreo usadas en el procesamiento.

Resultados GPS

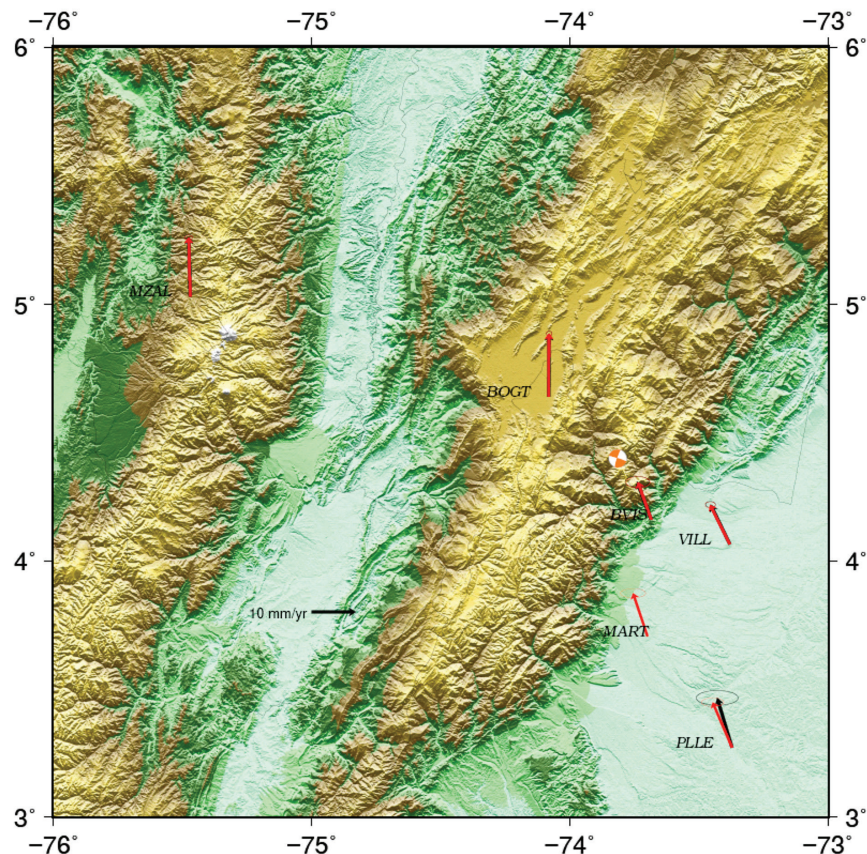
El resultado del procesamiento de datos GPS indica que no hay un efecto directo del sismo en los sitios de las estaciones GPS que fueron ocupadas antes y después de la ocurrencia del evento. La figura 5 muestra los vectores obtenidos antes y después de la ocurrencia del sismo en cada uno de los sitios ocupados mediante las campañas de campo, y los correspondientes a la operación de las estaciones permanentes (BOGT

y MZAL). Los vectores en color negro corresponden a los datos de GPS disponibles y procesados antes de la ocurrencia del evento sísmico; en color rojo, los datos obtenidos y procesados con posterioridad a este. La tabla 2 muestra los valores residuales para cada uno de las estaciones consideradas, y corresponde a las diferencias, tanto horizontales como verticales, entre los vectores obtenidos en el procesamien-

to antes y después del sismo. Teniendo en cuenta la magnitud del sismo y que la estación más cercana al lugar del epicentro, BVIS, está localizada a 28,5 km, se observan cambios horizontales muy pequeños que están dentro del nivel de ruido (error) de la señal. La estación MART no tiene observaciones representativas antes del sismo, de tal manera que se calculó solamente un vector para después del sismo, en color rojo. La estación PLLE muestra los mayores cambios, muy ligeros, del orden de 1,4 mm en la componente horizontal y 0,8 mm en la vertical, que en primera instancia podrían considerarse efecto directo del sismo; sin embargo, suponemos que dicho cambio se debe a un refinamiento del vector. El cambio en la estación BOGT fue 0,03 mm en la componente Este y 0,01 mm en la componente Norte.

En la figura 5 se puede apreciar que el cambio aludido en la estación PLLE está dentro de la elipse

de error de color negro, pero la elipse de error de color rojo es ahora mucho más pequeña, probablemente debido a los datos adicionales que entraron en la solución geodésica. Obsérvese el vector de 10 mm como escala en la parte inferior de dicha figura, que da una indicación de las velocidades relativas de las estaciones dispuestas sobre la placa Suramericana (VILL, MART, PLLE), de la estación ubicada en la zona límite oriental del Bloque Norte de los Andes (BVIS) y de las ubicadas en los Andes colombianos (BOGT y MZAL), expresadas en ITRF2000 (International Terrestrial Reference Frame, 2000). El ITRF es la materialización del Sistema de Referencia Terrestre Internacional (ITRS, de su sigla, en inglés), y corresponde a la combinación de diferentes soluciones de marcos de referencia terrestres usando diversas técnicas geodésicas espaciales, como VLBI, LLR, GPS y DORIS.



■ Figura 5. Vectores obtenidos antes y después de la ocurrencia del sismo en las estaciones geodésicas GPS consideradas. Los vectores en color negro corresponden a los datos disponibles y procesados antes de la ocurrencia del evento sísmico, y en color rojo, los datos obtenidos y procesados con posterioridad al evento.

Tabla 2. Valores residuales horizontales y vertical GPS para los sitios señalados

ID	Residuales (cm)		
	Norte	Este	Vertical
BOGT	0,001	0,003	-0,001
MZAL	0,014	0,001	-0,013
PLLE	0,099	0,104	0,084
VILL	0,006	0,013	-0,012
BVIS	0,011	-0,020	-0,018

Los errores asociados a la toma y el procesamiento de los datos GPS están dentro del nivel de confianza del 95%, como se aprecia en las elipses de error. Esto muestra la calidad de los datos obtenidos en el proyecto GeoRed tanto en los sitios de operación continua como en las múltiples observaciones bajo la modalidad de campañas de campo ejecutadas en diferentes años. Las estaciones BOGT y MZAL, por ser estaciones permanentes, tienen muchas observaciones: la primera desde 1994 y la segunda desde 2004. Lo importante para este análisis fue contar con un adecuado número de observaciones GPS de estaciones permanentes y de campo en la campaña GeoRed-08; igualmente, se consideraron las observaciones efectuadas en el proyecto CASA 1994-1998 (Trenkamp et ál., 2002), y de las campañas GeoRed-00 y GeoRed-03 (Mora & Trenkamp, 2005).

Deformación sismotectónica

De acuerdo con la información histórica (Ramírez, 1975; Espinosa, 1994 & Ingeominas, 2008), el lugar de ocurrencia del sismo del 24 de mayo de 2008, en cercanías del municipio de Quetame en el departamento de Cundinamarca, es una zona que en el pasado ha sido escenario de fuertes sismos, principalmente superficiales. En este caso, se puede decir que la ocurrencia de los sismos en el lugar corresponde a las deformaciones producidas por los campos regional y local de esfuerzos, gobernados principalmente por la dinámica de las placas tectónicas interactuantes en la región. El problema de encontrar las deformaciones producidas por la acumulación y la liberación de esfuerzos que se manifiestan con la ocurrencia de los sismos exige un tratamiento teórico de la reología, es decir, de las relaciones que ligán los esfuerzos y las

deformaciones, ampliamente tratadas en sismología. Por ejemplo, los trabajos de Kostrov (1975), Risnichenko (1985), Kostrov & Das (1988) y Shebalin (1968), han demostrado que es posible calcular la dislocación causada por los sismos en zonas de actividad sísmica superficial e intermedia a partir del análisis del momento sísmico.

El momento sísmico escalar, parámetro introducido por Aki (1966), es muy importante en el estudio de la magnitud de un sismo, y representa el producto del desplazamiento relativo de la fractura por su área y el coeficiente de rigidez del medio en que se ha producido, lo cual es definido como

$$M_0 = \mu \Delta \bar{u} A$$

donde M_0 es el momento sísmico escalar, μ es el módulo de cizalla o rigidez en dinas/cm², $\Delta \bar{u}$ el valor medio de la dislocación y A el área de la fractura.

Así, puede calcularse la dislocación sísmica durante un sismo a partir de la expresión

$$\Delta u = \frac{M_0}{\mu A}$$

Los parámetros de la fractura son calculados a partir de la solución del mecanismo focal del sismo.

Análisis del mecanismo focal

Como solución del mecanismo focal, se usa la propuesta por el Proyecto Global CMT (figura 6), que muestra la proyección de los dos planos, correspondientes a los dos posibles planos de ruptura en el foco, dividiendo zonas de compresión (color rojo) y dilatación (color blanco). Los parámetros de los planos obtenidos en la solución se observan en la tabla 3.

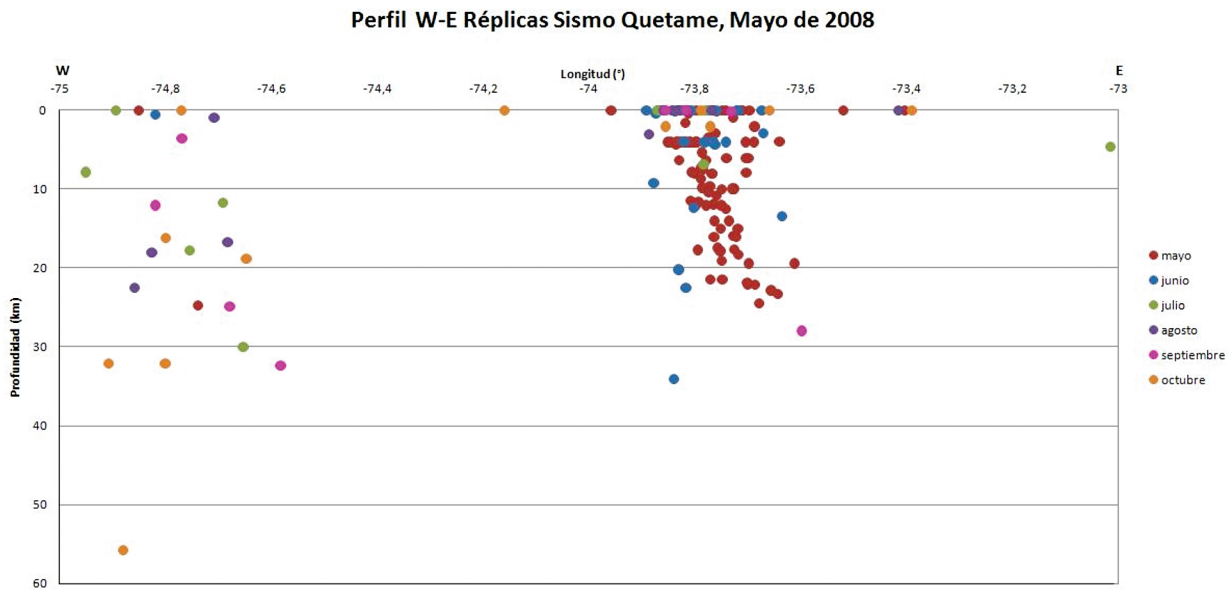


Figura 6. Proyección estereográfica del mecanismo focal propuesto por el Proyecto Global CMT.

Tabla 3. Planos nodales de la solución del mecanismo focal del sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008.

Planos Nodales	Azimut (ϕ)	Buzamiento (δ)	Desplazamiento (λ)
Plano 1	196°	82°	-179°
Plano 2	106°	89°	-8°

Fuente: Proyecto CMT (2008).

Este resultado permite proponer que de los dos posibles planos de ruptura se da prelación al plano nodal dos (tabla 3), cuya orientación, de acuerdo con el mecanismo focal, es N16° E – S16° W (azimut $\phi = 106^\circ$; buzamiento $\delta = 89^\circ$ y deslizamiento $\lambda = -8^\circ$) (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>), coincidente con la orientación de la Falla Naranjal (Ingeominas, 2008). Desde esta consideración, se puede establecer que el movimiento predominante en la solución del mecanismo corresponde a una falla de desgarre lateral derecho con una pequeña componente de movimiento normal. Así, la solución del mecanismo focal de este terremoto es bastante consistente con la Falla Naranjal.

Deformación sismotectónica en la región focal

Para estimar la deformación sismotectónica producida en la región focal durante la ocurrencia del sismo, se toma en consideración el concepto de potencial sísmico específico en un volumen sismoac-

tivo (Kostrov, 1974; Drumia et ál., 1990), que corresponde a la *tasa de dislocación* durante el sismo, calculada teniendo en cuenta el momento sísmico escalar, para lo cual se utiliza la relación

$$g\dot{t} = \frac{M_0}{2\mu VT}$$

donde V es el volumen de la fractura y T es el tiempo de la deformación sísmica, correspondiente al periodo en que se desarrolla la fractura y la relajación de los esfuerzos dentro de su volumen, el cual es concordante con el tiempo de duración del sismo y sus réplicas.

Aunque de acuerdo con la información de la Red Sismológica Nacional de Colombia, el proceso de réplicas pudo haberse prolongado hasta comienzos de octubre de 2008, para efectos de tomar el tiempo de cálculo se tienen en cuenta solo hasta el momento en que sus magnitudes inician un decrecimiento progresivo y conservan la localización epicentral alrededor del evento principal. En este

caso, se ha tomado el tiempo de registro de las principales réplicas del sismo registradas por la RSNC para los primeros quince días desde la ocurrencia del sismo, es decir, hasta el 7 de junio de 2008, correspondientes a 106 réplicas (Ingeominas, 2008). A manera de información más amplia, la figura 7

muestra la distribución 3D de las réplicas en profundidad discriminadas por meses para el periodo mayo a octubre de 2008, mientras que la figura 8 muestra las mismas réplicas en función de la profundidad. Los parámetros de fuente son tomados a partir de la solución del mecanismo focal.

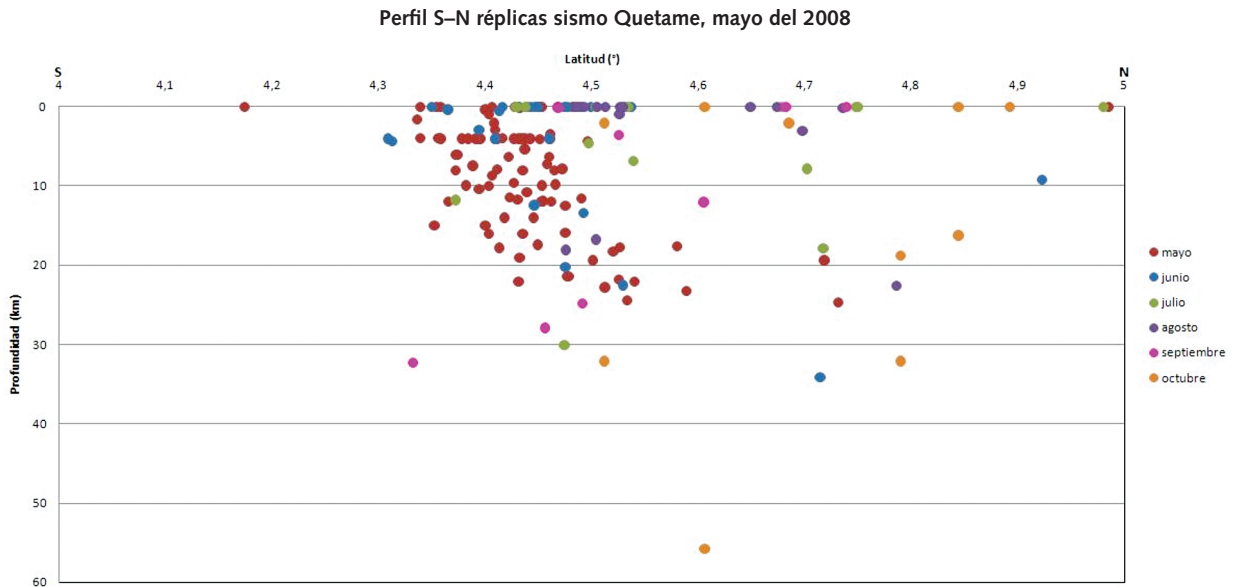


Figura 7. Distribución 3D de las réplicas discriminada por meses para el periodo mayo a octubre de 2008.

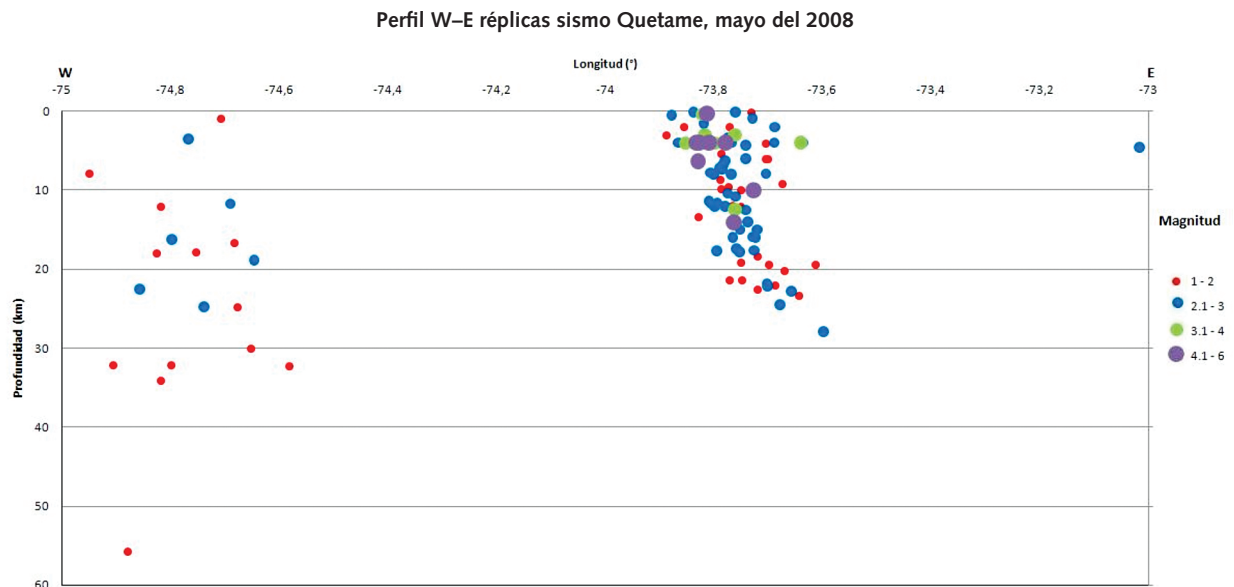


Figura 8. Distribución 3D de las réplicas discriminada por magnitud para el periodo mayo a octubre de 2008.

Dimensión geométrica del foco

El sismo principal del 24 de mayo de 2008, de conformidad con el catálogo del Proyecto Global CMT, tuvo una magnitud $M_w = 5,9$ y un Momento Sísmico Escalar $M_0 = 7,95 * 10^{24}$ dinas-cm; la profundidad reportada es 14,7 km. Las réplicas registradas por Ingeominas hasta el 7 de junio de 2008, cuando se nota una disminución en cantidad y magnitud, se distribuyeron en una profundidad de entre 0 y 24,5 kilómetros (Ingeominas, 2008).

El cálculo de los parámetros de la extensión geométrica del foco sísmico se realiza con base en los trabajos de varios autores (Risnichenko, 1976; Shebalin, 1971; Shebalin, 1974), de donde se deduce que para sismos con magnitud $M > 5,0$, las extensiones horizontal (l_x) y vertical (l_z), se definen a partir de las siguientes relaciones empíricas:

$$\log l_x = 0,7M - 2,8$$

$$\log l_z = 0,5M - 1,8$$

La longitud del plano principal de la ruptura en la dirección de su azimut (L), y su ancho respecto a la inclinación (W), pueden calcularse con base en las siguientes relaciones:

$$\log L = 0,440M - 1,289$$

$$\log W = 0,401M - 1,448$$

mientras que el área de la superficie de ruptura puede determinarse mediante la fórmula

$$\log S_0 = M - 3,6$$

De esta forma, se obtiene que los parámetros geométricos del foco calculados son:

Extensión horizontal: $l_x = 21,4$ km

Extensión vertical: $l_z = 14,1$ km

Longitud del plano de ruptura: $L = 20,3$ km

Ancho del plano de ruptura: $W = 8,3$ km

Área de la superficie de ruptura: $S_0 = 199,5$ km²

Se puede apreciar que los valores de l_x y L , en términos generales, son equivalentes. El valor de S_0 es significativo al ser comparado con el resultado de $L * W = 168,5$ km².

El volumen es calculado mediante la fórmula

$$V = S_0 * H,$$

donde H corresponde a la profundidad determinada por las réplicas, que en este caso, de acuerdo con la información proporcionada por Ingeominas (2008), es 24,5 km. Por tanto,

$$V = 4888,4 \text{ km}^3$$

Wells y Coppersmith (1994) propusieron un conjunto de modelos de regresiones lineales a partir del análisis de parámetros de la fuente para 244 sismos continentales interplaca e intraplaca de foco somero (profundidades hipocentrales de menos de 40 km), con magnitudes $\geq 4,5$, en los cuales relacionaron la longitud, el ancho y el área de ruptura con la magnitud de momento, entre otras variables. Estas ecuaciones fueron retomadas en este trabajo con el fin de establecer un marco de comparación con los resultados obtenidos de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974). Es importante considerar que el conjunto de datos utilizado por Wells y Coppersmith (1994) posee una dispersión relevante, que no es evidente debido a la transformación logarítmica aplicada a los parámetros geométricos del foco con el fin de incrementar la fuerza de los ajustes lineales (expresada en los altos coeficientes de determinación r^2) (figura 9 y tabla 4); también es de notarse el hecho de que las estimaciones de los parámetros geométricos halladas en este estudio para el terremoto de Quetame encajan en la dispersión de los puntos en las gráficas (figura 9). Al usar las ecuaciones de Wells y Coppersmith como estimadoras de los valores de extensión del foco, se encontró que estos son menores que los calculados por los métodos de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974) hasta en un 60% (tabla 4).

Tabla 4. Comparación de parámetros de extensión geométrica del foco calculados a partir de las ecuaciones de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974), y de los modelos lineales de Wells y Coppersmith (1994) significativos a un nivel de confianza del 95%

Método de estimación	Parámetros geométricos		
	Longitud del plano de ruptura (<i>L</i>) (km)	Ancho del plano de ruptura (<i>W</i>) (km)	Área de la superficie de ruptura (<i>S_o</i>) (km ²)
Risnichenko (1976), Shebalin (1971, 1974) (este trabajo)	20,3	8,3	199,5
Wells y Coppersmith (1994)	11,3 ⁽¹⁾	6,5 ⁽²⁾	76,3 ⁽³⁾

Ecuaciones lineales de Wells y Coppersmith (1994) para sismos de desplazamientos transcurrentes:

$$^{(1)} M = 4,33 + 1,49 \log L; n = 93; r^2 = 0,93$$

$$^{(2)} M = 3,80 + 2,59 \log W; n = 87; r^2 = 0,71$$

$$^{(3)} M = 3,98 + 1,02 \log S_o; n = 83; r^2 = 0,93$$

M: Magnitud del sismo; *n*: número de eventos; *r*²: Coeficiente de determinación

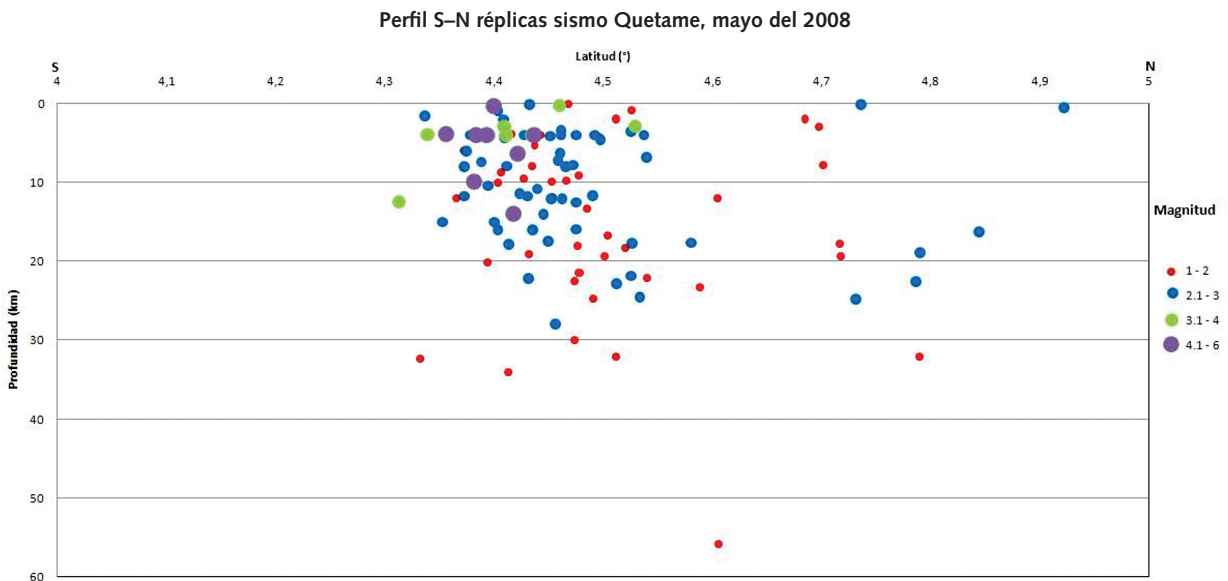


Figura 9. (Izq.) Diagramas de dispersión (puntos azules: desplazamientos transcurrentes; rojos: inversos; verdes: normales) y regresiones lineales (líneas negras gruesas) entre la magnitud del sismo y los parámetros de extensión geométrica del foco: longitud de la ruptura subsuperficial (*A*), ancho de la ruptura sub-superficial (*B*) y área de ruptura (*C*). Las líneas gruesas discontinuas indican la región de confianza de la regresión a un 95%. Las líneas negras punteadas y el punto negro muestran los valores calculados en este estudio para el sismo de Quetame *M_w* 5.9 con base en las ecuaciones de Risnichenko (1976) y Shebalin (1971, 1974). (Der.) Líneas de regresión para sismos de desplazamientos transcurrentes (punteada – azul), inversos (discontinua – roja) y normales (verde). La línea negra representa el ajuste lineal para el conjunto total de datos (Modificado de Wells y Coppersmith, 1994).

Deformación sismotectónica (tasa de dislocación)

La deformación sismotectónica o tasa de dislocación se determinó considerando el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa, introducido por Kostrov (1974), mediante la relación

$$\dot{\epsilon} = \frac{M_0}{2\mu VT}$$

para lo cual consideramos en este caso, que $M_0 = 7,95 \cdot 10^{24}$ dinas.cm, $\mu = 3,0 \cdot 10^{11}$ dinas/cm²,

V es el volumen de la ruptura calculado anteriormente, y *T* corresponde al tiempo en el cual se registraron las réplicas; en este caso, 15 días. De esta manera, los cálculos demuestran que la tasa de dislocación en la región focal es

$$\dot{\epsilon} = 2,1 \cdot 10^{-12} \text{ seg}^{-1}$$

Por tanto, la tasa de dislocación en la región focal en la dirección horizontal (l_x), determinada

como $\varepsilon_x = \dot{\alpha}(l_x)$, se da a una velocidad de $4,5 \cdot 10^{-6}$ cm/seg; mientras que la dislocación en la dirección vertical (l_z), descrita como $\varepsilon_x = \dot{\alpha}(l_x)$, ocurre a la velocidad de $3,0 \cdot 10^{-6}$ cm/seg.

Teniendo en cuenta que se trata de un sismo intraplaca de origen cortical, estos valores de velocidad de dislocación pueden considerarse normales en el proceso de deformación gobernado por la dinámica de las placas litosféricas que actúan en la región.

Es preciso señalar que estos parámetros corresponden a las tasas de deformación que se presentan en la región focal como producto del proceso sísmico, caracterizado por el evento principal y las réplicas asociadas, lo que no necesariamente implica que dichas deformaciones tengan que manifestarse, por lo menos para el presente ambiente tectónico, de forma permanente y directa en la superficie terrestre para ser medibles por métodos geodésicos convencionales o satelitales. Esto podría ser posible en otros ambientes tectónicos o para sismos de mayor magnitud en ambientes similares al de la región de ocurrencia del terremoto estudiado.

Este argumento se sustenta en que las extensiones horizontal y vertical del foco, que convencionalmente transcurren desde el punto inicial de liberación de energía (centro de energía-masa) hacia arriba y hacia abajo, se realizan con valores relativos de velocidad muy bajos, de manera que el ambiente tectónico que caracteriza a este evento no permite su manifestación directa como un gran campo de deformación superficial que pueda ser medible geodésicamente; por tanto, no se aprecia un efecto directo en los sitios de las estaciones GPS que fueron ocupadas antes y después de la ocurrencia del sismo del 24 de mayo de 2008.

Shebalin (1974) introduce el parámetro concepto de “Resistencia logarítmica” del foco del sismo, que se representa mediante el parámetro Q , el cual puede servir para valorar la solidez o la resistencia de las propiedades físicas en la región focal, y es elemento de comparación con la capacidad de radiación o emisión de energía del foco. Se considera que el valor medio de este parámetro es $Q = 3,6$. Los focos pueden ser clasificados de mane-

ra que focos con $Q \leq 3,0$ son denominados blandos o débiles; focos con $3,0 < Q < 4,0$ son normales; mientras que focos con $Q > 4,0$ son violentos. Este parámetro se determina a partir de la relación

$$Q = M - \log S_0$$

Para el caso del sismo de Quetame con $Q = 3,6$, se considera un foco de resistencia física y emisión normal.

Conclusiones

Del presente estudio y análisis se puede establecer la importancia de tener en funcionamiento una red de estaciones permanentes GPS de operación continua, así como la realización anual de campañas de campo para el estudio geodinámico del territorio en general y, en particular, durante la ocurrencia de un evento sísmico. Por ejemplo, el esfuerzo actual del Ingeominas con el proyecto GeoRed, lo cual permitirá incrementar el conocimiento espacial y temporal del panorama tectónico del país. Esta información será útil para analizar y visualizar la posible ocurrencia de grandes sismos en Colombia mediante la determinación de la deformación tectónica con este tipo de instrumentación, como ha sido establecido en artículos correspondientes a otras zonas de estudio. Además de poder entender los mecanismos de liberación de la deformación, lo cual permitirá aportar información relevante en el campo de la gestión del riesgo con énfasis en la prevención de desastres por este tipo de fenómenos.

Con respecto a las apreciaciones sismotectónicas, se puede establecer que el evento ocurrido corresponde a un sismo intraplaca de origen cortical, el cual presenta valores de velocidad de dislocación considerados normales en el proceso de deformación gobernado por la dinámica de las placas litosféricas que actúan en la región, con las características que la tasa de dislocación en la dirección de la extensión horizontal del foco (l_x) ocurre a una velocidad de $4,5 \cdot 10^{-6}$ cm/seg, mientras que la dislocación en la dirección de la extensión vertical (l_z) se da a una tasa de $3,0 \cdot 10^{-6}$ cm/seg.

Finalmente, teniendo en cuenta el concepto de resistencia logarítmica del foco, planteado por Shebalin (1974), el foco del sismo de Quetame es de resistencia y emisión física, clasificado como normal.

Reconocimientos

El proyecto de investigación y desarrollo Implementación Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS para estudios e investigaciones geodinámicas”, más conocido como GeoRed (Mora, 2006), es financiado por el Estado colombiano, ejecutado por Ingeominas a través de la Subdirec-

ción de Geología Básica de la Dirección Técnica del Servicio Geológico y corresponde al código BPIN 0043000220000 en el Departamento Nacional de Planeación.

Los mapas de este artículo fueron generados empleando el software GMT (Generic Mapping Tool), Wessel and Smith, (2009). Se expresan los agradecimientos a la NASA, el IGS y a Unavco por el suministro de productos requeridos para el procesamiento de los datos. Finalmente, a los revisores anónimos, cuyos comentarios permitieron enriquecer la versión original de este artículo. ▀

Referencias bibliográficas

- Aggarwal, Y. (1983). Seismic slip rates and earthquake rupture zones in the southern Caribbean: implications for plate motions and earthquake hazards in this region-Cartagena, Colombia. Abstracts, Tenth Caribbean Geological Conference, 16.
- Aki, K. (1966). Generation and propagation of G wave from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Estimation of earthquake moment, released energy, stress-strain drop from the G wave spectrum. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 44, 73-89.
- Blewitt, G. (1990). An automatic editing algorithm for GPS data. *Geophys. Res. Lett.*, 17, 199-202.
- Blewitt G. (1989). Carrier phase ambiguity resolution for the global positioning system applied to geodetic baselines up to 2000 km. *J. Geophys. Res.*, 94 (B8), 10187-10203.
- Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C. (2003). Tectonic assembly of the Northern Andean Block. En Bartolini, C., Buffler, R.T. & Blickwede, J. (eds.). *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon Habitats, Basin Formation, and Plate Tectonics. AAPG Memoir 79*, 815-848.
- Colleta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P. & Rudkiweicz, J. L., (1990). Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera, Colombia from a balanced cross section. En Letouzey, J. (ed.). *Petroleum and Tectonics in Mobile Belts*, pp. 81-100. París: Editions Technip.
- Colmenares, L. & Zoback, M. D. (2003). Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31(8), 721-724.
- Cortés, M. & Angelier, J. (2005). Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics*, 403, 29-58.
- Drumia, A. V., Stepanenko, N. Y. & Poyata, I. A. (1990). Sismicidad y deformación sismotectónica en la región del Brancha y otras regiones del mundo con focos sísmicos de profundidad intermedia. En Druinea et ál. (eds.). *El Sismo de los Cárpatos de 1986*. Kishiniev, 21-29 (en ruso).
- Espinosa, B. A. (1994). Sismicidad histórica de Santafé de Bogotá y su área (1500-1994); Ingeominas, Microzonificación sísmica de Santafé de Bogotá, 39 p., Inédito.
- Freymueller, J.T., Kellogg, J. N. & Vega, V. (1993). Plate motions in the North Andean region. *J. Geophys. Res.*, 98, 21853-21863.
- Global CMT Project. (2009). Catálogo CMT. <http://www.globalcmt.org/>. Consultado en marzo del 2009.
- Ingeominas (2008). *El sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008. Aspectos sismológicos y evaluación preliminar de daños*. Informe preliminar n.º 2. Bogotá: Instituto Colombiano de Geología y Minería (Ingeominas), Subdirección de Amenazas Geológicas y Entorno Ambiental.
- Ingeominas (2009). Catálogo de Sismicidad de la Red Sismológica Nacional de Colombia. <http://www.ingeominas.gov.co/index.php?option=com_wrapper&Itemid=270>
- Kellogg, J. N., Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombia Andes: Constraints from global positioning system geodetic

- studies and gravity. En Mann, P. (ed.). Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America. *GSA Special Paper*, 295, 75-90.
- Kostrov, B. (1975). *Mecánica de los focos de los sismos Tectónicos*. Nauka (en ruso).
- Kostrov, B. & Das, S. (1988). *Principals of Earthquakes Source Mechanics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Lichten, S. M. & Border, J. S. (1987). Strategies for high-precision global positioning system orbit determination. *J. Geophys. Res.*, 92, 12751-12762.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R., Kammer, A., Dimaté, C. & Rodríguez, F. (2006). Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia. *Tectonics*, 25, p.TC2010, doi: 10.1029/2005TC001854.
- Mora, A., Parra, M., Strecker, M. R. & Sobel, E. R. (2008). Climate forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *GSA Bull.*, 120 (7-8), 930-949.
- Mora, H. (2006). Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos. Propuesta de proyecto, posteriormente aprobado, presentada al Ministerio de Minas y Energía y al Departamento de Planeación Nacional, documento BPIN.
- Mora, H. & Trenkamp, R. (2005). Investigaciones Geodésicas satelitales GPS en el Occidente Colombiano, Informe 1-1, Subproyecto de Sismotectónica, Informe Final del proyecto "Microzonificación sísmica de la ciudad de Santiago de Cali". En Alvarado, C. (ed.). Ingeominas-DAGMA.
- Orozco, L. A. (2004). *Propuesta de definición de provincias sismotectónicas y modelo de bloques de deformación actual para Colombia*. Informe Técnico. Bogotá: Ingeominas (inédito).
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of eastern Panamá basin and sismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86(B11), 10753-10770.
- Ramírez, J. E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. 2da. ed. Bogotá: Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 250 pp.
- Risnichenko, Y. V. (1976). Dimensiones del foco sismos corticales y el momento sísmico. En *Investigaciones sobre física de los sismos*. Moscú: Nauka (en ruso).
- Risnichenko, Y. V. (1985). *Problemas de la sismología*. Obras escogidas. Moscú: Nauka (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1968). Problemas de la naturaleza de los sismos profundos. Informes de la Académica de Ciencias de la URSS. T. 181, 5, 1119-1122 (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1971). Cálculo de las dimensiones y posición del foco del sismo de Tashkien mediante datos macrosísmicos e instrumentales. En *El sismo de Tashkien de 1966*. Tashkien: Académica de Ciencias de la URSS, pp. 68-79 (en ruso).
- Shebalin, N. V. (1974). Focos de sismos fuertes en el territorio de la URSS. Moscú: Nauka, 54 pp. (en ruso).
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J.T. & Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *J. South Am. Earth Sci.*, 15, 157-171.
- Velandia, F., Acosta, J., Terraza, R., Villegas, H. (2005). The current tectonic motion of the Northern Andes along the Algeciras Fault System in SW Colombia. *Tectonophysics*, 399, 313-329.
- Webb, F. & Zumberge, J. F. (1997). *An introduction to GIPSY-OASIS II. Jet Propulsion Laboratory*. California: Institute of Technology.
- Wells D. L. & Coppersmith K. J. (1994). New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84 (4), 974-1002.
- Wessel, P. & Smith, W. (2009). GMT v. 4.4.0. En <http://gmt.soest.hawaii.edu/>
- Zumberge J., M. Heflin, B., Jefferson, D. C., Watkins M. M. & Webb, F. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *J. Geophys. Res.*, 102 (B3), 5005-5017.