

# ANÁLISIS SISMOTECTÓNICO REGIONAL COMO CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE LAS FUENTES SISMOGÉNICAS LOCALES EN LA ZONA DEL EMBALSE CALIMA, VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA

Jhon Leandro Pérez<sup>1,2</sup>; Elkin de Jesús Salcedo-Hurtado<sup>1,3</sup>; Héctor Mora-Páez<sup>4</sup>

**Forma de citar:** Pérez, J.L., Salcedo-Hurtado, E.J., y Mora-Páez, H. 2014. Análisis sismotectónico regional como contribución al estudio de las fuentes sismogénicas locales en la zona del embalse Calima, Valle del Cauca, Colombia. Boletín de Geología, 36 (2): 101-124.

## RESUMEN

Los embalses y represas son estructuras ingenieriles de gran importancia para el beneficio de las poblaciones humanas, por lo cual este tipo de proyectos deben seguir estrictamente las normas y códigos de diseño correspondientes. En las tres últimas décadas se ha avanzado en el estudio de la amenaza sísmica de este tipo de estructuras, particularmente mediante la formulación de códigos sismorresistentes en distintos países. El presente trabajo se enfoca al análisis de las características sismotectónicas como contribución al estudio de la amenaza sísmica de la zona del embalse Calima, cuya estructura tiene más de 50 años de construcción y constituye una importante fuente de generación de energía que abastece a gran parte de la población del departamento del Valle del Cauca. Se analiza la sismicidad de la zona tomando los eventos sísmicos registrados y localizados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) operada por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) para el período 1993-2011. Modelos hipotéticos de posibles desplazamientos y deformaciones horizontales que podrían ser producidos por la actividad de fallas cercanas al embalse como las fallas de Río Bravo, Roldanillo y Dagua-Calima son también generados. También se estiman las tasa de dislocación sismotectónica, utilizando mecanismos focales de los sismos con magnitud ( $M_L \geq 3,0$ ) ocurridos entre 1995 y 2011 y la tipología de las respectivas fallas; para el modelamiento se usa el software Coulomb 3.3. Al final, se presenta un mapa de modelo sismotectónico que a futuro puede ser utilizado para el análisis de la amenaza, vulnerabilidad y riesgo sísmico de la zona. Se señala la concordancia con algunos resultados geodésicos obtenidos en la región.

**Palabras clave:** sismicidad, sismotectónica, mecanismos focales, embalse Calima, represa Calima, GPS.

## REGIONAL SEISMOTECTONICS ANALYSIS AS A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF LOCAL SEISMOGENIC SOURCES IN CALIMA RESERVOIR ZONE, VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA

## ABSTRACT

Dams and reservoirs are engineering structures of great importance for the benefit of human population; this type of projects should strictly follow the standards and design codes. In the past three decades, have been some advances in the study of the seismic hazard of this type of structures, in particular through the formulation of earthquake resistant codes in different countries. This work is focused on the analysis of the seismotectonics characteristics, as contribution to the study of the seismic hazard, in the area of the Calima reservoir, this structure has more than 50 years of construction and constitutes an important source of power generation that provides energy to a large proportion of the population in Valle del Cauca Department. The seismicity of the area its analyzed taking recorded and located seismic events by the National Seismological "Red Sismológica Nacional de Colombia" (RSNC), run by the "Servicio Geológico Colombiano" (SGC), in the period 1993-2011. Hypothetical models of horizontal displacements and deformations that could be generated by the faults activity located near the dams such as, Río Bravo, Roldanillo and Dagua-Calima Faults are also generated. We also estimate the seismotectonics dislocation rate using focal mechanisms of earthquakes with magnitude ( $M_L \geq 3.0$ ) that occurred between 1995 and 2011 and the typology of the respective faults; the Coulomb 3.3 is used for that modeling. Finally, is showed a seismotectonic model map that can be used in the future for the analysis of the hazard, vulnerability and seismic risk of the area. The agreement with some geodesic results are point out by the region.

**Keywords:** Seismicity, seismotectonics, focal mechanisms, Calima reservoir, Calima dam, GPS.

<sup>1</sup> Grupo Georiesgos del Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano, Universidad del Valle. Ciudad universitaria. Cali-Colombia. A. A. 25360.

<sup>2</sup> Actualmente en el Observatorio Sismológico del Occidente de Panamá (OSOP). Volcán-Chiriquí, Panamá. jleandro@osop.com.pa

<sup>3</sup> Profesor Universidad del Valle, Departamento de Geografía, Ciudad universitaria. Calle 100 No. 13-00. Cali - Colombia, elsalced@correounivalle.edu.co

<sup>4</sup> Proyecto GeoRED, Grupo de Investigación y Desarrollo "Aplicaciones Geodésicas Espaciales para el Estudio de la Dinámica Terrestre", Dirección de Amenazas Geológicas, Servicio Geológico Colombiano (SGC), Bogotá, Colombia.

## INTRODUCCION

Los embalses son elementos constructivos multidisciplinario, construidos para el beneficio de las poblaciones humanas, prestan gran ayuda en la generación de energía hidroeléctrica, almacenamiento y suministro de agua potable, riego agrícola, control de inundaciones y regulación de avenidas torrenciales (Tufford and McKellar, 1999).

El estudio de la actividad sísmica en zonas de embalses es un aspecto que se viene desarrollando desde la década de 1930; su análisis tomó mayor fuerza después de haberse observado la ocurrencia de eventos de diversas magnitudes en algunos de ellos, por ejemplo, 6,5 para la presa Koyna; 5,6 para la presa de Aswan (1981); 6,2 para Kariba (1963); 5,7 para Oroville (1975), y sismos de 4,1 y 2,8 para las presas Manicouagan-3 (1975) y Monticello (1979), respectivamente. El caso del sismo en las proximidades de la presa de Koyna (India), ha sido uno de los más relevantes por cuanto su magnitud 6,5 ( $M_w$ ) fue localmente destructor, causando la muerte de 200 personas y dejando 1500 sin hogar y miles de heridos (Gupta, 2002).

Es reconocido que la actividad sísmica que se presenta en las zonas cercanas a los embalses puede ser, por un lado, el resultado de procesos tectónicos que provocan sismos de manera natural o, por otro lado, debido a fenómenos asociados con el llenado del embalse en una cuenca previamente fracturada, causando una alteración del estado de esfuerzos actuales en unos cuantos bares, que son superpuestos al campo de esfuerzos preexistente, desencadenando una actividad sísmica (sísmica inducida). En este último caso, la actividad sísmica depende del estilo tectónico del esfuerzo y de la fracturación (Gough, 1980). En cualquiera de los dos casos, el entendimiento de los procesos causantes de la sísmica requiere el análisis de los mecanismos asociados a la fuente sísmica o a la variación de la sísmica con el tiempo, y sus efectos conducen al incremento del riesgo sísmico en la zona aledaña.

Cuando la sísmica es inducida, depende de factores como las dimensiones del embalse, las propiedades hidrológicas y la frecuencia de las fluctuaciones del nivel del agua (Roeloffs, 1988 en Herraiz, 2005). A estos factores hay que añadir también el régimen de esfuerzos existente en la zona donde se localiza el embalse, lo cual destaca la importancia de las características tectónicas, pues las condiciones de heterogeneidad estructural o litológica en el área pueden generar amplificación de los esfuerzos que son transmitidos a la zona hipocentral.

Diversos autores señalan que el aumento de la carga y la presión de poros tienden a disminuir la estabilidad en el caso de fallas normales (esfuerzo compresivo máximo vertical), mientras aumentan en las regiones de fallamiento inverso -esfuerzo compresivo máximo horizontal- (Snow, 1972; Simpson, 1976; Gupta and Rastogi, 1976; Bell and Nur, 1978, en Herraiz, 2005).

La litología también juega un papel importante puesto que en el proceso de generación de la sísmica, la presencia de rocas masivas frágiles puede favorecer este fenómeno por la disminución de la resistencia de las rocas. Por tanto, determinar si la actividad sísmica concreta en el entorno de un embalse es de origen natural o ha sido inducida por la modificación de la distribución de esfuerzos, no es una tarea fácil y depende estrechamente del conocimiento que se posea acerca de la actividad sísmica y del régimen tectónico de la zona donde se localiza el embalse; sin embargo, hay indicadores que pueden hacer sospechar la correlación entre la actividad de la presa y los cambios en la sísmica de la zona. Para poder decidir acerca del carácter de los fenómenos, siempre es necesario realizar un estudio detallado de sísmica de la zona (incluida la micro-sísmica), de su geología y de las características sísmicas que se consideren como anómalas (Herraiz, 2005).

En este sentido, el presente trabajo está orientado al análisis de las características sismotectónicas locales de la zona del embalse Calima como la forma de contribuir al estudio de las fuentes sismogénicas y de la amenaza sísmica de la región. Este embalse constituye una importante fuente de generación de energía hidroeléctrica, que abastece gran parte de la población del departamento del Valle del Cauca.

Con este propósito, por un lado, se analiza la sísmica de la zona tomando los eventos sísmicos registrados y localizados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) para el período 1993-2011 y, por el otro, se realiza el cálculo de la tasa de dislocación sismotectónica y el modelamiento de los desplazamientos y deformaciones horizontales que podrían ser experimentados hipotéticamente por las fallas Río Bravo, Roldanillo y Dagua-Calima, utilizando como datos los mecanismos focales de los sismos con magnitud ( $M_L \geq 3,0$ ) ocurridos entre 1995 y 2011 y la tipología de las respectivas fallas; para el modelamiento se usa el software Coulomb 3.3 (Toda *et al.*, 2011). Al final, se presenta un mapa del modelo sismotectónico que puede ser insumo esencial para el análisis de la amenaza y vulnerabilidad sísmica de la infraestructura física asociada y de la región de influencia.

## CARACTERÍSTICAS DE LA ZONA DEL EMBALSE CALIMA

### Localización

El embalse Calima se localiza en el municipio El Darién, el cual limita al norte con el área del mismo municipio, al oriente con el municipio de Yotoco; al sur con el municipio de Restrepo, y al occidente con el municipio de Buenaventura, todos en la jurisdicción del departamento del Valle del Cauca. La represa es de tipo escollera con núcleo central impermeable, lo que quiere decir que se compone en ambas caras de roca y su núcleo es de arcilla (INGETEC, 2012). Los parámetros hidrológicos relacionados con la oferta de agua, el respectivo tránsito de avenidas torrenciales hacia el embalse, las condiciones topográficas y geológicas

definen las características geométricas de la presa (FIGURA 1).

### Condiciones Topográficas

La localización geográfica del embalse Calima corresponde a la zona del Valle Bajo de Calima, a una altura aproximada de 1.400 m.s.n.m.; la topografía es generalmente plana, con pendientes entre 10% y 15% en la parte norte y algunos lugares del sur tienen poca inclinación. El ancho de este valle varía entre 0,5 y 3 km y su longitud es de 17 km. En el límite entre el Valle Bajo con el Valle Medio, las pendientes son superiores a 25% donde comienza a presentar una topografía quebrada debido a la presencia de la Cordillera Occidental (FIGURA 2). La parte plana, con pendiente del 5%, donde se localiza el embalse, es una zona de sedimentos o materiales aluviales aportados por los ríos Bravo, Azul y Calima (INGETEC, 2012).

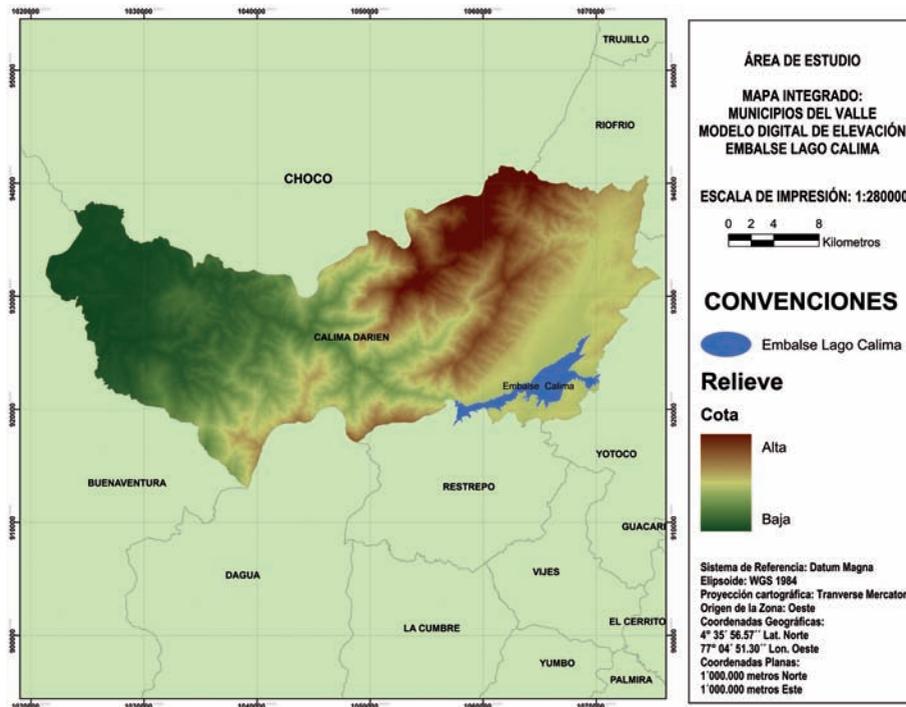


FIGURA 1. Localización del embalse Calima en el municipio El Darién (Tomada de Pérez, 2013).

### Condiciones Geológicas

Desde el punto de vista geológico y tectónico, el municipio El Darién hace parte de una zona de alta complejidad denominada Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental (PLOCO) que, según INGEOMINAS (2001), está conformada por rocas plutónicas ultramáficas y máficas, volcánicas básicas y rocas sedimentarias. De acuerdo con las evidencias geológicas (Irving, 1975; McCourt *et al.*, 1984, en

INGEOMINAS, 2001), geofísicas (Case *et al.*, 1971, 1973; Meyer *et al.*, 1977; Kellogg *et al.*, 1983, en INGEOMINAS, 2001) y geoquímicas (Millward *et al.*, 1984; Nivia, 1987, 1989; Kerr *et al.*, 1996a, 1996b, 1997, en INGEOMINAS, 2001), el bloque PLOCO, formado aproximadamente hace 87,4 millones de años, se acrecionó al occidente del margen continental de Suramérica como consecuencia de un choque entre placas, quedando situado a lo largo de la zona de sutura del sistema de Falla Romeral (INGEOMINAS, 2001).

La principales unidades estratigráficas que conforman la región corresponden a: Rocas Volcánicas Básicas compuestas por la *Formación volcánica (Kv)*, que aflora en el occidente del departamento al occidente de la falla Cali-Patía, y su edad es la misma de la formación de la PLOCO; Complejo Estructural de Dagua que según Barrero, (1979, en INGEOMINAS, 2001) agrupa la *Formación Cisneros (Kc)*, cuyas rocas más comunes son pizarras y filitas pero se incluyen también calizas, conglomerados y cherts, y la *Formación Espinal (Ke)*, que consiste en una secuencia de cherts bandeados, lodolitas arcillosas fisibles y unidades gradadas de areniscas, limolitas y lodolitas; Rocas Plutónicas Máficas y Ultramáficas, compuesta por el *Gabro de Rio Volcán (Kgv)* cuyo cuerpo aflora en un área aproximada de 40 km<sup>2</sup> en los municipios de Yotoco, Darién y Rio

Frío, entre las fallas de Dagua-Calima y Roldanillo (Barrero, 1979, en INGEOMINAS, 2001), y el *Stock de Zabaletas (Kgz)* que, de acuerdo con (Aspend *et al.*, 1985, en INGEOMINAS, 2001), corresponde a roca ígnea plutónica meteorizada que aflora al este de Zabaletas (municipio de Restrepo); y, por último, la Cobertura Andina Cenozoica a la cual pertenece la *Formación Raposo (Tpr)* que, según (Aspend *et al.*, 1985 y Brook, 1984, en INGEOMINAS, 2001), aflora a lo largo del flanco oeste de la Cordillera Occidental en el municipio de Buenaventura y consiste en una secuencia horizontal no deformada de sedimentos esenciales continentales (fluviales), derivados localmente de la denudación de la Cordillera Occidental. En la FIGURA 3 se presenta el mapa geológico general de la zona de estudio.

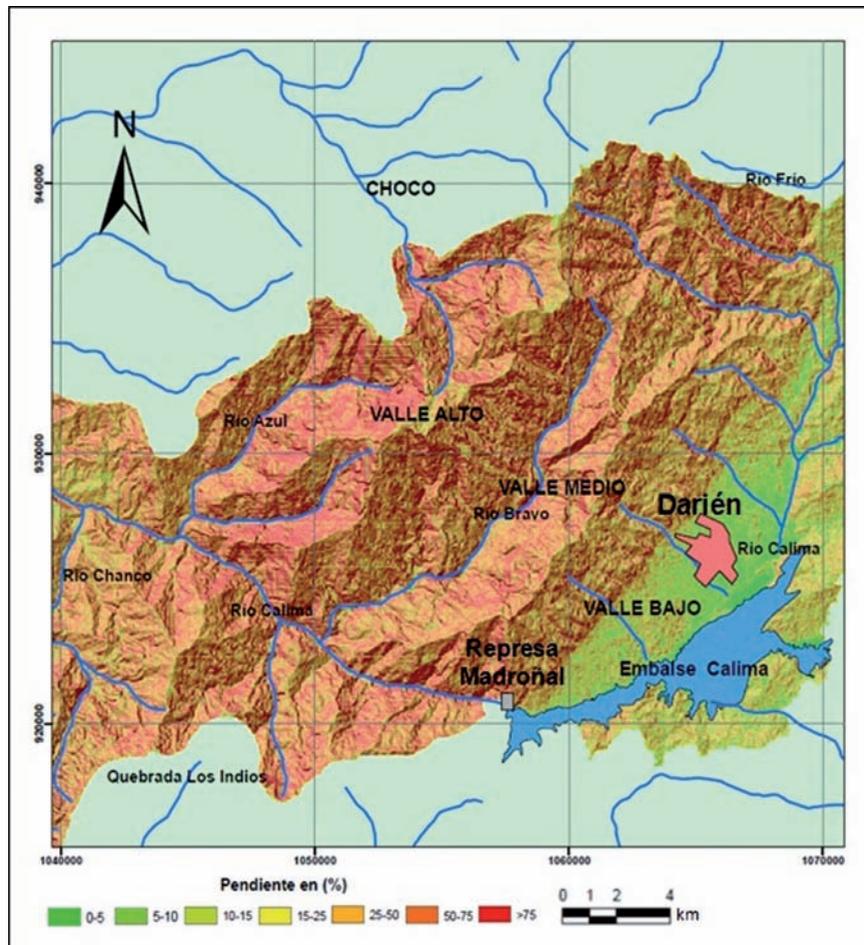


FIGURA 2. Mapa de pendientes de la zona de estudio (Tomada de Pérez, 2013).

Por lo menos cuatro grupos de rocas caracterizan la geología de toda la estructura de la represa del embalse Calima (CVC, 1954): rocas ígneas como dioritas, rocas metamórficas, series de rocas volcánicas y depósitos aluviales recientes (FIGURA 4).

Como puede observarse en la FIGURA 4, entre la represa de Madroñal y la confluencia del río Calima con el río Bravo, la roca es predominantemente diorita, pero también hay presencia de esquistos aguas abajo de la quebrada de las Ollas. Cerca de la confluencia

con el río Bravo, se vuelven a encontrar los esquistos que se extienden aparentemente aguas arriba de la confluencia con el río Calima en una longitud de varios

kilómetros; aguas abajo de la confluencia con el río Azul, se encuentran rocas volcánicas de grano fino (CVC, 1954).

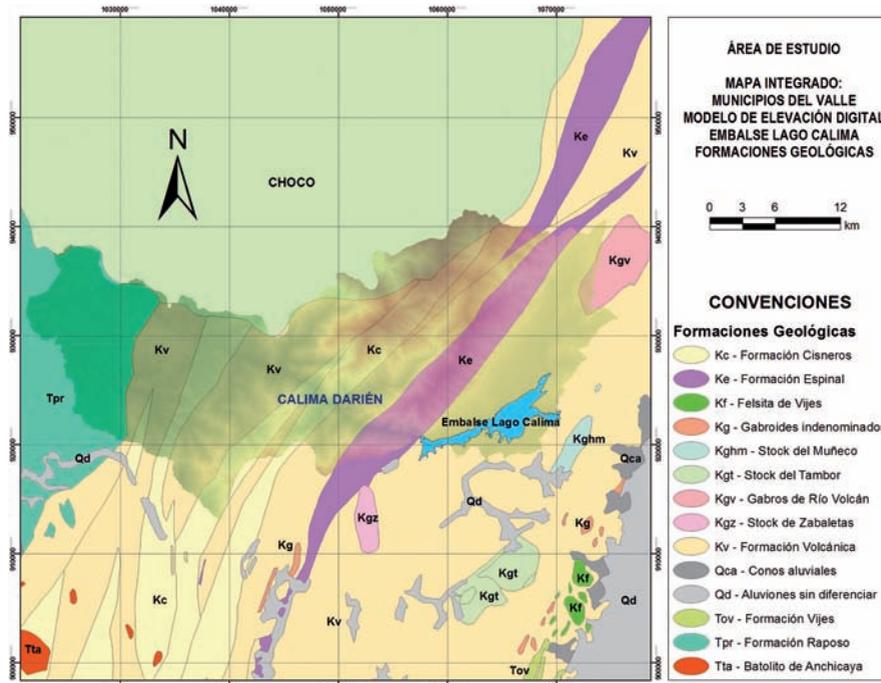


FIGURA 3. Mapa geológico de la zona de estudio (Adaptado de INGEOMINAS, 2001).



FIGURA 4. Mapa geológico a lo largo del río Calima, en proximidad al emplazamiento del embalse Calima (Tomado de CVC, 1954).

## FALLAMIENTO Y SISMICIDAD

### Fallas Activas

En el occidente colombiano se describen diversos rasgos tectónicos que son producto de los procesos de deformación de la corteza continental debido al contacto entre las placas Nazca y Suramérica, reflejando sistemas de fallas geológicas que atraviesan la cordillera Occidental en diferentes sentidos e influyen en la zona de estudio (París *et al.*, 2000). La fallas geológicas activas de mayor influencia en la zona de estudio corresponden a fallas de orientación NE-SO, donde dos de ellas, Río Bravo y Dagua-Calima, se localizan al occidente del embalse hacia la cordillera Occidental y la otra, Falla Roldanillo, se ubica al oriente del embalse (INGEOMINAS, 2001; Montes y Sandoval, 2001) (FIGURA 5).

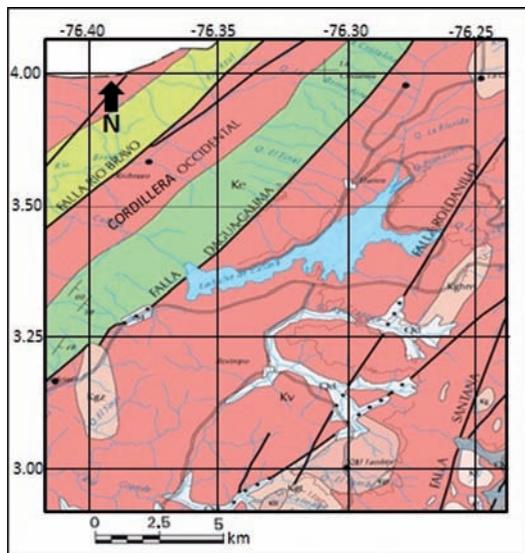


FIGURA 5. Fallas consideradas como activas en la zona del embalse Calima (Adaptado de INGEOMINAS, 2001).

**Falla Río Bravo:** presenta un rumbo N30°E, con componente de desplazamiento sinistral (Woodward-Clyde, 1983, en López, 2006). La máxima magnitud posible es de 6,9 en escala Mw y tasa de actividad de 0,2 mm/año; es considerada como potencialmente activa con periodo de recurrencia menor a 4.000 años (París *et al.*, 2000). Esta estructura atraviesa los ríos Calima, Bravo, Azul y deforma las rocas de la Formación Cisneros-Kc (Barrero, 1979, en INGEOMINAS, 2001). En la zona de estudio esta falla tiene una longitud de ruptura de 30 kilómetros.

Aplicando la regresión de Wells and Coppersmith (1994), que relaciona la magnitud con longitud de ruptura para este tipo de falla, expresada como:

$$M = 4,33(0,06) + 1,49(0,05) * \log(RLD)$$

donde RLD corresponde a la longitud de ruptura subsuperficial.

En este caso, se obtiene una magnitud aproximada a 6,6 (FIGURA 6). Si la ruptura se considera como superficial Wells and Coppersmith (1994), la magnitud alcanzaría un valor de 6,8, muy cercano al propuesto por París *et al.* (2000), señalado arriba.

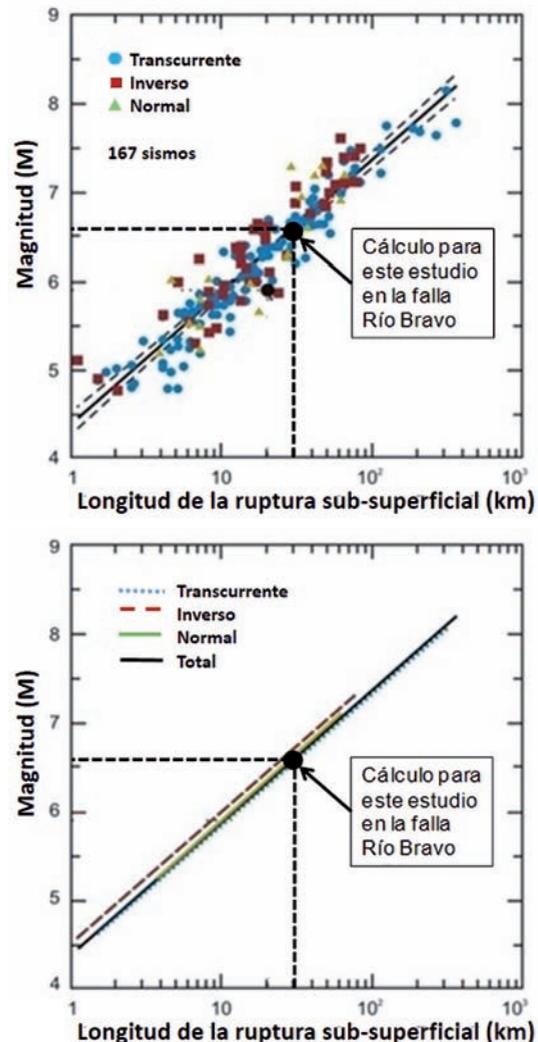


FIGURA 6. (Izq.) Diagramas de dispersión (puntos azules: desplazamientos transcurrentes; rojos: inversos; verdes: normales) y regresiones lineales (líneas negras gruesas) entre la magnitud del sismo y los parámetros de extensión geométrica del foco: longitud de la ruptura sub-superficial. Líneas punteadas representan el intervalo de confianza del 95%. (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 and Coppersmith, 1994).

**Falla Dagua-Calima:** esta falla está orientada N35°E, con componente normal y desplazamiento de rumbo sinistral; su buzamiento es 70° al oriente (Paris *et al.*, 2000). La máxima magnitud alcanzada es 6,8 en escala Mw, con tasa de actividad de 0,2 mm/año (INGEOMINAS, 2005). Es considerada como una falla activa con período de recurrencia menor a 4.000 años (Peña-Martínez y Mosquera-Antury, 2010); en la zona de estudio tiene una longitud de ruptura de 25 kilómetros, afectando las rocas que componen la Formación Espinal-Ke (Barrero, 1979, en López, 2006).

Igualmente, aplicando la regresión de Wells and Coppersmith (1994), que relaciona la magnitud con longitud de ruptura, considerando la ruptura subsuperficial, para falla Dagua-Calima, expresada como:

$$M = 4,34(0,23) + 1,54(0,18) * \log(RLD)$$

La magnitud obtenida sería aproximadamente 6,5; si la ruptura se considera como superficial Wells and Coppersmith (1994), la magnitud alcanzaría un valor de 6,7, muy cercano al propuesto por París *et al.* (2000), anteriormente indicado.

**Falla Roldanillo:** presenta una tendencia general de orientación Norte-Sur y rumbo de N17°E, con componente principalmente inversa, y es considerada potencialmente activa (Peña-Martínez y Mosquera-Antury, 2010). La máxima magnitud alcanzada es de 6,5 en escala Mw; en la zona de estudio tiene una longitud

de ruptura de 20 kilómetros, donde deforma las rocas de la formación Volcánica-Kv (Aspden *et al.*, 1985, en INGEOMINAS, 2001).

De la misma forma, aplicando la regresión de Wells and Coppersmith (1994), que relaciona la magnitud con longitud de ruptura, considerando la ruptura subsuperficial, para la falla Roldanillo, expresada como:

$$M = 4,49(0,11) + 1,49(0,09) * \log(RLD)$$

La magnitud obtenida sería aproximadamente de 6,4. Ahora, si la ruptura se considera como superficial Wells and Coppersmith (1994), la magnitud alcanzaría un valor de 6,6; ambos valores son muy cercanos al propuesto por París *et al.* (2000), antes señalado.

### Sismicidad

Para analizar la actividad sísmica de la zona, se tomaron los eventos registrados y localizados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) en el período 1993-2011. Teniendo en cuenta la base de datos asociada, se encontraron 467 eventos sísmicos con magnitud mayor a 1,0 en la escala de Richter, con tolerancia RMS en localización de 0,5, comprendidos en un radio de 60 km a partir del centro geográfico del municipio de Calima, asumido como 3°55'27" de latitud norte y 76°38'33" de longitud oeste. La distribución epicentral y profundidad de dicha sismicidad se muestra en la FIGURA 7.

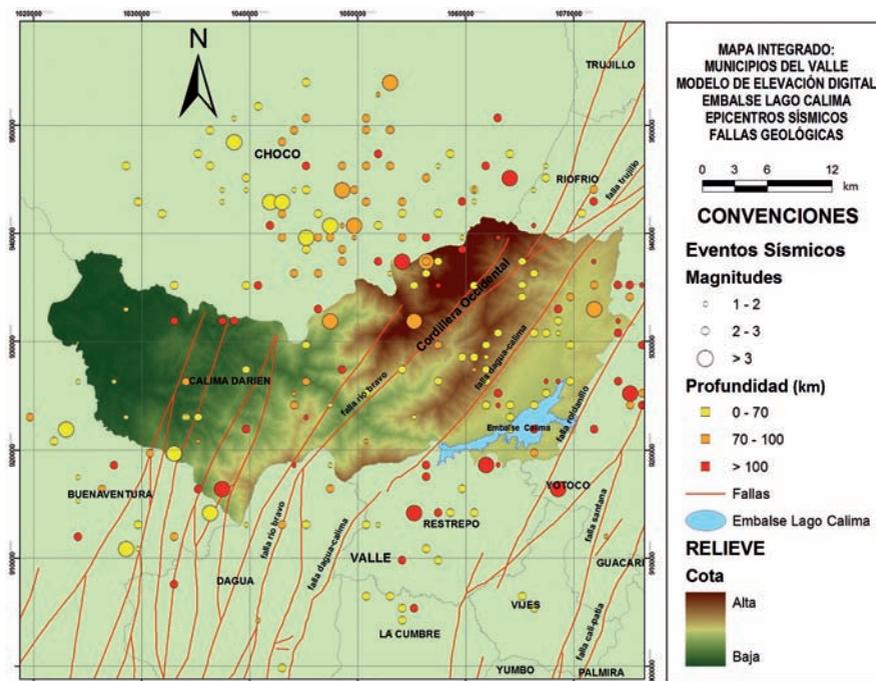
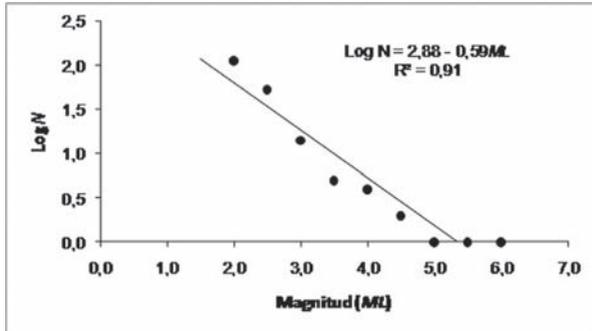


FIGURA 7. Sismicidad de la zona de Calima Darién 1993 y 2011 (Datos: RSNC).



Kariba, Kremasta y Koyna, los valores  $b$  para las réplicas son 1,1, 1,4 y 1,9, respectivamente, mientras que las magnitudes máximas de los sismos que ellas presentaron fueron sólo del orden de 6,0.

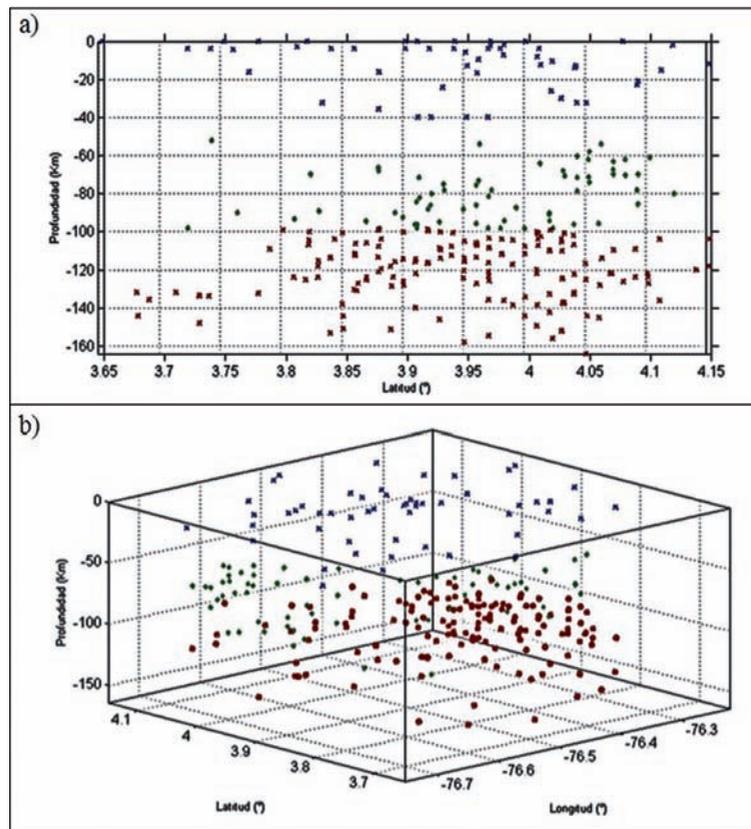


**FIGURA 9.** Relación Richter-Gutenberg para la zona del Darién, sismicidad entre 1993 y 2011.

Según Gough (1980), en estos tres casos, el valor de  $b$  fue muy alto para los premonitorios y para las réplicas, y aún mucho más alto para los premonitorios que para las réplicas. Todos los valores son altos incluso para las réplicas de los sismos tectónicos, por lo cual se deduce que los tres embalses suscitaron una actividad sísmica

porque las fracturas preexistentes estaban cercanas a deslizarse bajo los esfuerzos iniciales.

La FIGURA 10 muestra la distribución hipocentral de la sismicidad en la zona de estudio. Como se puede apreciar, los sismos se distribuyen de manera aleatoria en todo el volumen; sin embargo, se podría clasificar en tres grupos así: el primero corresponde a una sismicidad de carácter superficial entre 0 y 40 km; el segundo grupo se relaciona con sismicidad de profundidad intermedia, entre 40 y 100 km y el tercero entre 100 y 160 km. Esto significa que en la zona, la sismicidad es consecuencia, por un lado, de las fallas activas corticales que han generado sismos importantes como la secuencia sísmica del 27 al 29 de agosto de 2013, presentándose uno de ellos en inmediaciones de la falla Dagua-Calima de magnitud  $M_w 4,6$  que causó alarma en toda la comunidad de Valle del Cauca, sin dejar daños materiales o víctimas mortales (OSSO, 2013a, b); y, por el otro, de la zona de Wadatti-Benioff, donde se han producido los sismos de mayor magnitud en la región, llegando a causar severos daños en varias poblaciones del departamento del Valle del Cauca y en el suroccidente colombiano en general (Salcedo *et al.*, 2005).



**FIGURA 10.** (a) Distribución de la sismicidad en profundidad, (b) Distribución 3D de los sismos en la zona de estudio entre 1993 y 2011 (Datos tomados de la RSNC).

Aunque en la zona de estudio no se han generado sismos superficiales de graves repercusiones para la comunidad, la sismicidad actual refleja la deformación que se experimenta bajo la acción de los esfuerzos tectónicos asociados a la actividad de las fuentes superficiales cercanas que podrían generar eventos de magnitud superior a los hasta ahora registrados. De los sismos sentidos en la región, que han dejado efectos importantes en las zonas aledañas al embalse Calima, se destacan los ocurridos el 30 de Julio de 1962, el 23 de Noviembre de 1979 y el 8 de Febrero de 1995 (Ramírez, 1975; Ramírez y Goberna, 1980; Espinosa, 1992; Salcedo *et al.*, 2005).

El sismo del 30 de Julio de 1962 de magnitud  $M_s = 6,9$ , con epicentro localizado en la zona del Eje Cafetero, afectó gravemente los departamentos de Caldas, Risaralda, sur de Antioquia y norte del Valle del Cauca (Ramírez, 1975). La intensidad máxima observada fue

de VIII en la escala MSK y profundidad de  $78 \pm 16$  km (Salcedo-Hurtado y Gómez-Capera, 2000), y según el mapa de isosistas propuesto por Sarria (1985), en la zona del municipio El Darién, la intensidad fue de VII (FIGURA 11a).

El evento del 23 de Noviembre de 1979 de magnitud  $M_w = 7,2$  y epicentro localizado en el municipio El Cairo, al norte del Valle del Cauca, dejó efectos importantes en lugares distantes de la zona epicentral como Manizales, Quibdó, Popayán y Santa Rosa de Osos. Este sismo fue sentido desde Caracas en Venezuela, hasta el municipio de Tumaco en el sur del país (Ramírez, 1975; Ramírez y Goberna, 1980). La intensidad máxima observada fue de IX en la escala Mercalli Modificada, y su profundidad de  $99 \pm 12$  km (Salcedo-Hurtado y Gómez-Capera, 2000), y según el mapa de isosistas (Sarria, 1985) para la zona del municipio El Darién, la intensidad fue de VII en la escala Mercalli Modificada (FIGURA 11b).

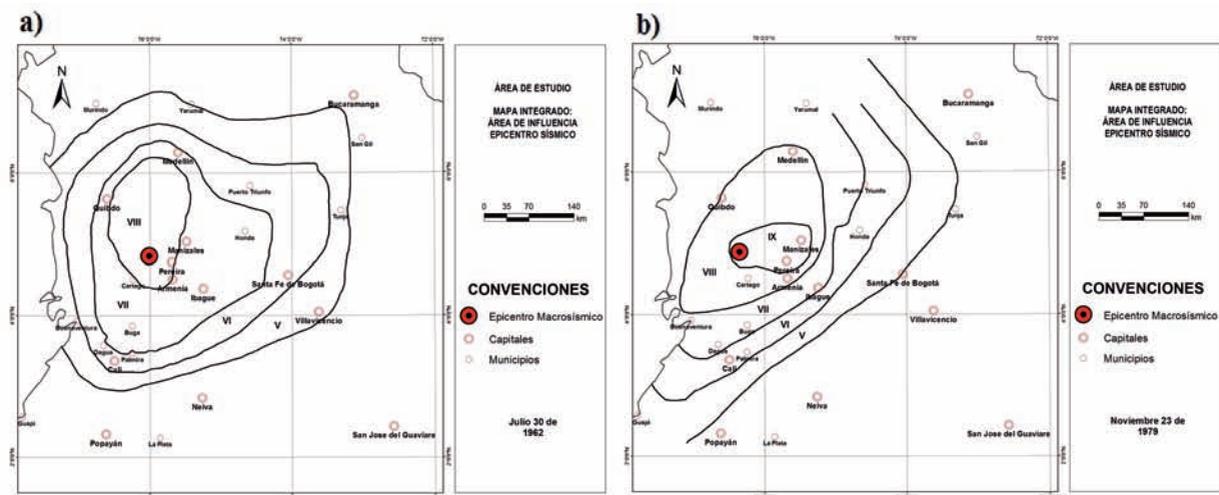


FIGURA 11. (a) Mapas de isosistas de los sismos del 30 de Julio de 1962 y (b) del 23 de Noviembre de 1979 (Tomados de Sarria, 1985).

El sismo del 8 de Febrero de 1995 con magnitud  $M_w = 6,4$ , afectó gran parte de los municipios de la región del Eje Cafetero, Chocó y Valle del Cauca. El epicentro se localizó en las coordenadas geográficas  $4,10^\circ$  latitud norte y  $76,62^\circ$  longitud oeste, en los límites de los departamentos de Valle del Cauca y Chocó, con profundidad aproximada de 80 km. Las poblaciones más afectadas fueron Pereira en Risaralda, y algunas del norte y occidente del Valle del Cauca. En el municipio de Calima-Darién, localizado a 25 km aproximados del epicentro, quedaron averiadas más de 150 casas, varias escuelas, la iglesia, colapsaron nueve edificaciones, y afortunadamente sin pérdida de vidas humanas (Salcedo *et al.*, 2005).

### Mecanismos Focales

Para el análisis de los mecanismos focales en este estudio, se tomó una muestra de 267 eventos sísmicos suministrados por la RSNC con sus respectivas formas de onda y archivos SFILe (formato de texto) del período 1995-2011; los criterios para la selección de los eventos fueron: cercanía a la zona de estudio (distancia de 30 km a partir de la presa), error medio cuadrático ( $RMS \leq 0,5$ ), magnitud ( $M_L \geq 3,0$ ) y error de localización menor de 15 km.

Las soluciones de los mecanismos focales fueron calculadas mediante el uso de la herramienta FOCMEC,

incluido en el software SEISAN (Havskov and Ottemoller, 2005). El programa FOCMEC permite la determinación y visualización de la solución del mecanismo focal de los terremotos; los datos de entrada son las polaridades ( $P$ ,  $SV$ ,  $SH$ ), relaciones de la amplitud ( $SV/P$ ,  $SH/P$ ,  $SV/SH$ ), la polaridad de las ondas emergentes y el ángulos de incidencia ( $Take-off$ ). Este programa presenta gráficamente los principales ejes de esfuerzo (Tensión y Compresión) y los parámetros

(Rumbo -  $Strike$ , Buzamiento -  $Dip$ , y ángulo de deslizamiento -  $Rake$ ) del plano de falla (Snoke, 2003).

La inversión se realizó para 11 sismos, seleccionados con los criterios señalados; además, se tomaron las soluciones de dos sismos publicados en los catálogos del *International Seismological Center (ISC)* y del *Global Centriod Moment Tensor (CMT - HRVD)*, completando 13 soluciones de mecanismos focales (TABLA 1).

**TABLA 1.** Mecanismos focales de los sismos en la zona de estudio para el periodo 1995–2011.

No.	Fecha	Coordenadas			Magnitud	Plano de Falla			Tipo de Mecanismo	Fuente*
	dd/mm/aa	Lat. (j)	Long. (l)	Prof. H(km)		$Strike$	$Dip$	$Rake$		
1	08/02/1995	4,09	-76,36	68	6,3	30	69	-90	Normal	1
2	22/09/2001	4,03	-76,17	178	5,9	137	65	139	Inverso oblicuo	1
3	06/06/2005	4,05	-76,44	144,3	4,2	329	48	48	Inverso	2
4	29/09/2005	4,02	-76,63	156	3,0	202	43	-60	Normal	2
5	30/04/2006	4,06	-76,65	59,5	4,4	333	90	70	Inverso oblicuo	2
6	16/09/2006	4,03	-76,56	137,3	3,4	132	64	16	Inverso oblicuo	2
7	01/11/2006	3,99	-76,43	90,7	3,1	105	90	60	Inverso oblicuo	2
8	12/02/2008	3,98	-76,66	94,1	3,1	35	90	60	Inverso oblicuo	2
9	02/04/2008	4,01	-76,65	12,3	3,5	118	30	90	Inverso	2
10	16/08/2009	3,95	-76,59	13,4	3,1	266	64	-56	Normal oblicuo	2
11	07/12/2010	4,12	-76,61	104,1	3,0	350	90	60	Inverso oblicuo	2
12	31/07/2011	4,03	-76,57	70,7	4,6	196	27	-43	Normal oblicuo	2
13	04/05/2011	4,06	-76,70	122,7	3,0	151	64	-56	Normal oblicuo	2

\*: 1 – ISC o CMT - HRVD, magnitud  $M_w$ ; 2 – Presente estudio, magnitud  $M_L$ .

Como puede apreciarse en la TABLA 1, solo dos soluciones de mecanismos focales (9 y 10) corresponden a eventos que pueden asociarse a fuentes superficiales, con magnitudes pequeñas, 3,5 y 3,1, respectivamente, mientras que la mayoría de los eventos estarían asociados a la zona de Wadatti-Benioff intermedia, notándose en ellos magnitudes superiores a los eventos corticales. Los mecanismos focales más cercanos al embalse se encuentran hacia el noroccidente, reflejándose una concentración importante hacia el departamento del Chocó y algunos hacia el noroeste (FIGURA 12).

Los dos mecanismos focales superficiales muestran soluciones diferentes, uno inverso y otro normal, lo que sugiere un régimen de esfuerzos heterogéneo y un proceso sísmico variable asociado a las estructuras sismogénicas en la corteza; los mecanismos focales de los sismos de zona de Wadatti-Benioff, también muestran variabilidad, de tal manera que los más superficiales, profundidades entre 50 y 100 km, tres son inversos y dos normales; los sismos por

debajo de 100 km de profundidad la mayoría son de tipo inverso.

La sismicidad de profundidad intermedia que se presenta en el noroccidente del departamento del Valle del Cauca y sureste del Chocó está asociada a la zona de Benioff intermedia o el Segmento Cauca, definido entre 1,5°N a 7°N con buzamiento de 35° en dirección N120°E por debajo del suroccidente de Colombia, a una profundidad aproximada de 100 a 150 km (Pennington, 1981). La litosfera oceánica del segmento Cauca se considera que representa la continuación de la placa Nazca, la cual subduce a lo largo de la fosa Colombo-Ecuatoriana. Este segmento es importante para el estudio de la amenaza sísmica nacional por cuanto ha generado sismos de profundidad intermedia con magnitud cercana a 7,0 como el de 1979 de  $M_w$  7,2, el de 1991 de  $M_w$  7,2 y 2004 de  $M_w$  7,1; y más recientemente el 30 de septiembre de 2012 de  $M_w$  7,1, y el 9 de febrero de 2013 de magnitud  $M_w$  6,9, cuyos epicentros se localizan fuera de la zona del presente estudio.

## MODELAMIENTO DE LA DEFORMACIÓN SISMOTECTÓNICA

### Deformación Sismotectónica (Tasa de dislocación)

Para estimar la deformación sismotectónica producida en la región durante la ocurrencia de sismos, se toma en consideración el concepto de potencial sísmico específico en un volumen sismoactivo (Kostrov, 1975; Drumia *et al.*, 1990), que corresponde a la *tasa*

de dislocación durante la ocurrencia de los eventos sísmicos significativos, calculada teniendo en cuenta el momento sísmico escalar, para lo cual se utiliza la siguiente relación:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2\mu VT} \sum_{n=1}^N M_{ij} \quad (1)$$

donde  $V$  es el volumen deformado,  $T$  el tiempo en años,  $\mu$  es el módulo de cizalla asumido para el medio considerado y,  $N$  es el número de sismos.

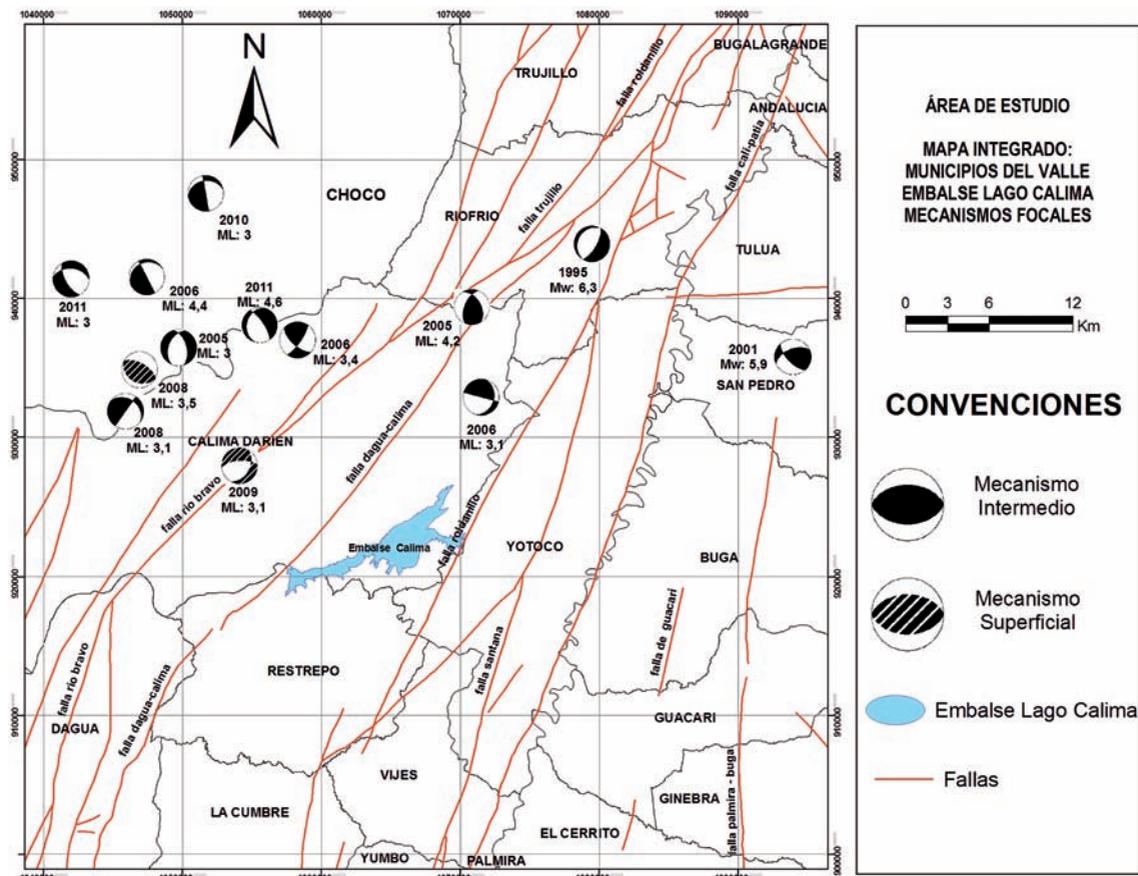


FIGURA 12. Mecanismos focales de sismos 1995–2011 de la zona de estudio

De acuerdo con Brune (1968) y Scholz (1994), se considera que la tasa de dislocación puede determinarse mediante la sumatoria de los momentos sísmicos, calculando el aporte individual de cada uno de los sismos en el movimiento general de la falla o del bloque deformado. Así, según Risnichenko (1965), si se quiere establecer la tendencia de la deformación tectónica predominante en un elemento de volumen de la masa rocosa, es necesario el análisis de los mecanismos focales; por lo tanto, cada sismo que ocurra dentro de un bloque actúa como un “contador” de la dislocación acumulada en el tiempo considerado,

por lo cual puede usarse desde un solo evento hasta un número  $N$  de sismos (Kuchay, 1990).

La deformación sismotectónica o tasa de dislocación se determina considerando el concepto de flujo sísmico de la masa rocosa, introducido por Kostrov (1975), expresado mediante la relación (1). Considerando el evento del 8 de febrero de 1995, con magnitud  $M_w = 6,3$  y momento sísmico escalar de  $4,09 \cdot 10^{25}$  dinas\*cm, el tensor de momento sísmico  $M_{ij}$  (Aki y Richards, 1980), se expresa como:

$$M_{ij} = \begin{bmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -2,692 & -1,532 & -2,631 \\ -1,532 & 0,652 & 1,231 \\ -2,631 & 1,231 & 2,040 \end{bmatrix} * 10^{25} \text{ dinas} \cdot \text{cm}$$

En este caso, el área de deformación corresponde a la superficie entre las coordenadas geográficas (3,7 – 4,1)° de latitud norte y (76,3 – 76,7)° de longitud oeste (FIGURA 10), equivalente a un área de 1.971,36 km<sup>2</sup>, bajo la aproximación de 1° ≅ 111 km. Con la profundidad reportada del sismo de 68 km, se obtiene un volumen deformado de V = 134.052,48 km<sup>3</sup>; el valor típico de μ a esta profundidad es 5,0\*10<sup>11</sup>dinas/cm<sup>2</sup> (Kanamori and Astiz, 1984), mientras que el tiempo considerado es 16 años. Así, las componentes del tensor de velocidad de deformación se presentan como:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \begin{bmatrix} -1,255 & -0,714 & -1,227 \\ -0,714 & 0,304 & 0,574 \\ -1,227 & 0,574 & 0,951 \end{bmatrix} * 10^{-13} \text{ año}^{-1}$$

La velocidad media de deformación del volumen se determina como (Guzmán, 2001):

$$V_{ij} = l_{ij} \dot{\epsilon}_{ij}$$

Donde l<sub>1</sub>, l<sub>2</sub> y l<sub>3</sub> son las dimensiones del volumen a lo largo de las direcciones x, y, z, orientadas en un sistema

de coordenadas cartesianas de tal manera que x está en la dirección norte, y hacia el este y z hacia el centro de la Tierra.

Así, los cálculos muestran que la tasa de dislocación en el volumen deformado en la dirección (l<sub>x</sub>), determinada como v<sub>x</sub> = ε̇<sub>xx</sub>(l<sub>x</sub>), arroja una velocidad de 5,6\*10<sup>-7</sup> cm/seg; la dislocación en la dirección (l<sub>y</sub>), determinada como v<sub>y</sub> = ε̇<sub>yy</sub>(l<sub>y</sub>), presenta una velocidad de 1,35\*10<sup>-7</sup> cm/seg, mientras que en la dirección vertical (l<sub>z</sub>), la dislocación transcurre a una tasa de v<sub>z</sub> = 6,5\*10<sup>-7</sup> cm/seg. En este caso, la mayor velocidad de deformación se presentan en el plano vertical xz, la cual se presenta con una tasa de v<sub>xz</sub> = 9,96\*10<sup>-7</sup> cm/seg.

### Deformación Geodésica

Bajo el marco del proyecto Microzonificación Sísmica de la ciudad de Santiago de Cali, capital del Departamento del Valle del Cauca, se realizaron diversas actividades, y entre ellas la correspondiente a investigaciones geodésicas, que permitieron establecer las velocidades de estaciones geodésicas existentes en la zona de estudio. Estos valores, reportados por Trenkamp *et al.*, (2004 y expresados en ITRF2000, se aprecian en el mapa de la FIGURA 13.

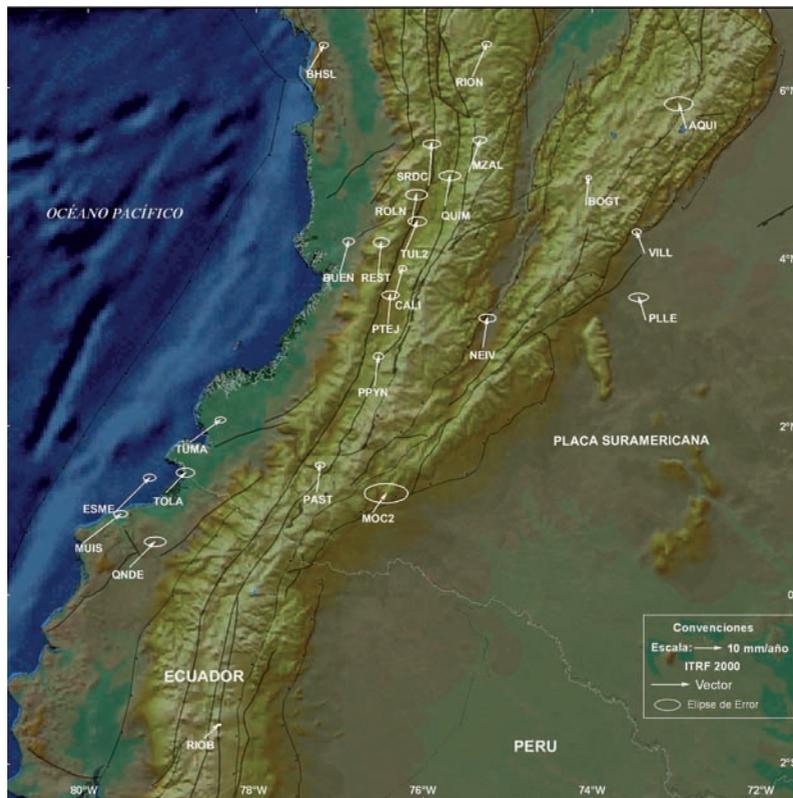


FIGURA 13. Velocidades de estaciones geodésicas de campo de ocupación episódica del proyecto GeoRED en el suroccidente colombiano relativas a ITRF2000. (Datos tomados de Trenkamp *et al.*, 2004).

Complementariamente, se tomaron cuatro de dichas estaciones, a fin de poder realizar análisis de deformación mediante el método de triangulación de *Delaunay*; la localización de dichas estaciones puede ser apreciada en la FIGURA 14. Es necesario hacer mención de los resultados de deformación geodésica reportados por Trenkamp *et al.* (2004), empleando la metodología de triángulos de *Delaunay* en cuatro sitios GPS en el departamento del Valle del Cauca, que son consistentes

con la sismicidad observada en el Bloque Norte de los Andes. Los valores de deformación obtenidos con esta metodología pueden ser apreciados en la TABLA 2, la cual corresponde al cálculo empleando el programa QOCA (*Quasi Observations Combination Analysis*) desarrollado por JPL, y en las cuales se puede observar resultados adicionales a los expresados por Trenkamp *et al.* (2014), correspondiente a un mayor número de iteraciones a partir de las observaciones geodésicas.

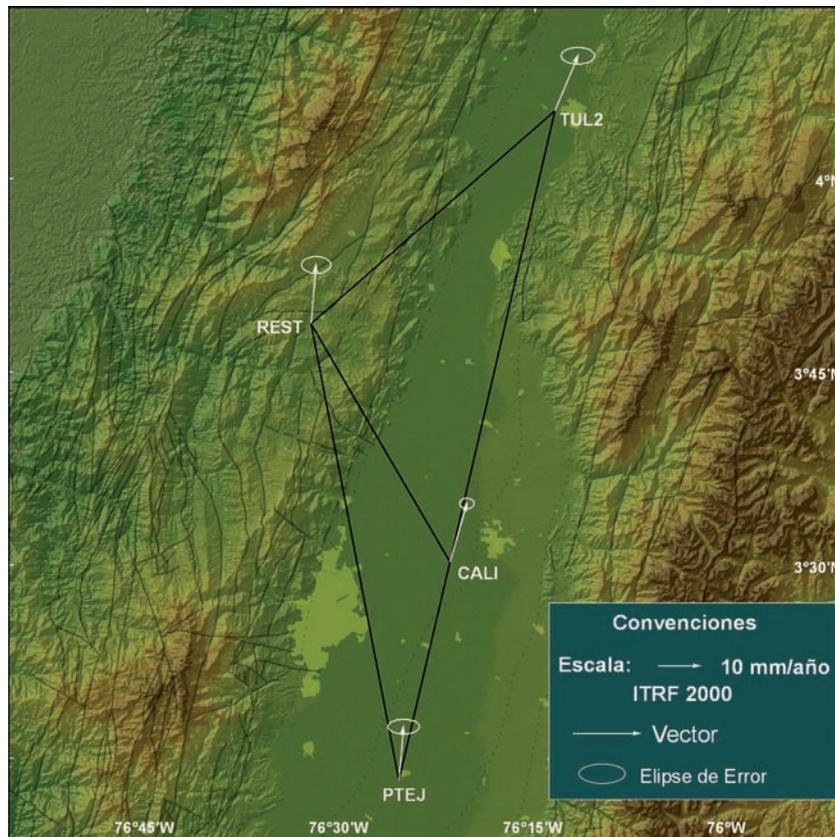


FIGURA 14. Estaciones geodésicas GPS empleadas en la estimación de la deformación mediante triangulación de Delaunay, a partir de velocidades relativas expresadas en ITRF2000 (Datos tomados de Trenkamp *et al.*, 2004).

### Cambios de esfuerzos estáticos

Una falla geológica es una estructura tectónica considerada como una zona de fractura donde se presenta un desplazamiento relativo de los bloques resultantes de la ruptura cada vez que en el medio geofísico se supera el límite de resistencia ante un estado de esfuerzos aplicados (concepto de rebote elástico, Ruegg, 1994). Por lo general, este tipo de estructuras son asociadas con la ocurrencia de eventos sísmicos, cuyo tamaño o magnitud depende de la geometría de la ruptura y del desplazamiento superficial (Wells and Coppersmith, 1994); en este caso, el sismo representa una liberación del estado de esfuerzos.

Con posterioridad a la ocurrencia de un sismo, en la corteza terrestre, se experimenta un cambio significativo, observándose en algunos lugares un incremento de los esfuerzos, mientras que en otros puede ocurrir una fuerte disminución. Estos cambios locales o regionales en el estado de esfuerzos pueden relacionarse con la probabilidad de ocurrencia de una secuencia de réplicas o en su defecto, asociarse con el periodo de activación del medio propicio para la posible ocurrencia de un sismo fuerte (Kormakov and Simonova, 1990; King *et al.*, 1994; Harris, 1998; Stein, 1999). Sin embargo, a pesar de la dualidad que esto pueda representar, no hay dudas de que los cambios de estado de esfuerzos tienen grandes implicaciones en la evaluación de la amenaza y el riesgo sísmico.

Para Lin and Stein (2004), el cambio del esfuerzo estático en una falla, resultante de un sismo cercano, depende de un conjunto de factores, siendo el más significativo la distancia y la ubicación de la fuente receptora con respecto a la fuente causal. En la FIGURA 15 se muestra la distribución del esfuerzo

de Coulomb a lo largo de una zona de fallamiento; en este caso se tiene que tanto la distribución del deslizamiento generado por el sismo, la orientación de la fuente receptora, y las propiedades de los materiales también pueden influir en los cambios de los esfuerzos (Lin and Stein, 2004).

TABLE 2. Valores de deformación geodésica en el suroccidente colombiano (Modificado de Trenkamp *et al.*, 2004).

VÉRTICES DELAUNAY	$\dot{\omega}$ 10 <sup>-8</sup> año <sup>-1</sup>	$\theta$ Grados	$\dot{\gamma}$ 10 <sup>-8</sup> rad año <sup>-1</sup>
CALI-REST-TUL2	-0,37 ± 1,80	11,0327 ± 6,6765	17,2586 ± 6,8827
	-0,43 ± 1,80	11,1312 ± 6,8820	16,7427 ± 6,8827
	-0,49 ± 1,80	10,4630 ± 7,2158	15,8382 ± 6,8827
	-0,49 ± 1,80	10,6118 ± 7,3999	15,4469 ± 6,8827
Promedio			16,3216 ± 6,8828
CALI-PTEJ-REST	-0,63 ± 2,69	-6,1163 ± 6,4960	22,0013 ± 10,2318
	-0,66 ± 2,69	-6,4512 ± 6,5900	21,6480 ± 10,2404
	-0,89 ± 2,69	-7,4479 ± 6,9363	20,5911 ± 10,2318
	-0,75 ± 2,69	-7,5730 ± 6,9398	20,6144 ± 10,2404
Promedio			21,2137 ± 10,2361

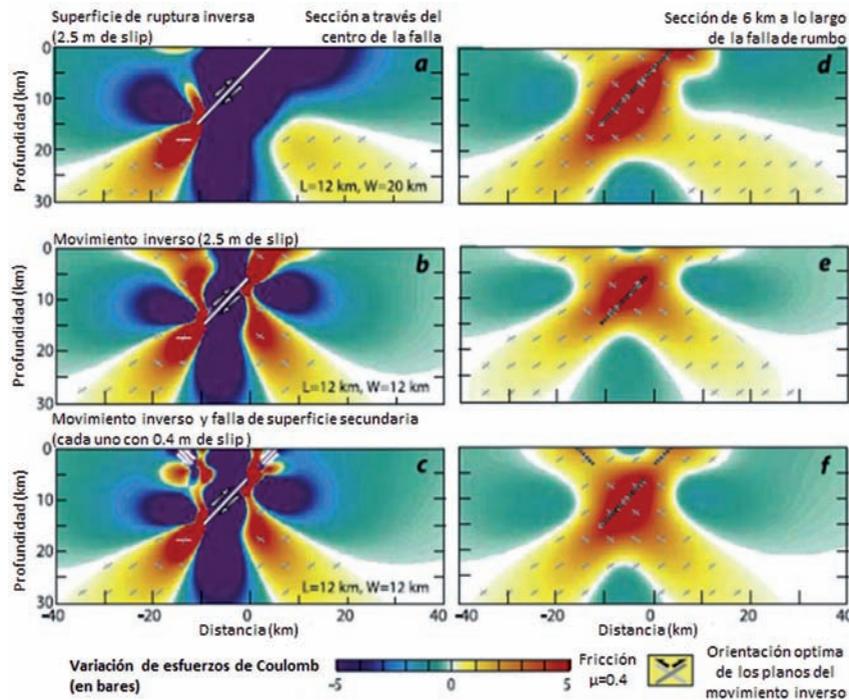


FIGURA 15. Distribución del esfuerzo de Coulomb en la zona de falla, asociado a la ocurrencia de sismos fuertes. (Adaptado de Lin and Stein, 2004).

**Modelamiento de la deformación cortical: Metodología Coulomb:** para la modelación de la deformación tectónica de la corteza asociada con fallas de desgarre, fallas normales, inversas o pliegues, existen varios paquetes computacionales con aproximaciones diversas. En este caso, se empleó el software Coulomb 3.3 (Toda *et al.*, 2011), cuyo archivo de entrada se

compone de los parámetros básicos de la falla como orientación de la ruptura, profundidad del deslizamiento y tipo de ruptura (FIGURAS 16 y 17); además del semi-espacio para las posiciones de la falla, el desplazamiento, la longitud de ruptura y un campo opcional de esfuerzos regionales son considerados para el cálculo de esfuerzos en el programa Coulomb 3.3.

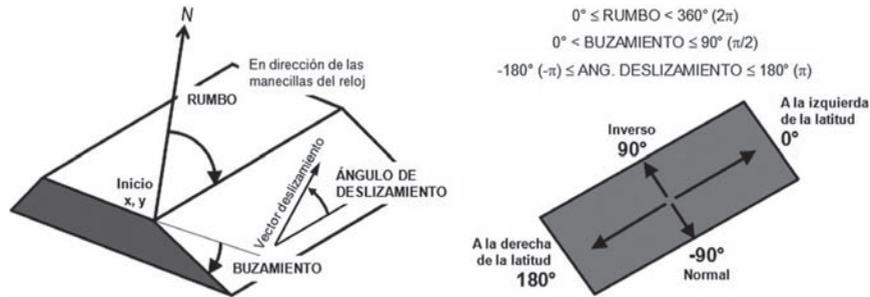


FIGURA 16. Parámetros de ruptura y tipo de ruptura focal (Adaptada de Toda *et al.*, 2011).

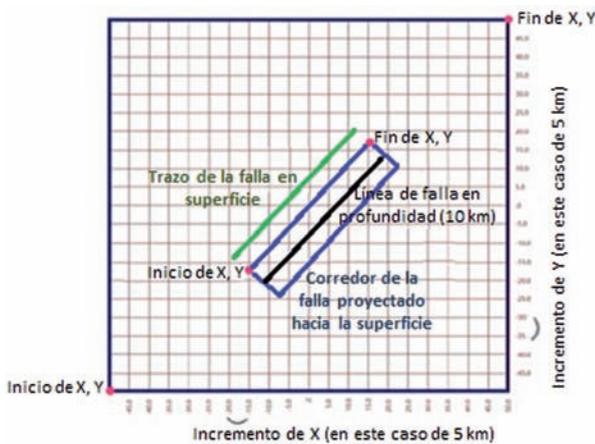


FIGURA 17. Modelación de un trazo de falla (Adaptada de Toda *et al.*, 2011).

Con base en la caracterización de las fallas Río Bravo, Roldanillo y Dagua-Calima, y usando el software Coulomb 3.3 (Toda *et al.*, 2011), se modelaron los desplazamientos y deformaciones horizontales que

podrían ser experimentados por cada una de estas estructuras tectónicas; a continuación, se presenta el modelo obtenido en cada una de las fallas consideradas.

### Falla Río Bravo

**Desplazamiento y deformación Horizontal:** en el momento de una liberación de la energía de un sismo súbito de magnitud  $M_w = 6,9$ , tomando su posible magnitud máxima para esta falla (París *et al.*, 2000), los desplazamientos horizontales estarían asociados a un comportamiento sinistral de aproximadamente un metro en las inmediaciones de la zona de Falla Río Bravo, como lo muestran los vectores de desplazamiento de la FIGURA 18a, izquierda. Las actuales condiciones geodinámicas presentadas en el trazo de la Falla Río Bravo generarían una deformación en sentido de las manecillas del reloj (como un torque) tanto en las componentes noreste y suroeste (FIGURA 18b, derecha).

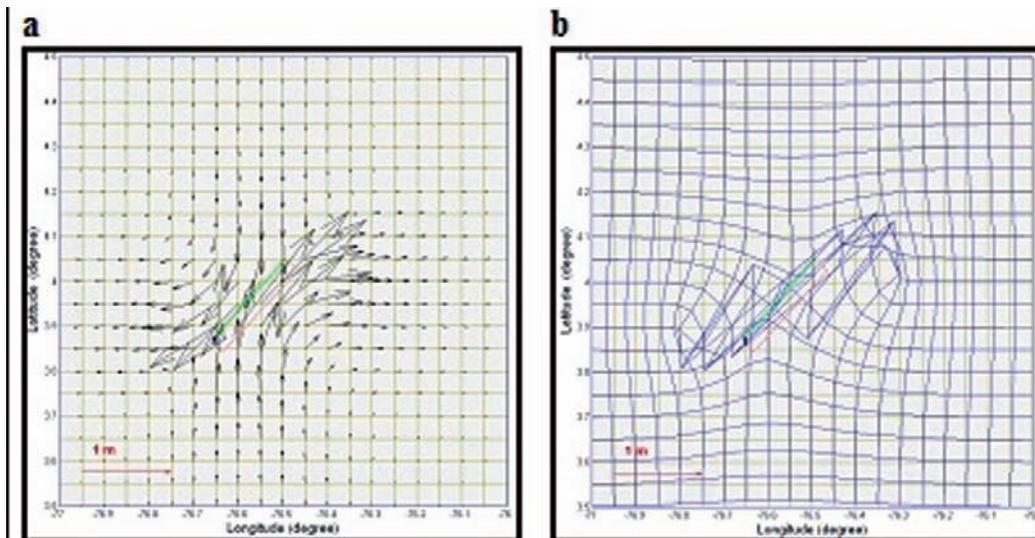
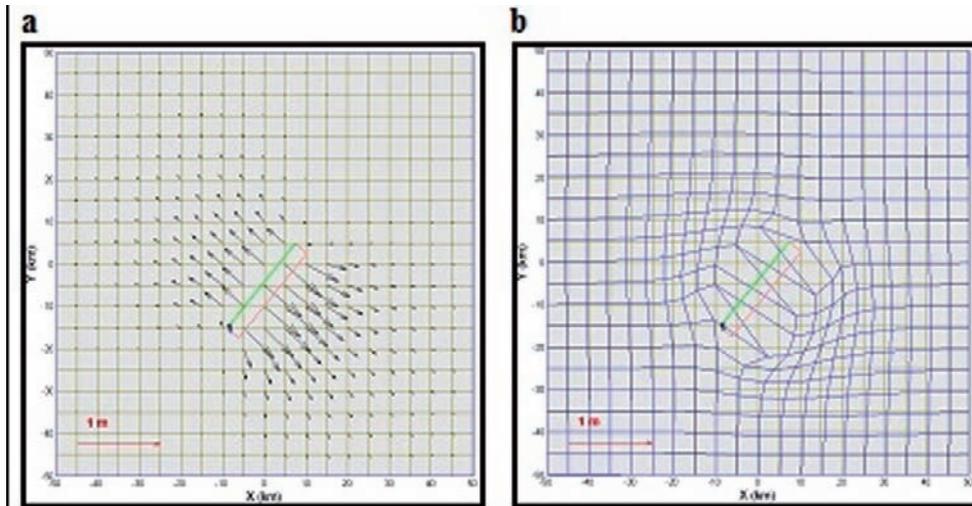


FIGURA 18. (a) Modelo de vectores de desplazamiento horizontal y (b) deformación horizontal posibles en la zona de la falla Río Bravo, en cercanías del embalse Calima en el municipio El Darién, Valle del Cauca.

**Falla Dagua-Calima**

*Desplazamiento y deformación Horizontal:* en el momento de la liberación energética asociada a un sismo de  $M_w = 6,8$ , considerado como la magnitud máxima posible para esta falla (INGEOMINAS, 2005), los desplazamientos horizontales que experimentaría la falla Dagua-Calima tendrían un comportamiento

de tensión y los vectores estarían orientados en dirección SE-NO con valores inferiores a un metro en inmediaciones de la falla, siendo mayores desde ésta hacia el sureste (FIGURA 19a, izquierda). Por otro lado, el trazo de la falla generaría una deformación en sentido lateral hacia el NO y SE, propia de los esfuerzos de tensión (FIGURA 19b, derecha).

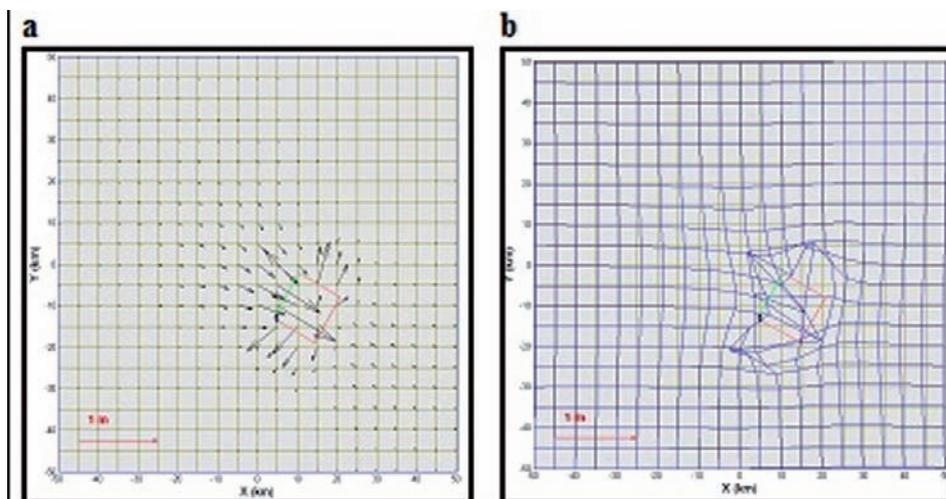


**FIGURA 19.** (a) Modelo de vectores de desplazamiento horizontal y (b) deformación horizontal posibles en la zona de la falla Dagua-Calima, en cercanías del embalse Calima en el municipio El Darién, Valle del Cauca.

**Falla Roldanillo**

*Desplazamiento y deformación Horizontal:* para la falla Roldanillo, se establece que al momento de la liberación de energía durante un sismo de magnitud  $M_w = 6,5$ , valor considerado como su magnitud máxima posible (Aspden *et al.*, 1985, en INGEOMINAS, 2001), los desplazamientos horizontales que en ella se

experimentarían serían de comportamiento compresivo, con vectores de desplazamiento lateral también cercanos a un metro en inmediaciones de la zona de falla y los esfuerzos convergen (FIGURA 20a, izquierda). En este caso, el trazo de la falla generaría una deformación en sentido lateral hacia el primer y tercer cuadrante (FIGURA 20b, derecha).



**FIGURA 20.** (a) Modelo de vectores de desplazamiento horizontal y (b) deformación horizontal posibles en la zona de la falla Roldanillo, en cercanías del embalse Calima en el municipio El Darién, Valle del Cauca.

## Modelo sismotectónico

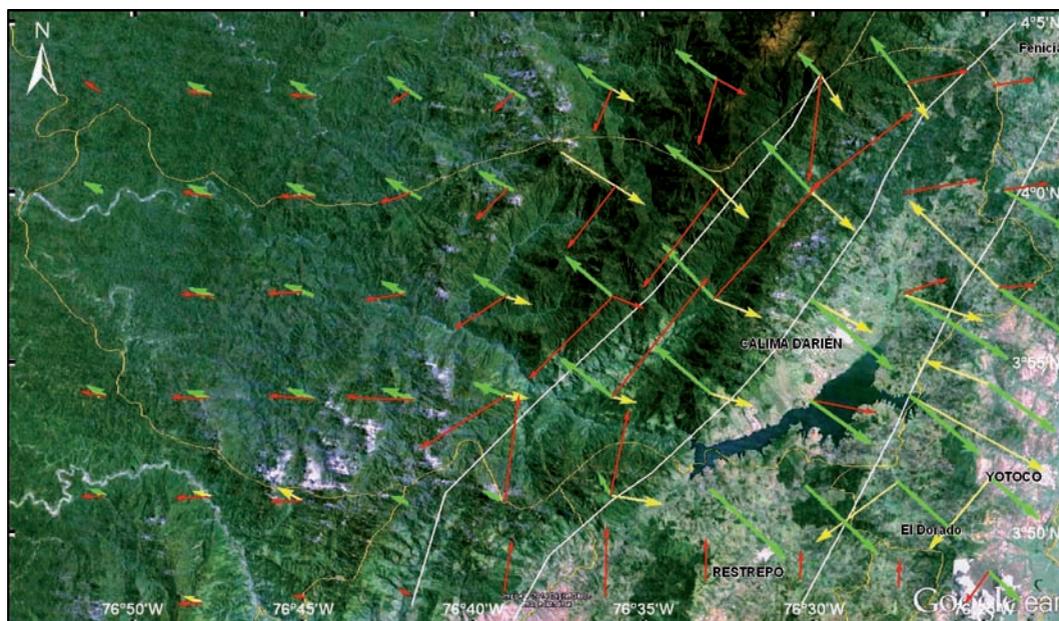
En esta sección se presenta el modelo sismotectónico final obtenido en la zona de estudio. La principal fuente sismogénica corresponde a la zona de Benioff, de tal manera que la sismicidad más representativa se localiza a una profundidad entre 60 y 160 km, donde se encuentra el sismo cuyo mecanismo focal es el más importante para el aporte a la deformación sismotectónica o determinación de la tasa de dislocación, cuyos valores son concordantes con los resultados de las mediciones geodésicas determinadas en la zona del suroccidente colombiano, especialmente posterior al sismo del 15 de noviembre de 2004 (Trenkamp *et al.*, 2004), que causó severos daños en la ciudad de Cali, principal centro urbano de la región (Salcedo-Hurtado y Alvarado-Florez, 2007).

De la misma manera, aparecen fuentes corticales como las correspondientes a las fallas Río Bravo, Roldanillo y Dagua-Calima, cuyos vectores de movimiento superficial son bastante significativos, tal como se muestra en la FIGURA 21, que integra los vectores de desplazamiento modelados con el programa Coulomb 3.3.

A este sistema de fallas se pueden atribuir los sismos superficiales recientes de magnitud entre 3,0 y 4,4 que ocurren en la región (Boletines Sismológicos OSSO, 2012, 2013). Bajo estas condiciones, estas fallas podrían estar en capacidad de generar sismos con magnitud

superiores a 6,0, que en el caso de su ocurrencia, causarían efectos en viviendas locales, incrementaría la amenaza y la vulnerabilidad en la zona del embalse Calima, principal obra de infraestructura existente en la región, donde predominan materiales de cantos rodados dejados por el río Calima en terrenos bajos y depósitos aluviales provenientes de varias quebradas en la zona. En este tipo de suelos se pueden manifestar efectos de amplificación y generar aceleraciones sísmicas entre 0,20 - 0,40 g (González de Vallejo *et al.*, 2002).

A partir de la solución de los mecanismos focales utilizados en el presente trabajo y teniendo en cuenta la distribución de sus ejes de esfuerzos P y T, así como el modelamiento de la deformación en las zonas de fallas se obtiene el modelo general del régimen sismotectónico en la zona de estudio (FIGURA 22). De acuerdo con este modelo, se establece que la zona está siendo afectada, al noreste del embalse, por un régimen de esfuerzo compresivo orientado en dirección NO-SE asociado a la falla Roldanillo; mientras que al noroccidente del embalse se nota, por un lado, un régimen de esfuerzo distensivo en dirección NO-SE asociado a la falla Dagua-Calima, y, de otro lado, por un esfuerzo de cizalla asociado a la falla Río Bravo. Estos esfuerzos gobiernan el régimen de deformación y la actividad sísmica superficial en la zona, que podrían estar ocurriendo bajo la influencia directa de la dinámica de la placa Nazca y el desplazamiento que sufre el Bloque Andino desde la dorsal del Ridge de Carnegie.



**FIGURA 21.** Integración de los modelos de vectores de desplazamiento de las fallas geológicas en la zona de estudio, En color rojo aparecen los vectores de la Falla Río Bravo (desplazamiento transcurrente); en color verde los vectores de la Falla Dagua-Calima (desplazamiento distensivo) y en color amarillo los vectores de la Falla Roldanillo (desplazamiento compresivo). (Imagen: Google Earth, 2014).



de ocurrencia de un terremoto con magnitud superior a 6,5, de tal manera que, según González de Vallejo *et al.* (2002), para distancias epicentrales entre 10 y 30 kilómetros, se esperarían valores de aceleración entre 0,20 y 0,40 g para suelos blandos, entre 0,17 y 0,38 g para suelos duros y de 0,19 a 0,46 g para rocas. Hay que tener en cuenta que los esfuerzos tectónicos generados por la dinámica de las placas Nazca y Suramérica, reactivan el movimiento de las fallas e inducen un tipo de deformación coherente con la cinemática regional, aspecto conceptual que da respuesta a la causa de la sismicidad que se presenta en los alrededores del embalse Calima, en el departamento del Valle del Cauca.

Como se ha establecido, la zona donde se ubica el embalse Calima, entre la represa de Madroñal y la confluencia del río Calima con el río Bravo, la roca es predominantemente diorita, habiendo también presencia de esquistos aguas abajo de la quebrada de las Ollas, y cerca de la confluencia con el río Bravo se vuelven a encontrar los esquistos que se extienden aparentemente aguas arriba de la confluencia con el río Calima en una longitud de varios kilómetros; aguas abajo de la confluencia con el río Azul, se encuentran rocas volcánicas de grano fino. Esto demuestra que el grado de amenaza sísmica de la zona donde está ubicado el embalse Calima no es el que se presuponía al momento de realizar la construcción de la infraestructura referente, donde se usó un valor de aceleración de diseño sísmico inferior al que la sismicidad actual revela; por lo cual con el presente estudio se abre una nueva discusión acerca de la real actividad y potencial sísmico que existe en esta zona y sobre el riesgo sísmico de la infraestructura y la comunidad circunvecina. Esta situación sísmica podría verse agravada en períodos de altas precipitaciones cuando el nivel del embalse aumente y los procesos erosivos y de movimientos en masa se aceleren.

En este sentido, se propone que en la zona se establezca un programa de monitoreo instrumental multiparámetro (sismómetros, acelerómetros y receptores geodésicos GNSS) para determinar la relación de la actividad sísmica con las fallas presentes en la zona y el comportamiento o cambios en el régimen de esfuerzos tectónicos actuantes en la zona de estudio, y así ampliar el conocimiento y dar más elementos para mejorar la estimación de la amenaza sísmica en toda la región. Por tanto, la instrumentación debe estar orientada a dos aspectos fundamentales: primero, monitoreo de la actividad sísmica regional y local; segundo, análisis de la deformación tectónica de las estructuras y fallas cercanas al embalse.

## CONCLUSIONES

Los resultados de los modelos teóricos que muestran la deformación experimentada por las fallas han partido de datos generales tomados de estudios geológicos de cada falla como longitud de ruptura, coordenadas de orientación, profundidad de ruptura, buzamiento, tipo de falla y coeficiente de fricción. Sin embargo, es preciso mencionar que dichos modelos no han incluido datos relacionados con los tensores de deformación que finalmente ajustarían los modelos de los campos de deformación esperados.

El modelo sismotectónico obtenido a partir de la distribución del campo de esfuerzos locales y el modelamiento de las deformaciones producidas en las fallas presentes en la zona de estudio, corresponde a la sismicidad que podría estar amenazando la estructura de la presa, siendo coherente con el campo de esfuerzos regional producido por la interacción de las placas litosféricas de Nazca y Suramericana. Las tasas geodésicas de deformación que se experimentan en la región de estudio son consistentes con la sismicidad que se observa en general en el Bloque Norte de los Andes y en particular en el suroccidente colombiano, y los resultados de dichas mediciones geodésicas son concordantes con la tasa de deformación o dislocación sismotectónica obtenidos, que permite establecer que el Valle del Cauca es una región con características singulares propicia a ser afectada por la ocurrencia de sismos. Es importante considerar los efectos del sismo del 15 de noviembre de 2004, que habiendo ocurrido en el océano Pacífico causó graves daños en la ciudad de Cali.

De acuerdo al marco sismotectónico de la zona de estudio, considerado de alta actividad sísmica, podría esperarse un sismo de magnitud superior a 6,9 por actividad tectónica. Se debe tener en cuenta que la estructura de la represa Calima fue construida con un coeficiente sísmico de 0,1 g, el cual está por debajo del coeficiente que le corresponde al municipio del Darién cuyo valor podría ser de 0,42 g, de acuerdo a modelos de amenaza sísmica obtenidos para la región mediante el uso de información geológica, sismológica y geofísica simultáneamente. Esto presupone que la estructura hidráulica está expuesta a condiciones de amenaza sísmica diferentes a las de su diseño original, lo que la deja en situación de vulnerabilidad ante la ocurrencia de un sismo considerable pudiendo llegar a generar efectos mayores a los actualmente calculados.

Después del diseño y construcción del embalse, la zona de estudio ha experimentado intensidades significativas, entre VII y VIII en escala de Mercalli Modificada o en

MSK, generadas por sismos como los del 30 de Julio de 1962 de magnitud  $M_s = 6,9$  con epicentro en el Eje Cafetero a una distancia de 190 km del municipio El Darién y profundidad de 78 km; y del 23 de Noviembre de 1979 de magnitud  $M_w = 7,2$  con epicentro en el municipio El Cairo a una distancia de 105 km del municipio El Darién, y profundidad de 99 km. Estos eventos han sido relativamente lejanos y profundos, pero la situación sería muy diferente si los sismos fueran generados por las fallas próximas al embalse, que aumentaría de manera considerable la exposición de esta estructura.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a Franck Audemard de FUNVISIS, Venezuela, por los comentarios y sugerencias que contribuyen a mejorar sustancialmente el contenido, la presentación y detalles técnicos de nuestro trabajo. Igualmente, al editor del Boletín de Geología, Francisco Velandia, por los comentarios constructivos y sugerencias. Esta investigación fue realizada en el marco del proyecto “Caracterización del régimen sísmico y procesos de deformación cortical actual en el Valle del Cauca y zonas aledañas” financiado y registrado por la Vicerrectoría de Investigaciones de la Universidad del Valle con el código CI 297. Agradecemos al Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano de la Universidad del Valle por apoyar este trabajo. Nuestro reconocimiento al Servicio Geológico Colombiano, en especial a la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) por facilitar parte de la información sismológica utilizada, así como al proyecto GeoRED por su apoyo. Agradecemos a Danny Alexander Cocuñame, del Observatorio Sismológico y Geofísico del Suroccidente Colombiano, por el apoyo en la elaboración de las figuras.

## REFERENCIAS

Aki, K., and Richards P. 1980. Quantitative Seismology. Theory and Methods. Vols. I y II. ed. Freeman. 932p.

Aspden, J.A., Nivia, A., and Millward, D. 1985. Mapa Geológico de Colombia - Plancha 279 - Dagua. Escala 1:100.000. INGEOMINAS. Bogotá.

Barrero, D. 1979. Geology of the central Western Cordillera. West of Buga and Roldanillo. Colombia. Publicaciones Geológicas Especiales de INGEOMINAS 4. 75p.

Bell, M.L., and Nur, A. 1978. Strength changes due to reservoir-induced pore pressures and stresses and application to Lake Oroville. Journal of Geophysical Research, 83: 4469-4483.

Berg, E. 1968. Relation between earthquake foreshocks, stress and mainshocks. Nature, 219: 1141-1143, doi:10.1038/2191141a0.

Brook, M. 1984. New radiometric age data from SW Colombia. INGEOMINAS-Misión Británica (British Geological Survey). Report 10 (Inédito). Cali. 25p.

Brune, J.N. 1968. Seismic moment, seismicity and rate of slip along major fault zones. Journal of Geophysical Research, 73 (2): 777-784.

Case, J.E., Barnes, J., Paris, G., González, I.H., y Viña. A. 1973. Trans-Andean geophysical profile, Southern Colombia. Geological Society of America Bulletin, 84: 2895-2904.

Case, J.E., Durán, S.L.G., López, A., y Moore, W.R. 1971. Tectonic investigations on Western Colombia and Eastern Panama. Geological Society of America Bulletin, 82: 2685-2712.

Corporación Autónoma del Valle del Cauca - CVC. 1954. Proyecto Hidroeléctrico de Río Calima. Tomo 4. 150 p.

Díaz-Vélez, L. 2001. Evaluación del peligro sísmico en el departamento del Valle del Cauca a partir del análisis de datos complejo usando un sistema de información geográfica (SIG). Tesis. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. Universidad del Valle. Cali. 168p.

Dong, D., Herring, T.A., and King, R.W. 1998. Estimating regional Deformation from a Combination of Space and Terrestrial geodetic Data. Journal of Geodesy, 72 (4): 200-214.

Drumia, A.V., Stepanenko, N.Y., and Poyata, I.A. 1990. Sísmicidad y deformación sismotectónica en la región del Brancha y otras regiones del mundo con focos sísmicos de profundidad intermedia. En: El Sismo de los Cárpatos de 1986. Editores: Drumia *et al.* Kishiniev. 21-29. (en Ruso).

Espinosa, A. 1992. Sísmicidad histórica del Valle del Cauca. Proyecto GERSCO. Reporte Interno. Cali. 44p. Inédito.

Global Centroid Moment Tensor Project HRVD. <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>.

González de Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., y Oteo, C. 2002. Ingeniería Geológica. Printice Hall. 715p.

- Gough, D.I. 1980. Sismicidad inducida. En: Terremotos - evaluación y mitigación de su peligrosidad. Unesco. pp. 95-123.
- Gupta, H.K. 2002. A review of recent studies of triggered earthquake by artificial water reservoirs with special emphasis on earthquakes in Koyna. India. Journal National Geophysical Research Institute, 58: 279-230.
- Gupta, H.K., and Rastogi, B.K. 1976. Dams and Earthquakes. Elsevier. Amsterdam. 229p.
- Gupta, H.K., Rastogi, B.K., and Narain, H. 1973. Earthquakes in the Koyna Region and Common Features of the Reservoir-Associated Seismicity. Geophysical Monograph Series Man-made Lakes: Their Problems and Environmental Effects, Vol. 17, pp. 455-467.
- Guzmán-Speziale, M. 2001. Active seismic deformation in the grabens of northern Central America and its relationship to the relative motion of the North America-Caribbean plate boundary. Tectonophysics, 337: 39-51.
- Harris, R.A. 1998. Stress Triggers. Stress Shadows. and Implications for Seismic Hazard. Introduction to the Special Issue. Journal of Geophysical Research, 103: 24347-24358.
- Havskov, J., and Ottemoller, L. 2005. SEISAN: The Earthquake Analysis Software. Department of Earth Sciences. University of Bergen. 259p.
- Herreraiz, S. 2005. Sismicidad inducida por embalses. una aproximación al estado del conocimiento. 26p. en: <http://oph.chebro.es/DOCUMENTACION/Informes/sie.pdf>. consultado en octubre de 2013.
- INGEOMINAS. 2001. Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca. Memoria explicativa del Mapa Geológico del Departamento del Valle del Cauca. 1 ed. Bogotá D.C: Nelly Manosalva Afanador, Álvaro Nivia Guevara. 149p.
- INGEOMINAS. 2005. Estudio de Microzonificación Sísmica de Santiago de Cali. Investigaciones Neotectónicas en el Centro Occidente Colombiano. Informe No. 1-3. 1 ed. Bogotá D.C.. 171p.
- INGETEC S.A. 2012. Proyectos Representativos: Presas de enrocado con núcleo central. Proyecto Calima (1964). Consultado el 24 de julio de 2012. del sitio Web de Ingenieros Consultores:<http://www.ingetec.com.co/experiencia/textos-proyectos/proyectohidroelectricos/calima.html>.
- International Seismological Centre. On-line Bulletin. 2013 <http://www.isc.ac.uk>. Internatl.Seis.Cent., Thatcham. United Kingdom.
- Irving, E.M. 1975. Structural evolution of the northernmost Andes. Colombia. Profesional Papers of the US Geological Survey. 846. 47p.
- Kanamori, H., and Astiz, L. 1984. The Akita-Oki Earthquake (Mw = 7.8) and its Implications for Systematic of Subduction Earthquakes. Earthquake Prediction Research, 3: 305-317.
- Kellogg, J.N., Godley, V.M., Ropaín, C.A., and Bermudez, A. 1983. Gravity anomalies and tectonic evolution of northwestern South America. 10a. Conferencia Geológica del Caribe. Memorias, pp. 18-31. Cartagena.
- Kerr, A., Marriner, G.F., Arndt, N.T., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A., and Duncan, R.A. 1996a. The petrogenesis of Gorgona Komatiites. picrites and basalts: new field. petrographic and geochemical constraints. Lithos, 37: 245-260.
- Kerr, A., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.Th., and Saunders, A.D. 1996b. The Geochemistry and tectonic setting of late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. Journal of South American Earth Sciences, 9 (1-2): 111-120.
- Kerr, A., Marriner, G.F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A.D., Thirwall, M.F., and Sinton, C. 1997. Cretaceous basaltic terranes in Western Colombia: Elemental, chronological and Sr-Nd isotopic constraints on petrogenesis. Journal of Petrology, 38 (6): 677-702.
- King, G.C.P., Stein, R.S., and Lin, J. 1994. Static Stress Changes and the Triggering of Earthquakes (in The 1992 Landers, California, earthquake sequence). Bulletin of the Seismological Society of America. 84 (3): 935-953.
- Kormakov, N.P., and Simonova, I.A. 1990. Análisis de la ocurrencia del terremoto de agosto 31 de 1986 basado en datos de los parámetros del régimen sísmico. En: El terremoto de los Cárpatos de 1986. Kishiniev. pp. 15-17. (en Ruso).
- Kostrov, B. 1975. Mecánica de los Focos de los Sismos Tectónicos. Nauka. 172p. (en Ruso).
- Kuchay, O.A. 1990. Deformaciones y desplazamientos de bloques de la corteza terrestres en zonas orogénicas

- intracontinentales (Mediante datos sobre mecanismos focales de terremotos). En: Geodinámica de regiones montañosas intracontinentales. Novosibirsk. Nauka, pp. 242 - 246. (en Ruso).
- Lin, J., and Stein, R.S. 2004. Stress triggering in thrust and subduction earthquakes and stress interaction between the southern San Andreas and nearby thrust and strike-slip faults. *Journal of Geophysical Research*, 109, B02303, doi:10.1029/2003JB002607.
- López, M. 2006. Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca. Colombia, Contribuciones Paleosísmicas. Tesis Universidad EAFIT. 102p.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A., and Brook, M. 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society*, 141: 831-845.
- Meyer, R.P., Mooney, W.D., Hales, A.L., Helsley, A.L., Woolard, G.P., Hussong, D.M., and Ramírez, J.E. 1977. Refraction observation across a leading edge. Malpelo Island to the Colombian Cordillera Occidental. In: Ramírez, J.E., and Aldrich, L.T. (eds) *The Ocean-Continent Transition in SW Colombia*. Instituto Geofísico - Universidad Javeriana. Bogotá, pp. 83-105.
- Millward, D., Marriner, G., and Saunders, A.D. 1984. Cretaceous tholeiitic volcanic rocks from the Western Cordillera of Colombia. *Journal of the Geological Society*, 141: 847-860.
- Mogi, K. 1967. Effect of the intermediate principal stress on rock failure. *Journal of Geophysical Research*, 72: 5117-5131, doi: 10.1029/JZ072i020p05117.
- Montes, N., y Sandoval A. 2001. Base de datos de fallas activas. Recopilación Bibliográfica. Proyecto Compilación y Levantamiento de la Información Geodinámica. INGEOMINAS. Bogotá.
- Nivia, A. 1987. Geochemistry and origin of the Amaime and Volcanic Sequences. Southwestern Colombia. (Unpubl. MPhil. thesis) University of Leicester. Leicester. U.K. 163p.
- Nivia, A. 1989. El Terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica. V Congreso Colombiano de Geología. Memorias, I, pp. 1-30.
- Ohtake, M. 1986. Seismicity change associated with the impounding of major artificial reservoirs in Japan. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 44: 87-98.
- OSSO - Universidad del Valle. 2013a. Boletín preliminar de la actividad sísmica reciente en el Valle del Cauca. Informe sismicidad agosto 2013. Informe interno. 15p. [http://osso.univalle.edu.co/images/stories/pdf/informes/Informe\\_sismicidad\\_agosto\\_2013.pdf](http://osso.univalle.edu.co/images/stories/pdf/informes/Informe_sismicidad_agosto_2013.pdf).
- OSSO - Universidad del Valle. 2013b. Evento sísmico del 27 de agosto de 2013 - Restrepo. Valle del Cauca. OSSO INFORMA. Informe No. 6. Cali. 6p. [http://osso.univalle.edu.co/images/stories/pdf/informes/Informe\\_sismicidad\\_agosto\\_2013.pdf](http://osso.univalle.edu.co/images/stories/pdf/informes/Informe_sismicidad_agosto_2013.pdf).
- OSSO - Universidad del Valle. Boletín sísmicos trimestrales - 2012 y 2013 <http://osso.univalle.edu.co/index.php/component/content/article/35-instrumental/122-boletines-trimestrales>.
- París, G., Dart, R.L., and Manchette, M.N. 2000. Map of Quaternary faults and folds of Colombia and its offshore regions. U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., Scale 1:2.500.000.
- Pennington, W.D. 1981. Subduction of the eastern Panama basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10753-10770.
- Peña-Martínez, C., y Mosquera-Antury, C. 2010. Reevaluación de la amenaza sísmica en la ciudad de Cali por medio de un método de análisis integral de la información sísmológica, geofísica y geológica. Memoria de Tesis para optar al título de Ingeniero Civil. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. Universidad del Valle. Santiago de Cali. Colombia, 122p.
- Pérez, J.L. 2013. Consideraciones sísmotectónicas para localización de estaciones GNSS, con propósitos geodinámicos en embalses, caso de estudio Embalse Calima. Memoria de Tesis para optar al título de Ingeniero Topográfico. Escuela de Ingeniería Civil y Geomática. Universidad del Valle. Santiago de Cali. Colombia, 114p.
- Prieto, F.B. 2004. Aspectos sísmicos de las presas. XXI Congreso Internacional de grandes presas (Q83). *Revista de obras públicas*, 42: 16.
- Ramírez, J.E. 1975. Historia de los Terremotos en Colombia. 2da. ed. Bogotá. Instituto Geográfico Agustín Codazzi, 250p.

- Ramírez, J.E., y Goberna, J.R. 1980. Terremotos colombianos. Noviembre 23 y Diciembre 12 de 1979. Instituto Geofísico. Universidad Javeriana. Bogotá, 30p. Red Sismológica Nacional de Colombia - RSNC - Servicio Geológico Colombiano. <http://seisan.ingominas.gov.co/RSNC/index.php/consultas>
- Riznichenko, Y.V. 1965. Relación entre el flujo sísmico de la masa rocosa y la sismicidad. Informes de la Académica de Ciencias de la URSS, 161 (1): 97-99. (en Ruso).
- Roeloffs, E.A. 1988. Fault stability changes induced beneath a reservoir with cyclic variations in water level. *Journal of Geophysical Research*, 93: 2107-2124.
- Ruegg, J.C. 1994. Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile. *Física de la Tierra*, Número 6, Editorial Complutense Madrid, pp. 241-243.
- Salcedo, E., Romero, M.D., Vallejo-Chocué, M.A., y Cortés M.A. 2005. Estudio de sismicidad histórica. Proyecto de Microzonificación Sísmica de la ciudad de Cali. INGEOMINAS-UNIVALLE. Cali. Inédito, 119p.
- Salcedo-Hurtado, E., y Alvarado-Flórez, C.E. 2007. Intensidades del sismo de Pizarro - Chocó del 15 de noviembre de 2004 en Cali - Colombia. *Revista Epsilon*, 9: 57-72.
- Salcedo-Hurtado, E., y Gómez-Capera, A. 2000. Atlas Macrosísmico de Colombia. Proyecto de Sismotectónica del Territorio Colombiano. INGEOMINAS. Informe Interno. Bogotá. 108p.
- Sarria, A. 1985. Sismos y riesgo sísmico en Colombia. En: Simposio sobre el peligro y riesgo sísmico y volcánico en América del Sur. *Ceresis*, 14: 330-371.
- Scholz, C.H. 1968. The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 58: 399-415.
- Scholz, C.H. 1994. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge Univ. 439p.
- Silverman, B.W. 1986. Density estimation for statistics and data analysis. *Monographs on Statistics and Applied Probability*. 26. New York, Chapman and Hall. 177p.
- Simpson, D.W. 1976. Seismicity changes associated with reservoir loading. *Engineering Geology*, 10: 123-150.
- Snoke, J.A. 2003. FOCMEC: Focal Mechanism Determinations. In: *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Lee, W.H.K., Kanamori, H., Jennings, P.C., and Kisslinger, C. (Editors), Academic Press, San Diego, Chap. 85.12.
- Snow, D.T. 1972. Geodynamics of seismic reservoirs. *Proceedings of the Symposium on Percolation Trough Fissured Rocks*. Deutsche Geselles chaft Erd-Grubau. Stuttgart, pp. 1-19.
- Stein, R.S. 1999. The role of stress transfer in earthquake occurrence. *Nature*, 402: 605-609.
- Toda, S., Stein, R.S., Sevilgen, V., and Lin, J. 2011. Coulomb 3.3 Graphic-rich deformation and stress-change software for earthquake tectonic and volcano research and teaching—user guide: U.S. Geological Survey Open-File Report 2011-1060. 63p.. available at <http://pubs.usgs.gov/of/2011/1060/>.
- Trenkamp, R., Mora-Páez, H., Salcedo, E., and Kellogg, J.N. 2004. Possible rapid strain accumulation rates near Cali, Colombia, determined from GPS measurements (1996-2003). *Earth Science Research Journal*, 8 (1): 25-33.
- Tufford, D.L., and McKellar, H.N. 1999. Spatial and temporal hydrodynamic and water quality modeling analysis of a large reservoir on the South Carolina (USA) coastal plain. *Journal Ecological Modelling*, 114 (2-3): 137-173.
- USGS y Google Map - Base Cartográfica: <https://maps.google.com/>
- Wells, D.L., and Coppersmith, K.J. 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of Seismological Society of America*, 84 (4): 974-1002.
- Woodward - Clyde Consultants. 1983. Seismic hazard evaluation Calima III Project. Consorcio Integral - Planes Ltda. Ingenieros Consultores 1ª parte. Corporación Autónoma Regional del Cauca (CVC), Colombia, 116p.
- Zúñiga, R., and 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. *Bulletin of Seismological Society of America*, 91 (6): 1717-1728.

---

Trabajo recibido: febrero 20 de 2014

Trabajo aceptado: junio 20 de 2014