

DEFORMACIÓN TECTÓNICA RECIENTE EN LOS PIE DE MONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA

Myriam C. López C.¹; Mario Moreno-Sánchez²; Franck A. Audemard M.³

RESUMEN

La cuenca intramontana del río Cauca, por situarse cerca del margen activo en el occidente colombiano, es una de las regiones claves para comprender la evolución estructural y la actividad sísmica reciente de los Andes más occidentales en Colombia. El descubrimiento de rasgos de actividad neotectónica en esta cuenca, entre Cali y Cartago, y la aplicación de análisis tectónico y radiométrico condujo a la caracterización de tres zonas con rasgos morfoestructurales distintivos: 1) Pie de monte de la Cordillera Central. Presenta fallas normales coetáneas con depósitos Miocenos que fueron reactivadas como fallas inversas durante el Cuaternario, y retrocabalgamientos que sugieren la existencia de una cuña subcrítica. Análisis radiométricos indican la naturaleza episódica de la actividad neotectónica. 2) Pie de monte de la Cordillera Occidental. Dominan fallas con componentes horizontales sobre los de inclinación. 3) Llanura aluvial del río Cauca. Es común el fallamiento distensivo en depósitos lacustres y fluviales recientes. Las estructuras sedimentarias relacionadas con las fallas sugieren que la mayor parte de ellas fueron producidas por licuación del substrato fino durante sacudidas sísmicas. El gradiente topográfico, a lo largo del río Cauca no es uniforme, muestra una mayor pendiente y mayor grado de sinuosidad frente a las escamas de cabalgamiento de la Saliente de Buga. Los resultados de este trabajo se discuten y comparan con la información vigente y se hace una propuesta de modelo estructural para este sector del occidente colombiano.

Palabras clave: Anticlinal activo, cinturón de cabalgamiento, fallamiento ciego activo, licuación, sinuosidad y gradiente río Cauca.

RECENT TECTONIC DEFORMATION AT THE FOOTHILLS OF THE CENTRAL AND WESTERN CORDILLERAS, CAUCA VALLEY, COLOMBIA

ABSTRACT

The intermountain basin of the Cauca River, located close to the active margin in western Colombia, is one of the keys to understand the evolution and recent seismic activity in the westernmost Andes in Colombia. The discovery of evidences of neotectonic activity in this basin, between Cali and Cartago, and the application of tectonic and radiometric analysis led to the characterization of three zones with distinctive morpho-structural expressions: 1) Foothills of the Cordillera Central. It shows contemporary normal faulting with Miocene deposits that were reactivated as reverse faults during Quaternary, and backthrusts indicating the existence of a subcritical wedge. Radiometric analysis indicate the episodic nature of the neotectonic activity. 2) Foothills of the Cordillera Occidental. The horizontal component of faulting is predominant over the dip-slip one. 3) Floodplain of the Cauca river. Extensional faulting is common on recent fluvial and lacustrine deposits. Sedimentary structures related to faulting suggest that most of them were produced by liquefaction of the substrate during seismic shaking. The topographic gradient, along the Cauca River is not uniform, it shows a higher slope and greater sinuosity in front of the thrust sheets of the Buga Salient. The results of this work are discussed and compared with existing information and a structural model is provided for this area of western Colombia.

Key words: Active anticline, fold and thrust belt, active blind faulting, liquefaction, Cauca river gradient and sinuosity.

¹Geóloga Independiente. myrilopezca@hotmail.com

²Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Caldas. msanchez.mario@gmail.com

³Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas –FUNVISIS–, Venezuela. email: faudemard@funvisis.gob.ve

INTRODUCCIÓN

Uno de los aspectos que se ha descuidado en Colombia para la previsión sísmica, por ejemplo en los estudios de amenaza sísmica para la conformación de la norma sismorresistente, es el registro prehistórico de sismicidad, necesario para complementar el registro histórico e instrumental. Los cálculos de actividad de fallas se han hecho con escasos datos estratigráficos, estructurales, geomorfológicos y geocronológicos (eg: Woodward-Clyde Consultants, 1983a; Paris et al., 2000).

La Saliente de Buga es una región del pie de monte occidental de la Cordillera Central donde el valle del río Cauca reduce notoriamente su amplitud (López, 2006). Esta saliente forma parte de un frente de cabalgamiento desarrollado en la terminación occidental del sistema transcurrente dextral controlado por la Falla de Ibagué. En esta saliente una parte importante de la deformación tectónica observable ha sido inducida por sismos previamente documentados en las regiones de Amaime con edades entre 2000 y 6320 yr AP (Woodward-Clyde Consultants, 1983b) y en Tuluá con sismos de edades entre 22000 y 5770 Yr BP (López et al., 2003a; b; López et al., 2004).

El objetivo principal de este trabajo es identificar las evidencias de deformación tectónica reciente que han afectado el valle del Cauca para avanzar en el entendimiento de la amenaza sísmica del Occidente Colombiano. La región de estudio se encuentra en el Noroccidente de Sur América, en el valle geográfico del río Cauca, entre las Cordilleras Occidental y Central. En esta área fueron estudiados ocho sectores que se ubican en zonas de pie de monte, alrededor de la latitud N: 4° y longitud W: 76° (FIGURA 1). En el pie de monte oriental de la Cordillera Occidental se analizaron dos sectores: en Loboguerrero al noroccidente de Cali y en San Marcos al norte de Yumbo. En el pie de monte occidental de la Cordillera Central se analizaron cinco sectores: al oriente de Amaime, en la Cantera El Vínculo en Sonso, en Presidente al norte de Buga, en el oriente de Tuluá y en Bugalagrande. En el valle del río Cauca se analizó un sector al sur de Cartago (FIGURA 1).

METODOLOGÍA

En este trabajo se aplica el concepto de paisaje sísmico, el cual se refiere al potencial de un terremoto, de orden de magnitud determinada, para crear una señal en el registro geológico y geomorfológico (eg: Serva y Slemmons, 1995; Michetti et al., 2005). La metodología llevada a cabo implicó entonces la documentación de

rasgos de deformación tectónica reciente en el registro estratigráfico, geomorfológico y estructural.

En el trabajo de campo se aprovecharon los trabajos de la Malla Vial del Departamento del Valle del Cauca para realizar los análisis paleosísmicos en una trinchera y en varios de los cortes de las carreteras afectando unidades de la Formación La Paila de edad Mioceno y unidades post-Mioceno, esto garantizó que se evaluara la fase de deformación más reciente. En la trinchera se realizó reticulado para la identificación de la estratigrafía y estructura generada al pie de un escarpe de falla geomorfológico (escarpe de presión). En los cortes de las vías se realizaron poligonales con distanciometro de paralaje y con GPS. Tanto en la trincheras como en los cortes de vías se tomaron datos estructurales y se aplicaron técnicas paleosísmicas para el reconocimiento de material datable y la identificación de los desplazamientos. Esto permitió identificar rasgos superficiales y del subsuelo afectados por tectónica y orientar la datación por radiocarbono con lo cual fue posible calcular recurrencias y asignar edades absolutas a los eventos identificados. Adicionalmente se realizó la reinterpretación paleosísmica de dos trincheras realizadas por Woodward-Clyde Consultants (1983a). Posteriormente el procesamiento de los datos estructurales se hizo utilizando los programas Tectonics FP 1.6.2® y GeoCalculator® 4.5.

Los análisis geomorfológicos se realizaron utilizando fotografías aéreas (IGAC a escala 1:32.000., y CVC a escala 1:10.000) e imágenes de satélite Landsat obtenidas en la página de la NASA (<http://nasazulu.gov/>). Para los análisis morfométricos se utilizaron datos tomados del NASA_Shuttle_Radar_Topography_Mission (2000); la resolución de este mapa mundial (90 m) permite obtener la topografía de sectores de bajos gradientes topográficos con error menor al de la cartografía disponible para la región (escalas 1:25.000 o menores). Las imágenes se generaron mediante los programas 3DEM®, Global Mapper v7.2® y Surfer 8®. Para el análisis del gradiente del Río Cauca se utilizaron los datos de altura del mapa mundial en intervalos horizontales cada 100 metros entre Cali y Cartago, siguiendo segmentos rectilíneos del eje del río (FIGURA 1). También se aplicó el método de la regresión lineal para atenuar los efectos de ruido de los datos del mapa mundial. Adicionalmente se determinó el índice de sinuosidad (S) según la ecuación propuesta por Schumm et al. (2002):

$$S = \frac{L_c}{L_v}$$

Donde L_c es la longitud del canal y L_v es la longitud del valle. Cuando un cauce es rectilíneo el valor de S es igual a 1, por lo tanto los valores mayores a 1 indican índices de sinuosidad altos.

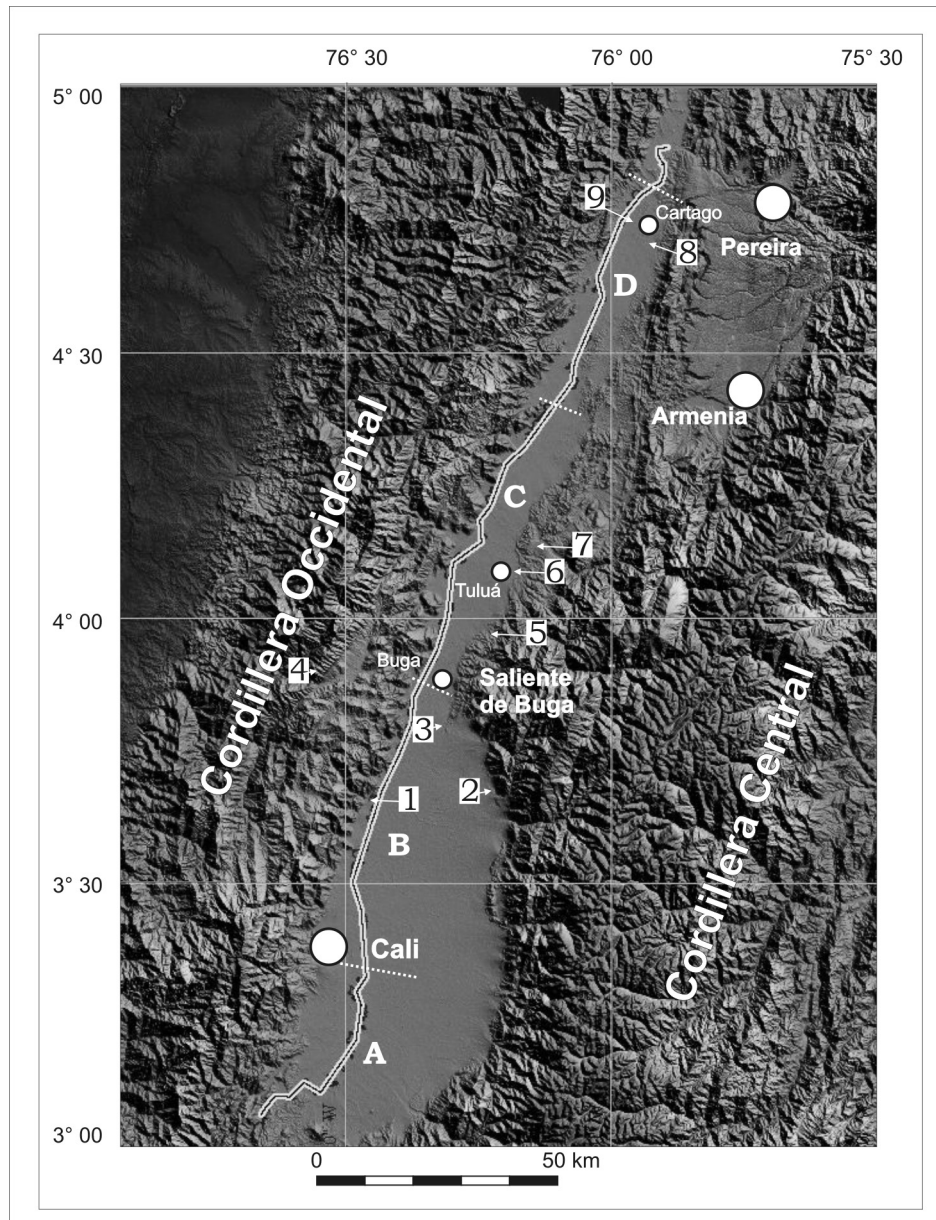


FIGURA 1. Localización de la zona de estudio. (1) San Marcos; (2) Amaime; (3) Sonso; (4) Loboguerrero; (5) Presidente; (6) Tuluá; (7) Bugalagrande (La Llanada); (8 y 9) Cartago. Modelo de elevación del terreno realizado a partir de datos del NASA_Shuttle_Radar_Topography_Mission (2000).

MARCO TECTÓNICO

La Saliente de Buga se ubica alrededor de la latitud 4°N, una región donde varios autores (Toussaint y Restrepo, 1987; Ego et al., 1995; Meyer y Mejía, 1995; MacDonald et al., 1996; Audemard, 2002; López et al., 2003a; Montes et al., 2003) han documentado mediante diferentes líneas de evidencia una zona de transición definida por un cambio en los regímenes de esfuerzos

entre el sur y el norte (James, 1985; Toussaint y Restrepo, 1987; Ego et al., 1995) (FIGURA 2). Este cambio ha sido identificado en la sismicidad intermedia y superficial, en la cinemática de fallas y en *gaps* de vulcanismo (Hall y Wood, 1985). Ego and Sébrier (1995) relacionan estos cambios con una zona de arrastre existente al sur del Chocó generada por un acortamiento EW y por el empuje del bloque de Panamá, además proponen un acomodamiento de los movimientos opuestos por

acortamiento N-S al occidente de los sistemas de fallas Romeral y Cauca-Patía (Cordillera Occidental Valle del Cauca) y/o por estiramiento N-S al este del mismo.

Varias hipótesis se han propuesto relacionadas con el tipo de subducción, Pennington (1981) propone que a la latitud de Pereira existe un cambio en el ángulo de subducción, más plana hacia el norte en el segmento Bucaramanga y más inclinada al sur en el segmento Cauca. Según Page (1986) los desplazamientos sinestrales del “Sistema de fallas de Romeral”, están relacionados con un cambio en el ángulo de subducción, por empuje del bloque de Panamá hacia el SE contra el Bloque Andino. Con base en sismicidad superficial en el Océano Pacífico y en sismicidad intermedia en las Cordilleras Central y Occidental, Page (1986) define la existencia de un alineamiento EW a la latitud 5.2°N que interpreta como una importante zona de cizalla. Taboada et al. (2000) mediante estudios de tomografía sísmica defiende la existencia de una subducción plana al norte de la latitud 5°N. Page (1986) propone dos segmentos que se desprenden de una unión triple en el Norte de Cali, y un segmento sur con un ángulo más alto. Este autor encuentra que en el Darién, a lo largo del borde Colombiano con Panamá, los mecanismos focales de los terremotos sugieren fallamiento dextral a lo largo de estructuras de corteza con tendencia NNE. Meyer y Mejía (1995) identifican un cambio de oriente a occidente en el sentido del movimiento de las fallas Cauca-Patía y Romeral, sinestrales en el Occidente sobre el sistema Cauca-Patía y dextrales hacia el Oriente en el sistema de fallas de Romeral; adicionalmente proponen que la sismicidad alineada en sentido ESE bajo los 50 km refleja una transición compresiva regional, mientras que la sismicidad superficial entre los 4°N y 7°N puede ser el límite oeste del bloque del Chocó, con una compresión NS indicada por la sismicidad a 3.7°N.

Audemard (2003) propone que en Colombia, la convergencia oblicua de la subducción oceánica entre las placas Nazca y Sur-América, se divide en un acortamiento de orientación este-oeste el cual se acomoda por subducción tipo-B y crecimiento orogénico de las tres cadenas, y fallamiento rumbo-deslizante aproximadamente subparalelo (sistema de fallas de Romeral, falla de Algeciras) o altamente inclinado a los orógenos (fallas de Ibagué y Garrapatas).

De acuerdo con las deducciones de Meissner et al. (1976b) una cuña de corteza continental parece

introducirse bajo la corteza oceánica del valle del Cauca y de la Cordillera Occidental. Con base en la cinemática de fallas identificadas alrededor de la latitud 4°N en Tuluá, López et al. (2003a) y López et al. (2004) reportan la existencia de una zona de compresión activa, conectada mecánica y cinemáticamente con el sistema transpresivo ENE dextral, donde la Saliente de Buga se desarrolla en un relevo compresivo izquierdo de la falla de Ibagué (López, 2006) y su comportamiento es comparable con una cuña subcrítica. La Saliente de Buga es una región del pie de monte occidental de la Cordillera Central, donde el valle del río Cauca reduce su amplitud. Esta Saliente se localiza al oeste del sistema de fallas de Romeral, específicamente al oeste de la Falla Cauca-Almaguer que constituye la separación entre dos provincias geológicas, el Oriente y el Occidente Colombiano (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). La zona de compresión documentada en la región coincide con datos de Trenkamp et al. (2002) por marcadas diferencias en las medidas geodésicas de desplazamiento alrededor de la región de Buenaventura.

Montes et al. (2003) documentan la importancia de la Falla de Ibagué como una zona de transferencia y repartición de la deformación. El cinturón plegado de Piedras Girardot se forma en su terminación oriental, en un escalón izquierdo de la Falla de Ibagué. Con base en el desplazamiento del batolito de Ibagué identifica una componente horizontal de 30 Km.

La actividad neotectónica de la Falla de Ibagué ha sido documentada en el flanco occidental del valle del Magdalena en el Abanico de Ibagué (Diederix et al., 1987; Vergara, 1988; Montes et al., 2005a; Montes et al., 2005b). Estudios paleosísmicos realizados por Montes et al. (2005b) muestran que la falla de Ibagué se comporta como un sistema *Riedel* dextral y en base a los análisis paleosísmicos en la trinchera Los Gomos determinan que sismos con Magnitud Máxima de Ms 7 presentan período de retorno de 1.300 años observando que el sistema presenta una velocidad media de desplazamiento de 0.77 mm/año.

A partir de análisis de la sismicidad superficial, Corredor (2003) identifica un contraste en la sismicidad entre los bloques Central y Sur de Colombia. Este autor establece que la Falla de Ibagué actúa como una zona de transferencia y juega un papel importante en la forma como se distribuye el esfuerzo en estos bloques.

Mejía y Meyer (2004) interpretan una doble zona de Wadati-Beniof hacia la región de Buenaventura y proponen que la sismicidad intermedia en la región del Chocó no está relacionada con la subducción actual.

Estos autores encuentran que las zonas de mayor actividad sísmica superficial en el suroeste colombiano coinciden con la intersección de lineamientos NS y sistemas transversales ENE y WNW.

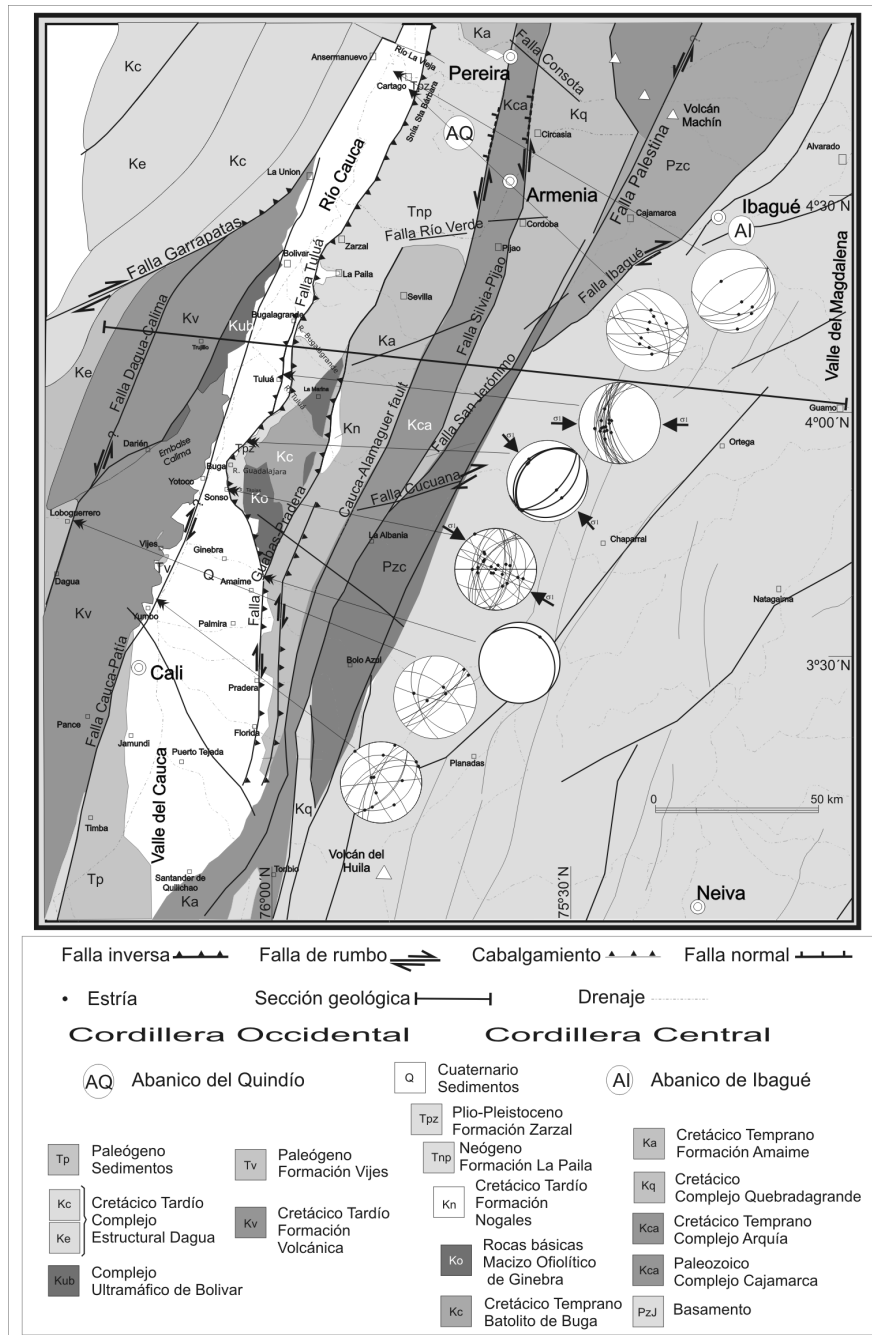


FIGURA 2. Mapa Tectónico con la localización de las estructuras principales. El mapa geológico es adaptado y modificado de Ingeominas (1988) y la cinemática de fallas es tomada de Woodward-Clyde (1983), López (2006) y modificada de Paris et al. (2000), Nivia (2001) y Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2002. La sección geológica se presenta en la FIGURA 8.

RESULTADOS

Evidencias de tectónica reciente en el pie de monte oriental de la Cordillera Occidental: En el pie de monte oriental de la Cordillera Occidental, el rasgo más conspicuo de fallamiento superficial lo constituye una serie de trazos rectilíneos en dirección NNE limitando el flanco más oriental de la cordillera con el valle. Ocasionalmente pequeñas colinas tienen su eje mayor paralelo a este rasgo.

Sector Variante San Marcos (1 en FIGURA 1). En el flanco oriental de la Cordillera Occidental existe un valle

alargado en dirección NNE. Este valle está conformado en su parte central por las Calizas de Vijes (Tv en FIGURA 2) de edad Paleógeno y en sus flancos por la Formación Volcánica (Kv en FIGURA 2) de edad Cretácico Tardío. Ambas unidades se encuentran en contacto de falla.

Durante los trabajos de construcción de La Variante San Marcos se cortó el flanco oriental de este valle, donde se expuso una secuencia de basaltos de la Formación Volcánica, en los cuales se midió la orientación de las principales fallas observadas. El análisis estereográfico muestra una serie de fallas de rumbo de dirección general NNE y fallamiento gravitacional subordinado (FIGURA 2 y TABLA 1) de edad post-Paleógeno.

TABLA 1. Planos de falla medidos en la región de estudio

Número	Rumbo/Buzam.	Estría	Número	Rumbo/Buzam.	Estría
Variante San Marcos			Loboguerrero (Woodward-Clyde (1983))		
1	N35E/65W	Plunge: 65W	1	N56E/82S	plunge:60NE
2	N40E/55S	Trend: N30W	2	N5W/45S	
3	N40E/52SE	Trend: N20W	3	N45E/60S	
4	N85W/22N	Plunge: 22N	4	N56E/82S	
5	N85E/90	Plunge: 35SE	5	N45E/80N	plunge:67S
6	N60E/69SE	Plunge: 25W	6	N70E/84N	
7	N20E/77W	Plunge: 0	7	N50W/55N	N30W/40W
8	N40W/75N	Plunge:0	8	N75W/85S	Plunge:35W
9	N17W/67E	Trend: N26W	9	N50E/75S	
10	N27E/60W	Plunge: 60W	10	N35E/78E	
11	N66E/58N	Plunge: 0	11	N30W/40W	
12	N60E/45N	Plunge: 0	Presidente		
Sonso, Cantera El Vínculo			1	N70E/12S	Trend: N40E
1	N10E/50E	Plunge: 42S	2	N50E/43S	
2	N5E/52E	Plunge: 50E	3	N45E/65S	Plunge: 65S
3	N10E/70E	Plunge: 68W	4	N44E/35N	
4	N5E/62E	Plunge: 58E	5	N50E/30N	Plunge: 30N
5	N28E/50E	Plunge: 42S	6	N40E/35N	
6	N70E/42E	Plunge: 30E	Tuluá		
7	N30W/40E	Plunge: 0	1	N15W/35W	Trend:N70W
8	N70W/90	Plunge: 90	2	N8E/40W	Plunge: 40N
9	EW/90	Plunge: 90	3	NS/46SW	trend:S80E
10	EW/90		4	N10E/40W	plunge:35NW
11	N20E/20E	Plunge: 20E	5	NS/60NW	plunge:60NW
12	N40W/74W	Plunge: 74W	6	N10W/52SW	plunge:52W
13	N60W/78E	Plunge: 78E	7	N10W/61W	plunge:58W
14	NS/30W	Plunge: 30W	8	N7W/39W	trend:S77E
15	N60W/78S	Plunge: 78S	4	N10E/40W	plunge:35NW
16	N35E/50W	Plunge: 50W	5	NS/60NW	plunge:60NW
17	N30E/75N	Plunge: 75N	6	N10W/52SW	plunge:52W
18	N40E/37N	Plunge: 36N	7	N10W/61W	plunge:58W
19	N40E/50N	Plunge: 50W	8	N7W/39W	trend:S77E
20	N45W/78E	Plunge: 40N	9	N5W/30SW	
21	N30E/54N		10	N10W/60SW	Plunge: 5SW
22	N5E/42W	Plunge: 42W	11	N10E/50W	trend:N45E
Cartago			12	N20W/70SW	plunge:65SW
1	N80E/40S		13	NS/35W	
2	N80W/50N		14	NS/25W	trend:N80W
3	N70W/90		15	N25E/32NW	
4	N85E/85S		16	NS/54W	Pitch:73S
5	N75W/75N		17	N17E/52W	Pitch: 60S
6	N50W/70S		18	N5E/37W	Trend: N75E
7	N85E/55S		7 Bugalagrande		
8	N60W/58S		1	N5W/40S	Plunge: 0
9	N30W/65N		2	N30W/74W	Plunge: 74W
10	N20W/50N		3	N45W/60W	45W
Amaime (Trinchera Piedechinche (Woodward-Clyde,1983))			4	N25E/70NW	
1	N44W/12E	Trend N38E	5	N60W/50N	5W

Esto es coherente con la expresión de esta falla en vista de planta desde Cali hasta el norte del valle es rectilíneo y escalonado con otras fallas paralelas (FIGURA 1). Todo esto indica que la estructura principal que controla el pie de monte oriental de la Cordillera Occidental del valle del Río Cauca es un sistema riedel dextral, lo que está en contradicción con lo que algunos autores han concluido sobre su estilo tectónico.

Sector Loboguerrero (4 en FIGURA 1). Los datos de la trinchera realizada por Woodward-Clyde Consultants (1983b) en una cuenca intramontana del flanco oriental de la Cordillera Occidental muestran que la Falla de Loboguerrero presenta un movimiento transcurrente, aunque citando este mismo trabajo, Paris et al. (2000) se refieren a esta falla como una falla normal. Por otro lado Woodward-Clyde Consultants (1983b) le atribuyen una componente sinistral, aunque la determinación se basó únicamente en el desplazamiento aparente de una colina. El esquema de la trinchera realizado por estos autores muestra espejos de falla con estrías horizontales (TABLA 1). Junto con la falla principal existen una serie de fallas normales menores conformando un arreglo en flor negativa. Estas fallas cortan a través de por lo menos cinco niveles de paleosuelos holocenos, sin embargo ninguna de estas fallas toca la superficie del terreno.

Así, la Falla de Loboguerrero es una estructura regional ligada a la Falla Dagua-Calima, paralela a la Cordillera Occidental con una dirección general que varía entre N10E en la zona del embalse en Darién y unos N30E en la región de Río Frío. Esta estructura con carácter transcurrente podría relacionarse con otras fallas paralelas a la Cordillera Occidental.

Evidencias de tectónica reciente en el pie de monte occidental de la Cordillera Central: Las evidencias de actividad tectónica reciente en el pie de monte occidental de la Cordillera Central se documentan en cinco sectores dentro de la Saliente de Buga. De sur a norte estos sectores son: Amaime, Sonso, Presidente, Tuluá y Bugalagrande (3 a 7 en FIGURA 1). En estos sectores las unidades cenozoicas implicadas en la deformación son los depósitos de origen fluvial de la Formación La Paila (Tnp en FIGURA 2) de edad Mioceno Superior según Van der Hammen (1958), los depósitos de la Formación Zarzal (Tpz en FIGURA 2) cuya edad Plioceno ha sido propuesta por Van der Hammen (1958) y De Porta (1974) y recientemente en el Plioceno – Pleistoceno (Neuwerth et al., 2006), y depósitos aluviales de los afluentes principales del río Cauca, marginales del frente montañoso principal.

La Formación La Paila se caracteriza por ser una unidad de origen fluvial compuesta por conglomerados matriz-soportados con intercalaciones de litoarenitas. Los clastos son usualmente de composición máfica con predominio de gabros y anfibolitas (?); ocasionalmente pueden observarse fragmentos de rocas sedimentarias. En algunos niveles son frecuentes calcretas o caliches nodulares y en forma de láminas (en planos de diaclasas y fallas). Un rasgo notorio dentro de la Formación La Paila en la Cantera El Vínculo es la aparición de superficies erosivas intraformacionales separadas por discordancias angulares y paraconformidades (López y Moreno-Sánchez, 2005). Esto parecería estar de acuerdo con Alfonso et al. (1994) quien afirma que la Formación La Paila es sindeposicional con respecto a la deformación que produjo el cinturón de cabalgamiento plegado y fallado del Terciario. Sin embargo debemos recalcar que estas superficies de erosión cortan fallas normales sugiriendo que durante la sedimentación de la Formación La Paila el régimen tectónico fue marcadamente distensivo.

La Formación Zarzal refleja una fase volcánica importante cuya edad ha sido ubicada tradicionalmente en el Mioceno Superior (Van Houten y Travis, 1968; Murcia, 1982). Sin embargo, esta unidad se ha encontrado interdigitada con los depósitos volcanoclásticos del Abanico del Quindío (Cardona y Ortíz, 1994; Suter, 2003) lo que sugiere que los depósitos de la Formación Zarzal son mucho más recientes. Esto es corroborado por Neuwerth et al. (2006) con base en la presencia de polen de *Alnus* el cual se presenta en Colombia hace menos de un millón de años (eg: Hooghiemstra y Sarmiento, 1991; Van der Hammen y Hooghiemstra, 1997).

Los depósitos cuaternarios implicados en la deformación (Q en FIGURA 2), están conformados por gravas no consolidadas con estructura clastosoportada masiva compuestas por clastos de rocas sedimentarias e ígneas básicas.

Sector Amaime (2 en FIGURA 1). En el sector comprendido entre Amaime y la Saliente de Buga, existe un grupo de escarpes con eje largo en sentido NW afectando los abanicos recientes. Estos escarpes se presentan de manera discontinua en tramos no mayores de 2 km de longitud, desde Amaime hasta el sur del Río Tapias y están alineados con los escarpes donde Woodward-Clyde Consultants (1983b) realizó las Trincheras Venecia y Piedechinche.

En ambas trincheras Woodward-Clyde Consultants (1983b) encuentran plegamiento en paleosuelos a partir de lo cual infieren fallamiento inverso cercano a la

superficie. Además en base a edades radiocarbónicas de los paleosuelos infieren dos eventos de fallamiento uno post-paleosuelo pero anterior al suelo moderno (2000 años AP) y uno posterior al suelo moderno (ver TABLAS 1 y 2).

En la reinterpretación de estas evidencias, López et al. (2004) deducen dos metros de desplazamiento cosísmico en falla de cabalgamiento de vergencia al occidente para el evento más reciente que puede producir sismos de magnitudes del orden de 7.3-7.4 Ms (Slemmons, 1977; Hanks y Kanamori, 1979). Adicionalmente existe un evento más antiguo de 6000 años con desplazamiento

medido de 0.75 m para el cual deducen una magnitud menor al evento más reciente (TABLA 2). Estas deducciones se hacen considerando que el plano de falla no se destapó en la trinchera y asumiendo un buzamiento típico (30°) de una falla de cabalgamiento.

Sector Sonso – Cantera El Vínculo (3 en FIGURA 1). El Anticlinal de Sonso forma la terminación sur de la Saliente de Buga, tiene un eje de dirección general NNE, afecta las unidades de la Formación La Paila subyaciendo discordantemente depósitos cuaternarios. Estos depósitos cuaternarios suavizan la superficie del anticlinal y presentan un arqueamiento que permite

TABLA 2. Desplazamientos de fallas y dataciones por radiocarbono

Localización	Desplazamiento (m)	¹⁴ C años BP * (¹³ C corregido)
Tuluá		
(Falla 18 en Tabla 1)	1.75	17800 ± 660 -25.7*
(Falla 9 en Tabla 1)	3	12820 ± 40 -27.9*
(Falla 17 en Tabla 1)	2	7930 ± 60 -23.7*
Paleosuelos en cuña coluvial generada al pie de un escarpe de presión (Trinchera El Ahorcado)		
Paleosuelo 1		13070 ± 80 26.8*
Paleosuelo 2		17900 ± 130 -25.8*
Paleosuelo 3		7460 ± 330 -23.8*
Paleosuelo 4		21500 ± 140 -24.1*
Paleosuelo 5		22000 ± 160 -25.2*
Paleosuelo 6		5770 ± 130 -17.8*
Sonso (Cantera El Vínculo)		
(Fallas 19 y 21 en Tabla 1)	4	
(Falla 14 en Tabla 1)	0.8	
(Falla 18 en Tabla 1)	0.8	
(Falla 13 en Tabla 1)	1.33	
(Falla 12 en Tabla 1)	2.33	
(Falla 22 en Tabla 1)	2	
Amaime (Reinterpretación de Trinchera Venecia (Woodward-Clyde, 1983))		
(Falla occidental)	2	2000
(Falla oriental)	1	6320

* $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}(\%)$: presenta una buena correlación para las muestras presentadas coincidente con materiales orgánicos desarrollados en regiones húmedas

° Error de 1 sigma. Estándar: 95% actividad N.B.S. Acido Oxálico

inferir su afectación por otro anticlinal con inclinación más pronunciada hacia el oeste. El Anticlinal de Sonso, incrementa su expresión en topografía hacia el norte de Sonso, donde depósitos de abanicos recientes como el Tapias y Guabas están atrapados en cuencas piggy-back hasta el río Guadalajara con terrazas que sobresalen en el paisaje (FIGURA 3).

En las excavaciones de los trabajos de la malla vial del Departamento en la Cantera El Vínculo, López y Moreno-Sánchez (2005) documentaron evidencias de sedimentación y tectónica afectando unidades de la Formación La Paila. Estas son: una estructura monoclinal, paraconformidades y discordancias progresivas, fallas inversas de vergencia al occidente y al oriente, fallas de rumbo y fallas normales. Los depósitos cuaternarios se disponen en paraconformidad sobre el eje del anticlinal y en discordancia angular hacia el flanco occidental del Anticlinal de Sonso. El análisis del conjunto de fallas muestra que el fallamiento normal (de dirección general NW) es perpendicular al eje de plegamiento (TABLA 1, FIGURA 2). Estas fallas están interrumpidas por superficies de orden 7 y corresponden a la última fase de deformación registrada en el sector. También se evidenció que algunas fallas inversas aprovecharon fallas normales preexistentes.

Tal como se presentan las fallas normales en los afloramientos se puede decir que representan fenómenos distensivos coetáneos con el proceso de acumulación de sedimentos de La Formación La Paila. Una situación

similar se encontró al norte, cerca de Andalucía, donde los estratos de la Formación La Paila están cortados por fallas normales que también son simultáneas con la sedimentación. Por el contrario los pliegues y el fallamiento inverso que afectan tanto la Formación La Paila como los estratos más recientes (Q en FIGURA 2) representan la última fase de deformación en la región. Como conclusión se deduce que una fase distensiva afectó este sector durante el Mioceno simultáneamente con la depositación de los sedimentos de la Formación La Paila previamente a la formación del anticlinal de Andalucía. La última fase de deformación creó la mayor parte de los pliegues de la región, entre ellos los Anticlinales de Sonso y Andalucía. Esta fase de tipo compresivo reactivó algunas de las fallas normales preexistentes.

Sector Presidente (5 en FIGURA 1). Al oriente de la Carretera Buga-Cartago en un corte de la vía hacia el relleno sanitario de Presidente, se encontraron una serie de fallas inversas afectando los depósitos de la Formación Zarzal (FIGURA 4 y TABLA 1). La falla 1 tiene vergencia al occidente y produce pequeños volcamientos de la secuencia. Las fallas 2 a 5 con vergencia al oriente son fallas antitéticas de la falla 1. También se observaron fenómenos de inyección clástica de escala decimétrica a métrica. Estos diques clásticos corresponden a materiales arcillosos dentro de gravas y arenas y son contemporáneas con el fallamiento inverso, tal como se muestra entre las fallas 3 y 4 del gráfico (ver Foto 2 en FIGURA 4). El análisis estereográfico de las fallas permite determinar un esfuerzo principal (σ_1) en dirección NW-SE.

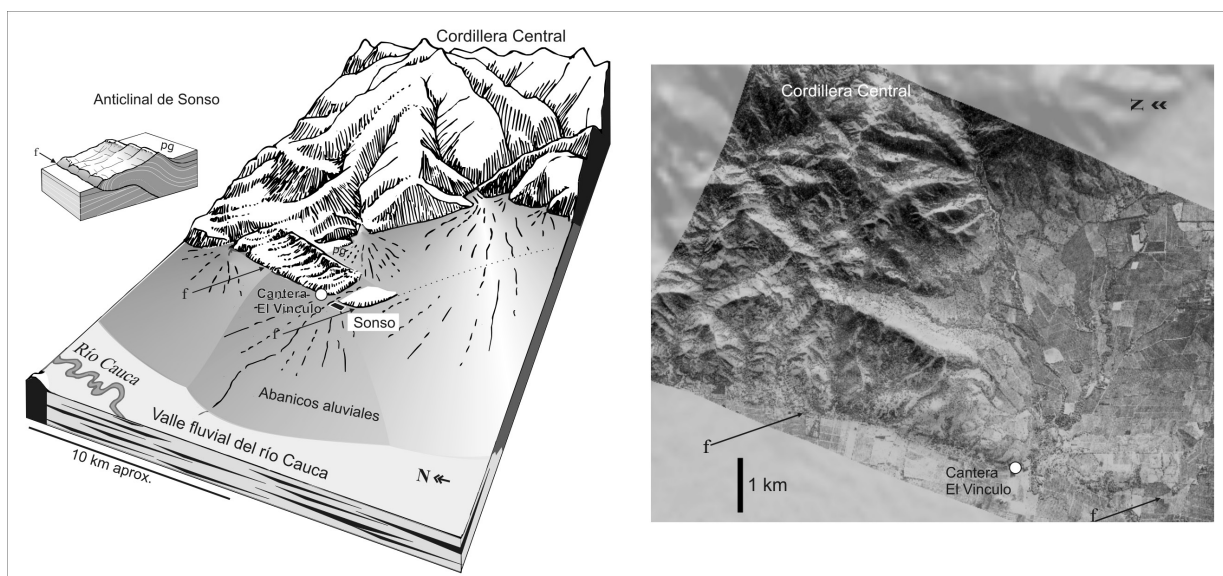


FIGURA 3. Anticlinal de Sonso al sur de Buga. Derecha: Fotografía aérea sobrepuesta a un MET del área de Sonso. En el esquema de la izquierda se resaltan los abanicos atrapados en cuencas piggy-back (pg) junto con la acción de rampas laterales del sistema de cabalgamiento que conformarían los escarpes morfológicos de dirección NW visibles en planta. f: las flechas señalan el trazo de la falla de cabalgamiento de Sonso.

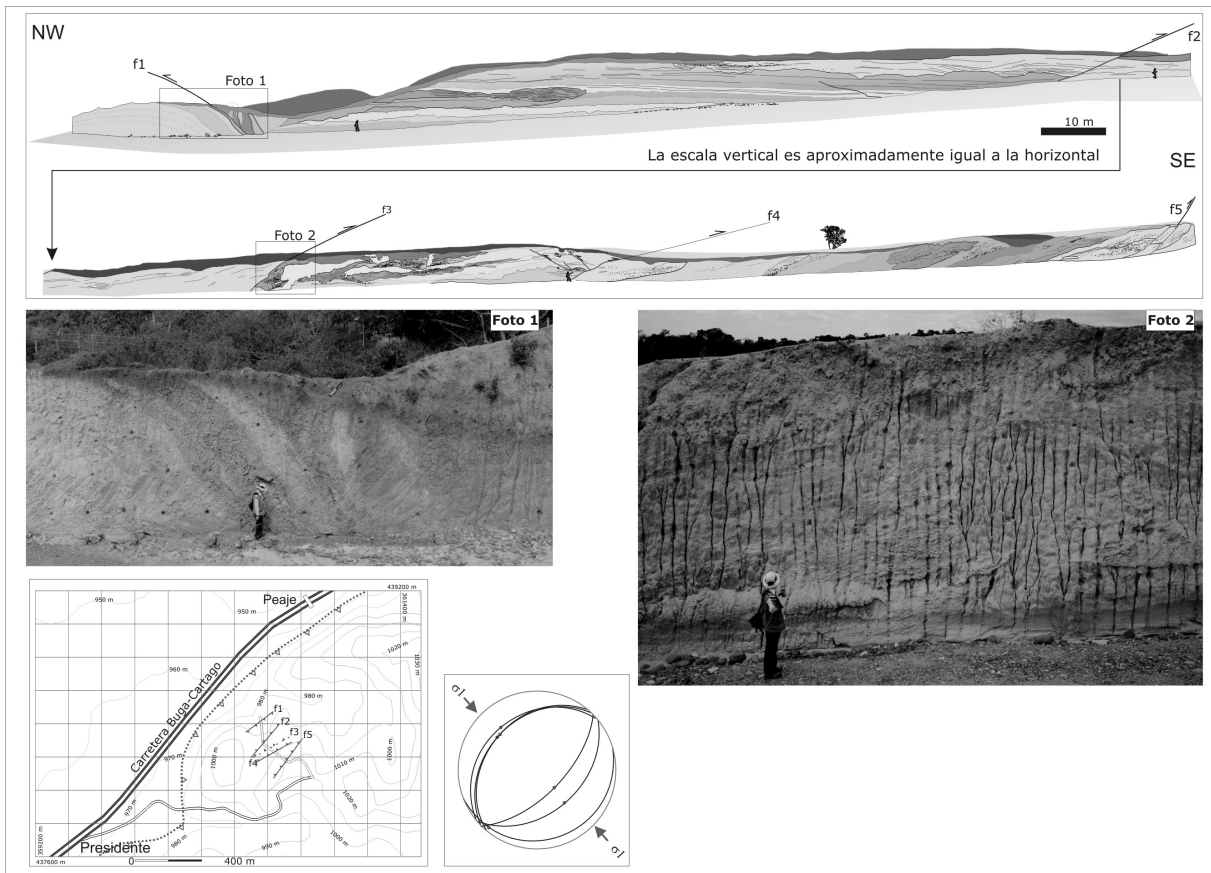


FIGURA 4. Arriba, dibujo interpretativo a partir de mosaico fotográfico del talud noreste de la vía a Presidente con detalles resaltados en las fotografías inferiores. Izquierda, proyección estereográfica de las fallas medidas y localización de la poligonal donde se infiere, con línea punteada, la posición del cabalgamiento principal en el oeste.

Adicionalmente se infiere la posición del cabalgamiento principal hacia el oeste, bordeando el pie de monte.

Aunque el área ha sido cartografiada por Nivia (2001) como perteneciente a la Formación La Paila, un examen detallado de los depósitos permitió identificar diatomitas, tobas, depósitos lacustres constituidos fundamentalmente por arcillas con restos de plantas bien preservados que son mejor correlacionables con la Formación Zarzal que con la Formación La Paila donde nunca se han reportado niveles diatomíticos. Estos depósitos están suprayacidos en discordancia por gravas.

Sector Tuluá (6 en FIGURA 1). Este sector se ubica en las colinas del pie de monte donde el principal rasgo morfotectónico es un escarpe de flexura acompañado de varios escarpes de presión cuyas longitudes no superan los 2 km de longitud. Adicionalmente se presentan cuestras, contracuestras, terrazas y el comportamiento del drenaje que muestra concordancia con estos rasgos geomorfológicos (López et al., 2004; Ollarves et al., 2007).

En el registro estratigráfico se identificaron una serie de fallas inversas, retrocabalgamientos (FIGURA 2 y TABLA 1), emergiendo a través de los planos de estratificación de la Formación La Paila y plegando los depósitos cuaternarios. En cuatro escarpes relacionados con el frente de cabalgamiento principal se determinaron edades radiocarbónicas de paleosuelos (TABLA 2) que permitieron obtener intervalos promedio de retorno entre 5000 y 6000 años para terremotos de magnitudes $M_w > 7$. Con base en un paleosuelo sobre recorrido en las unidades del Neógeno y sellado por la secuencia cuaternaria (Falla 17 en TABLA 2) se infiere que el fallamiento que afecta el cinturón de cabalgamiento ha presentado movimientos después de 7000 años (López et al., 2005).

Sector Bugalagrande (7 en FIGURA 1). En el río Bugalagrande, en el contacto entre el frente montañoso principal y la superficie de aplanamiento elevada se distinguen los siguientes rasgos morfológicos, de importancia para entender la tectónica del área. El Anticlinal de Andalucía, una estructura preexistente a la depositación de la cubierta cuaternaria muestra rasgos

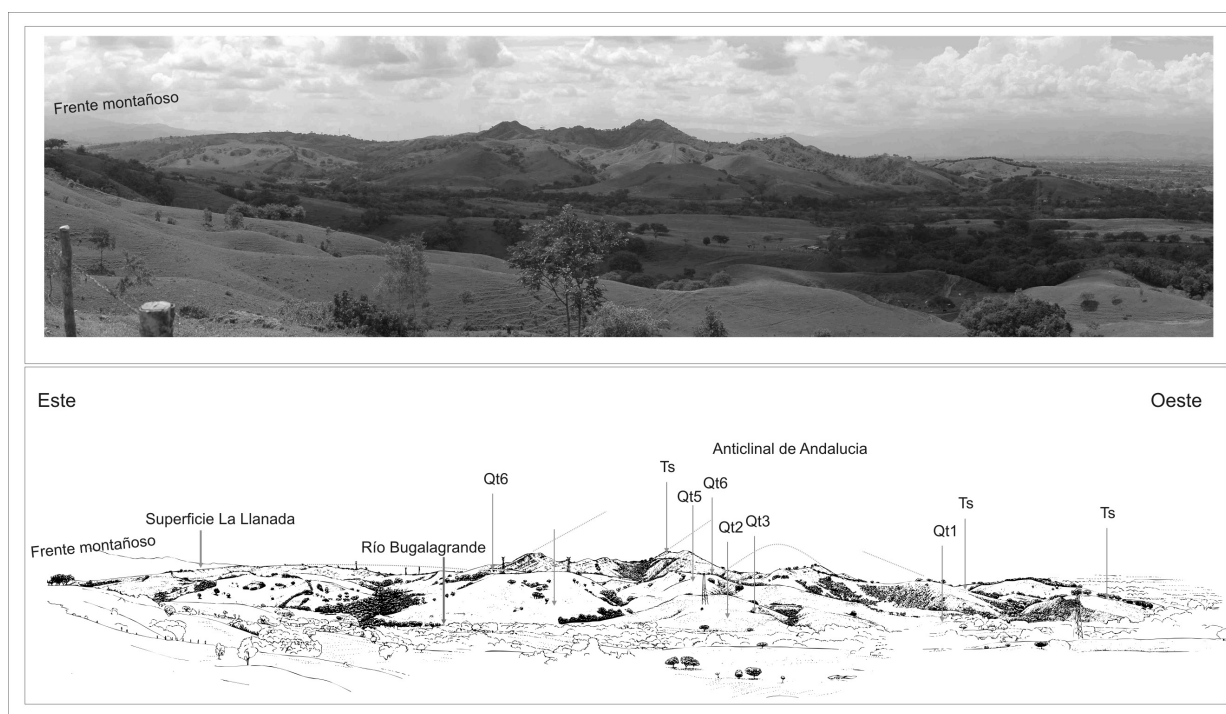


FIGURA 5. Crecimiento activo del Anticinal de Andalucía. Arriba: mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande tomado hacia el sur desde la carretera a Galicia. Observe la Superficie La Llanada donde depósitos cuaternarios acumulados en cuenca Piggy-back se inclinan hacia el frente montañoso en el Este. Abajo dibujo esquemático interpretativo que muestra un detalle del flanco Oeste del Anticinal de Andalucía. Qt1 a Qt6 diferentes niveles de terrazas cuaternarias desarrolladas por el reciente levantamiento, Ts superficies desarrolladas en unidades de la Formación La Paila.

de actividad reciente. Esto es evidente en la Superficie La Llanada cubierta por sedimentos cuaternarios afectados por plegamiento suave cuyo eje se encuentra en desarmonía con el Anticinal de Andalucía que es un pliegue apretado de orientación NNE cuyo flanco oriental buza cerca de 30° hacia el oriente y su flanco occidental buza 55° hacia el occidente. También contrasta con la inclinación de 4° hacia el oriente que presentan los depósitos de la superficie La Llanada (FIGURA 5).

Aguas abajo de estos anticlinales y sobre la margen izquierda del río Bugalagrande se desprenden entre cinco y siete niveles de terrazas (FIGURA 5). El mayor número de niveles de terrazas se encuentra cerca del punto más alto de la Superficie La Llanada, un kilómetro al este del eje del Anticinal de Andalucía. Esto es de esperar si se entiende que el mayor levantamiento de esta área se dio muy cerca del eje del Anticinal de Andalucía. Por el contrario la porción oriental de la Superficie La Llanada, la más baja, forma un sinclinal suave y fallado, el cual funciona como una cuenca piggy-back atrapando los sedimentos marginales del frente montañoso activo.

Tanto en este sector de Bugalagrande como en Sonso, el crecimiento activo de anticlinales induce la generación de rasgos morfológicos indicadores de fallamiento ciego. Algunos de ellos documentados en López et al. (2004) y Ollarves et al. (2006; 2007).

Evidencias de tectónica reciente en el valle del Río Cauca:

Sector Cartago (8 y 9 en FIGURA 1). Pardo-Trujillo et al. (1994) describieron una sección al sur de Cartago (ver 9 en FIGURAS 1 y 2), de cerca de 50 m, donde afloran sedimentos compuestos por gravas no consolidados de origen fluvial afectados por un fallamiento con orientación general NE. La estructura principal observada en el afloramiento de Cartago-Ansermanuevo es un graben relativamente amplio, con un pequeño horst que se puede identificar en ambos flancos de la carretera. Estos autores interpretaron el fallamiento normal con relación a un fallamiento mayor transcurrente dextral, probablemente relacionado a las fallas Toro y Quebradanueva.

Sin embargo, muy cerca de este sitio en el cruce de la nueva carretera que conduce de Ansermanuevo a Bolívar se observaron una serie de fallas normales (ver 8 en

FIGURAS 1 y 2 y TABLA 1) producto de fenómenos de licuación o fallas gradadas según la terminología de Seilacher (1969; 1990). Por otro lado, Neuwerth et al. (2006) documentan ampliamente estructuras de licuación afectando los depósitos de la Formación Zarzal cerca de Cartago. Todo esto sugiere que la licuación puede ser el fenómeno que esté induciendo la generación de muchas de las estructuras distensivas observadas en este sector del valle del río Cauca tal como se explica en López (2006) y es propuesto por Suter et al. (2008a; 2008b).

A la luz de la información existente es imposible decidir si algunas de las fallas documentadas en esta sección se originan en el basamento o simplemente son manifestaciones superficiales de licuación. Las fallas vistas por Woodward-Clyde Consultants (1983b) en el segmento de la Falla Dagua Calima y las reportadas en este trabajo en el sector de San Marcos (FIGURAS 1 y 2) sugieren que existen fallas NNE con componente normal relacionadas con un fallamiento transcurrente probablemente dextral de orientación NNE. De esta manera no se descarta que parte de las estructuras encontradas en el norte del valle estén relacionadas a tensión producidas por fallas de rumbo.

Comportamiento del río Cauca (FIGURA 1). El Río Cauca entre Cartago y Cali presenta un eje promedio rectilíneo ubicado contra el pie de monte de la Cordillera Occidental, tal como se ve en la FIGURA 1. Adicionalmente en su porción media, a la latitud de Buga, el valle del río Cauca tiene un máximo estrangulamiento generado por la Saliente de Buga. Aprovechando estas cualidades se hicieron análisis que permitieran mostrar, a nivel regional, la influencia que ejercen sobre la dinámica del río Cauca los sistemas tectónicos del oriente y occidente del valle. Para esto se usaron los datos del NASA_Shuttle_Radar_Topography_Mission (2000).

Gradiente del Río Cauca: De acuerdo con la curva de pendiente del valle del río, se calculó la pendiente de cuatro sectores representativos (A, B, C y D en FIGURAS 1 y 6).

El sector de la Subcuenca Cali (A en FIGURAS 1 y 6) representa la típica curva asintótica de descenso, en este caso desde la meseta de Popayán. A partir de este punto inicia la superficie que se percibe como llana pero que en realidad presenta tres segmentos diferentes de acuerdo con su gradiente topográfico. Tanto el segmento de la Subcuenca Yumbo-río Frío (B) como el de la Subcuenca

Cartago (D) se caracterizan por pendientes con valores entre 0.25 y 0.26 m/km, mientras que el segmento de la Saliente de Buga (C) presenta un valor de pendiente promedio de 0.38 m/km, lo cual se observa en el perfil de la FIGURA 6. Este segmento coincide con el sector de la Saliente de Buga, sitio donde el valle del río presenta el máximo estrangulamiento y el eje del río se desplaza hacia el occidente (ver FIGURA 7).

Sinuosidad del Río Cauca: La FIGURA 6 muestra el índice de sinuosidad calculado en distancias constantes de 10 km para el mismo intervalo usado para el cálculo de los gradientes, desde Cali hasta Cartago. En esta gráfica se resaltaron cuatro sectores. El primer intervalo (Subcuenca Cali alta) presenta un índice de sinuosidad promedio de 2.42, el segundo intervalo (Subcuenca Yumbo-río Frío) de 1.39, el tercero (Saliente de Buga) de 1.69 y el cuarto (Subcuenca Cartago) con 1.62. Los máximos valores de sinuosidad obtenidos, cercanos a dos (2), se encuentran a 30 kilómetros después de la Laguna de Sonso y entre Tuluá y Andalucía.

En resumen, en la Saliente de Buga, el mayor gradiente de descenso del Río Cauca se caracteriza por la aparición de una serie de lagunas en las que destaca la Laguna de Sonso, seguido por un aumento en la sinuosidad que alcanza el pico a unos 25 km aguas abajo. Según Schumm et al. (2002) ríos sometidos a subsidencia tienden a aumentar la sinuosidad. Dada la buena correlación entre los datos de gradiente y sinuosidad, se sugiere que en este sector el valle del río está en subsidencia probablemente debido al peso generado por el avance de los cabalgamientos de la Saliente de Buga.

Otro factor que contribuye a que el Río Cauca esté recostado contra la Cordillera Occidental es la existencia de abanicos aluviales activos en el flanco occidental de la Cordillera Central (FIGURA 7), lo que puede estar inducido por: la mayor altitud de la cordillera lo que obviamente produce drenajes más largos, mayor pluviosidad y el estilo estructural activo. Con base en los datos presentados en este trabajo sugerimos que el factor tectónico es más importante en esta cordillera que en el flanco oriental de la Cordillera Occidental. Los abanicos en este flanco no son tan grandes y el trazo rectilíneo del río Cauca estaría controlado por el estilo estructural transpresivo que la afecta.

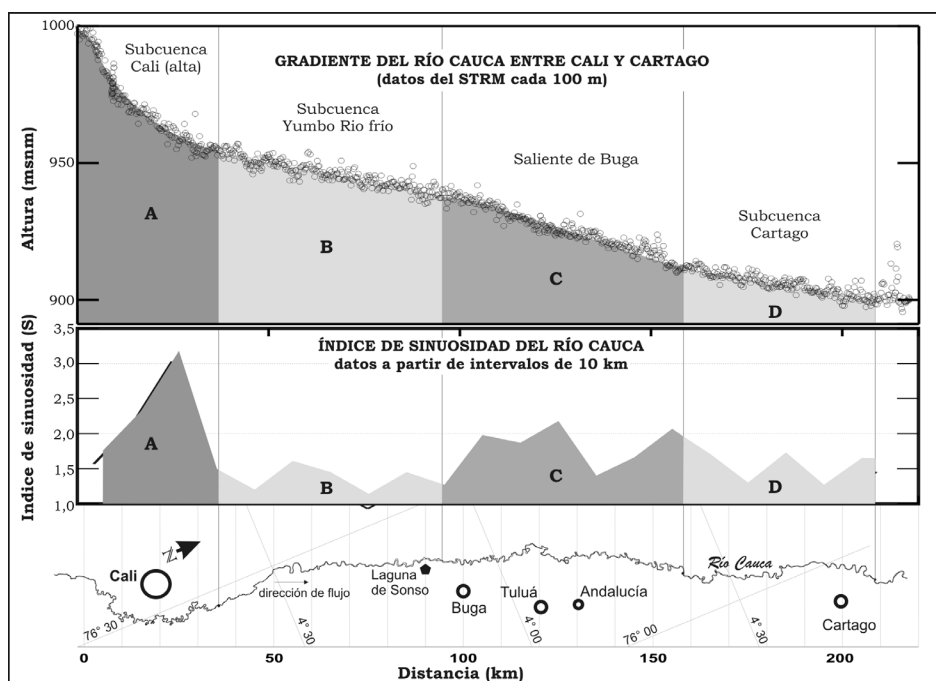


FIGURA 6. Perfil topográficolongitudinal (datos del STRM cada 100 metros) de sur a norte del valle del Río Cauca junto con la curva de sinuosidad. En la gráfica se han separado cuatro sectores según las variaciones en el gradiente. Abajo, esquema en planta del Río Cauca con segmentos de 10 km utilizados para los cálculos de sinuosidad.

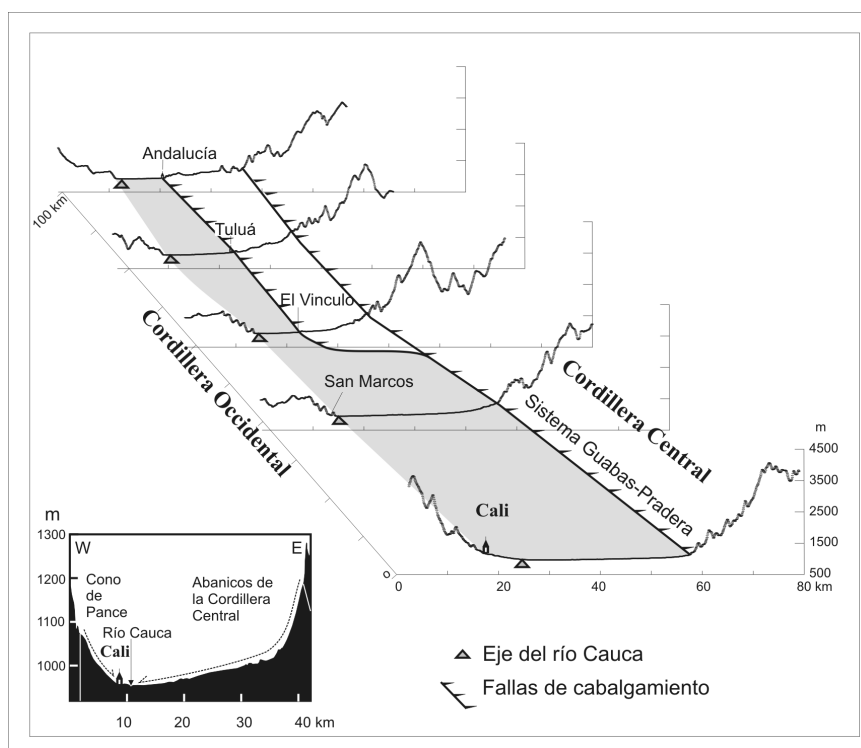


FIGURA 7. Perfiles transversales del valle del río Cauca (datos del STRM cada 90 metros) donde se muestra la variación en la amplitud del valle, la posición del eje del río y la influencia de las fallas de cabalgamiento. Inferior izquierda, sección transversal a la latitud de Cali que resalta la presencia de los abanicos aluviales.

DISCUSIÓN

Los indicadores de tectónica reciente presentados en este trabajo, junto con las investigaciones previas de Woodward-Clyde (1983) demuestran que una compresión Holocena dirigida Este-Oeste, más allá de inducir una transpresión activa simple a lo largo de las diferentes trazas activas del sistema NS, está acortando y formando la unidad del pie de monte occidental de la Cordillera Central.

El pie de monte, que se extiende principalmente al oeste del sistema Cauca-Almaguer, aún se está levantando y sobrecabalgando el valle del Cauca (FIGURA 8), el cual está siendo estrangulado en la región de la Saliente de Buga (FIGURAS 2, 7 y 8). El grupo de evidencias presentado en este documento permite argumentar que un acortamiento Holoceno controla la generación del pie de monte occidental de la Cordillera Central en la región. A su vez las fallas de vergencia oeste documentadas en este trabajo, corresponden a despegues que se dan entre el basamento Cretácico y las unidades del Neógeno. Reinterpretando el trabajo de Alfonso et al., (1994) hacia el eje de la Cordillera Central se trata de un cinturón de cabalgamiento tipo piel gruesa, pero que es activo, y hacia el valle del río Cauca actúa un cabalgamiento tipo piel delgada, en un juego con fallas antitéticas de vergencia este (FIGURAS 2 y 8).

A la luz de las nuevas evidencias documentadas en este trabajo, puede concluirse que la Estructura activa a nivel regional, en una gran porción del Valle del Cauca y de la Cordillera Central se corresponde con la indentación de una cuña continental por debajo del valle del río Cauca (eg: Meissner et al., 1976a). Las fallas de vergencia este son retrocabalgamientos que indican que se trata de una cuña subcrítica de Coulomb. Se entiende que cuando existe una cuña subcrítica, la estructura atravesó un período de calma e intensa erosión y los retrocabalgamientos fuera de fase aparecen como resultado del continuo avance tectónico. En la FIGURA 8 se presenta una sección geológica compuesta desde el Pacífico atravesando la Cordillera occidental a la latitud de Trujillo (Valle del Cauca), la cordillera Central y el valle del Magdalena a la latitud del Guamo (Tolima) (ver FIGURA 2). En esta figura, un esquema conceptual, se reúnen los datos de este trabajo junto con los datos de geología regional del Ingeominas y los resultados obtenidos por Meissner et al. (1976) durante el Proyecto Nariño. Una de las evidencias que sustentan la existencia de esta cuña proviene de los datos de densidad de la corteza interpretados durante el Proyecto Nariño. Esto sugiere que bajo el valle del Cauca existe una indentación de corteza continental de baja densidad, tal

como se concluyó arriba. En este modelo, el basamento del Cretácico Tardío (“Cordillera Occidental”) se está despegando del basamento continental (de edad Precámbrico a Paleozoico y localmente Mesozoico), por lo cual se asume que, a nivel regional, este basamento está introduciéndose bajo el Valle del Cauca. También puede concluirse que la estructuración sobre esta cuña responde a estos esfuerzos compresivos resultantes de esta indentación.

Adicionalmente la reactivación de fallas normales por fallas inversas, documentadas en este trabajo, demuestran que el valle del Cauca está experimentando una inversión tectónica. Esto también podría sustentarse con los ángulos de las fallas inversas del frente montañoso principal. Se deduce que fallas inversas con ángulos tan altos deben estar aprovechando estructuras antiguas generadas en un régimen predominante de distensión (Ramos y Aleman, 2000).

La partición de la deformación se manifiesta entre las latitudes de Amaime y La Paila con la generación del sistema compresivo NNE generado en un relevo compresivo izquierdo del sistema dextralateral ENE, posiblemente La Falla de Ibagué. Esta porción del pie de monte occidental de la Cordillera Central se ha denominado la Saliente de Buga (sensu López, 2006). El avance progresivo hacia el oeste es el responsable de la formación del pie de monte occidental de la Cordillera Central y del comportamiento del río Cauca, a lo largo del cual se deduce la presencia de fallamiento ciego (FIGURA 8). Este sistema ha influido en la generación de grandes abanicos (FIGURA 7). El sistema compresivo encaja bien con aquel de la Cordillera Oriental documentado por Butler and Schamel (1988) en la Cordillera Oriental (FIGURA 8).

Las evidencias paleosísmicas documentadas en los sectores de Amaime, Sonso, Presidente y Tuluá demuestran que gran parte de la tectónica del pie de monte occidental de la Cordillera Central ha sido generada por sismos (ver TABLAS 1 Y 2). El registro de edades desde Amaime hasta Tuluá (TABLA 2), relacionado con un mismo rasgo de fallamiento, el frente de cabalgamiento, permite determinar que sismos con magnitudes mayores de 7 (Mw) han afectado la región con períodos de recurrencia de aproximadamente 5000 y 6000 años (TABLA 1).

Por otro lado el fenómeno de licuación es el mecanismo más probable para la generación de muchas de las estructuras distensivas presentes en la región de estudio, tal como ha sido ilustrado por López (2006). Esto ha

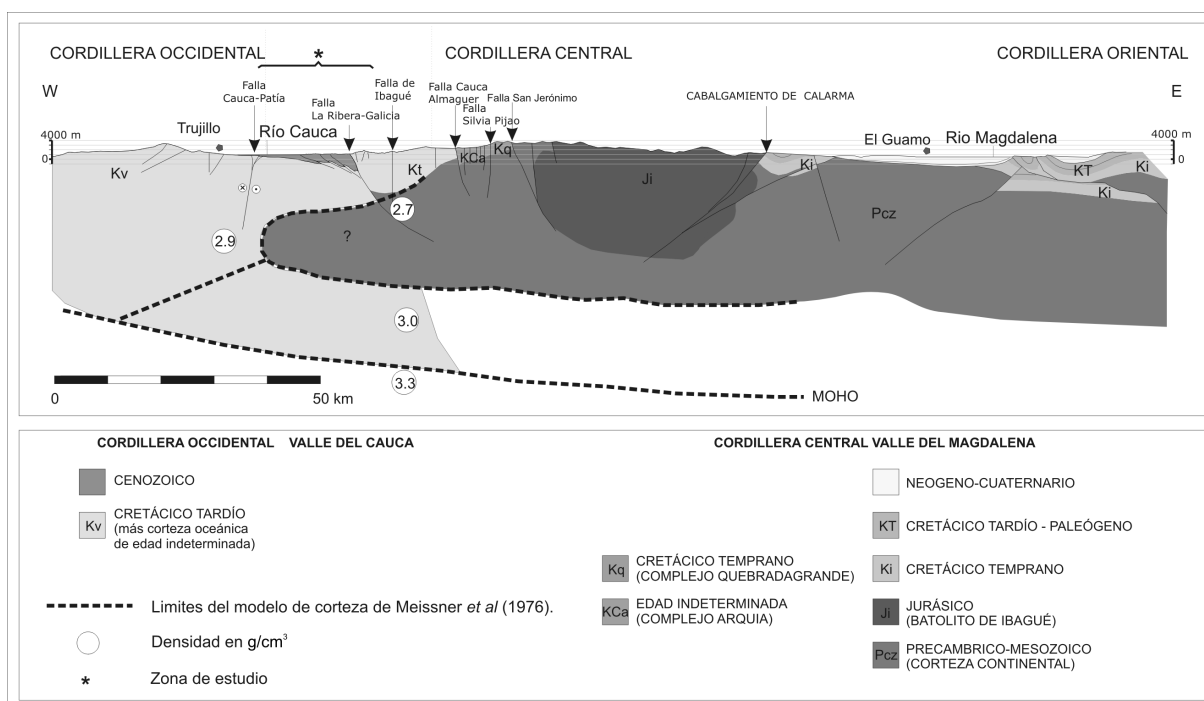


FIGURA 8. Sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La geología de superficie en el valle del Cauca y flanco este de la Cordillera Central es basada en Ingeominas (1988) y datos de este trabajo. La geología del Valle del Magdalena es modificada de Butler y Schamel (1988). La estructura de la corteza es basada en el perfil gravimétrico de Meissner *et al.* (1976) a la latitud de Buenaventura y ajustado para el modelo de López (2006).

sido corroborado por Suter *et al.* (2008b) quienes además sostienen que la actividad sísmica en la región es el mecanismo más probable de deformación de sedimentos suaves en esta región durante el Pleistoceno. Estimaciones de las magnitudes mínimas generadoras de estas estructuras de licuación podrían hacerse en la medida en que se aporten nuevos datos. En Presidente se evidencia que fenómenos de licuación, diques clásticos de escala métrica, atraviesan conglomerados y son paralelos a retrocabalgamientos que afectan la Formación Zarzal de edad Plio-Pleistocena. Los diques clásticos son quizás los mejores indicadores de licuación cósmica y se sabe que intruyen a favor de discontinuidades preexistentes (eg: Audemard y De Santis, 1991) o se desarrollan en el emplazamiento de mantos de cabalgamiento a escala regional a lo largo de fracturas extensionales (Winslow, 1983). Es así como la determinación de magnitudes más precisas en la región se puede lograr además con la cartografía detallada de estos diques, pues es claro que hay una buena relación entre la distribución areal y las estructuras de licuación y la correspondiente magnitud sísmica (eg: Papadopoulos y Lefkopoulos, 1993; Galli y Ferreli, 1995; Morner, 2003). El hecho de que las gravas estén siendo intruídas permite decir que muchas de las estructuras de licuación

presentes en el área son el producto de eventos sísmicos de magnitudes superiores a 7.5 (eg: Obermeier, 1996; Rodríguez Pascua, 1997), lo cual concuerda con varios de los desplazamientos medidos en los sectores de Tulúa y la Cantera El Vínculo.

CONCLUSIONES

Esta contribución presenta algunos de los últimos hallazgos en el pie de monte de la Cordillera Central, sectores de Sonso y Presidente, que corroboran la necesidad de continuar estudios aplicando diferentes técnicas para acercarse al conocimiento de la naturaleza sísmica de la región.

En los alrededores de Sonso, en la Cantera el Vínculo, y de Bugalagrande existen evidencias de una fase distensiva previa a la activación de la fase compresiva reciente. La fase distensiva fue coetánea con la acumulación de los sedimentos de la Formación La Paila y por eso puede ser datada como Miocena. La fase compresiva de edad Pliocena a reciente produjo inversión tectónica de estructuras previas y se manifiesta en la región con el crecimiento reciente de los anticlinales de Sonso y Andalucía.

Esta última fase de deformación se manifiesta en los retrocabalgamientos que afectan la Formación Zarzal en el sector de Presidente y depósitos holocenos en los sectores de Tulúa y Amaime. Las fallas son de vergencia este y se presentan en conjunción con estructuras producidas por licuación (diques clásticos intruyendo conglomerados a lo largo de retrocabalgamientos).

En la región de estudio se han registrado seis eventos paleosísmicos datados por radiocarbono en un período de 22.000 años. Por lo menos tres eventos con magnitudes Mw mayores de 7 y períodos de retorno entre 5000 y 6000 años. Los intervalos de recurrencia fueron calculados con base en la presencia de paleosuelos sobrecorridos por las fallas y en episodios de erodación del escarpe El Ahorcado determinados en la Trinchera realizada en el sector de Tuluá.

El gradiente del río Cauca muestra cuatro subcuencas diferentes desde Cali hasta Cartago. La subcuenca de la Saliente de Buga se caracteriza por el gradiente más alto. En este sitio, el río Cauca es empujado hacia el oeste. La sinuosidad del río Cauca se caracteriza por una serie de lagunas, la Laguna de Sonso es una de ellas. La buena correlación entre la sinuosidad y el gradiente sugieren que el piso del valle del Cauca está subsidiendo debido a la carga por escamas de cabalgamiento de la Saliente de Buga que avanzan hacia el oeste o hacia la cuenca.

AGRADECIMIENTOS

Parte de los resultados presentados en este artículo provienen de la tesis de Maestría de la primera autora que comenzó con la cooperación entre el Observatorio Sismológico del Sur Occidente de la Universidad del Valle, la Corporación OSSO, la Universidad Eafit y Colciencias (Proyecto 1106-05-10117). Agradecimientos especiales a la Universidad de Caldas y a Eduardo Carrillo por su revisión y valiosos comentarios.

REFERENCIAS

Alfonso, C.A., Sacks, P.E., Secor, D.T., Rine, J. y Pérez, V. 1994. A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4): 387-402.

Audemard, F.A. y De Santis, F. 1991. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, 44: 5-16.

Audemard, F.A. 2002. Ruptura de los grandes sismos históricos venezolanos de los siglos XIX y XX, revelados por la sismicidad instrumental contemporánea, XI Congreso Venezolano de Geofísica, Caracas. Resumen extendido en CD, Venezuela, pp. 8.

Audemard, F.A. 2003. Geomorphic and geologic evidence of ongoing uplift and deformation in the Merida Andes, Venezuela. *Quaternary International*, 101-102: 43-65.

Butler, K. y Schamel, S. 1988. Structure along the eastern margin of the Central Cordillera, Upper Magdalena Valley, Colombia. *Journal of South American Earth Science*, 1(1): 109-120.

Cardona, F.J. y Ortiz, M. 1994. Propuesta de definición de la Formación Pereira y su relación con la Formación Zarzal. Tesis de Pregrado, Universidad de Caldas.

Corredor, F. 2003. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of northwestern South America. *Tectonophysics*, 372(3-4): 147-166.

De Porta, J. 1974. Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (deuxième partie), Tertiaire et Quaternaire, V. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

Diederix, H., Gómez, H., Knobzi, J. y Singer, A. 1987. Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, Departamento del Tolima, Colombia, *Revista CIAF, Bogotá.*, pp. 242-252.

Ego, F., Sébrier, M. y Yepes, H. 1995. Is the Cauca – Patía and Romeral Fault System Left or Rightlateral? *Geophysical Research Letters*, 22(1): 33-36.

Galli, P. y Ferrelly, L. 1995. A methodological approach for historical liquefaction research. In: L. Serva y D.B. Slemmons (Editors), *Perspectives in paleoseismology*. Association of engineering geologists, Seattle, Washington, pp. 35-48.

Hall, M. y Wood, C.A. 1985. Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes. *Geology*, 13: 203-207.

Hanks, T.C. y Kanamori, H. 1979. *b* values and w^{-2} seismic source models: Implications for tectonic stress variations along active crustal fault zones and the estimation of high-frequency strong ground motion. *Journal of Geophysical Research*, 84: 2235-2242.

- Hooghiemstra, H. y Sarmiento, G. 1991. New long continental pollen record from a tropical Intermontane basin: Late Pliocene and Pleistocene history from a 540 m core. *Episodes*, 14: 107-115.
- James, M.E. 1985. Evidencia de colisión entre la miniplaca Bloque Andino y la Placa Norteamericana desde el Mioceno Medio. In: J.V. Wagner (Editor), VI Congreso Latinoamericano de Geología, Bogotá, pp. 58-75.
- López, M.C., Velásquez, A.A., Toro, G.E., Audemard, F.A., Meyer, H. y Hermelin, M. 2003a. Evidence of Holocene Compression in the Valle del Cauca, along the western foothills of the Central Cordillera of Colombia, The XVI INQUA Congress. *Shaping the earth. A Quaternary perspective. Perspectives in paleoseismology siglo XXI*, Reno, Nevada.
- López, M.C., Velásquez, A.A., Toro, G.E., Audemard, F.A., Meyer, H. y Hermelin, M. 2003b. Avances de las investigaciones paleosísmicas en el Valle del Cauca, IX Congreso Colombiano de Geología. *Conocer la tierra para un futuro mejor*, Medellín, Colombia.
- López, M.C., Audemard, F.A. y Velásquez, A.A. 2004. Compresión Holocena en el Valle del Cauca, Colombia, I Seminario Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología, Armenia, pp. 17.
- López, M.C., Audemard, F.A. y Velásquez, A.A. 2005. Evidencias Geomorfológicas y Estratigráficas de Compresión Holocena en el Valle del Cauca, Colombia, X Congreso Colombiano de Geología, pp. 12.
- López, M.C. y Moreno-Sánchez, M. 2005. Tectónica y Sedimentación en el Pie de monte Occidental de la Cordillera Central de Colombia, un ejemplo en la Cantera El Vínculo, X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, pp. 12.
- López, M.C. 2006. Análisis de deformación tectónica en los pie de montes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia - Contribuciones Paleosísmicas. Tesis de Maestría, Universidad Eafit, Medellín, 113 p.
- MacDonald, W.D., Estrada, J.J., Sierra, G.M. y Gonzales, H. 1996. Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes. *Tectonophysics*, 261: 277-289.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F. y Berg, E. 1976a. Dinámica del límite de placas activo en el SW de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofísicas. Proyecto Cooperativo Internacional Nariño. In: J.E. Ramirez y L.T. Aldrich (Editors), *La transición océano-continente en el suroeste de Colombia*. Instituto Geofísico - Universidad Javeriana, Bogotá, pp. 169-179.
- Meissner, R.O., Flueh, E.R., Stibane, F.R. y Berg, F. 1976b. Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements. *Tectonophysics*, 35: 115-136.
- Mejía, J. y Meyer, H. 2004. Modelo detallado preliminar de la sismicidad en el occidente de Colombia. In: G.Q.y.G. Geofísica (Editor), I Congreso Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología, Armenia, pp. 1-12.
- Meyer, H. y Mejía, J. 1995. On the convergence related faulting in the North Andean Block; new details from regional seismic observations. In: IASPEI (Editor), *Subduction zones: Structures, dynamics and magmatism*. International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, Thessaloniki - Greece.
- Michetti, A.M., Audemard, F.A. y Marco, S. 2005. Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses. *Tectonophysics*, 408 (1-4):3-21.
- Montes, C., Restrepo-Pace, P.A. y Hatcher Jr., R.D. 2003. Three dimensional structure and kinematics of the Piedras-Girardot fold belt: Surface expression of transpressional deformation in the northern Andes. In: C. Bartolini, R.T. Buffler y J.F. Blickwede (Editors), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist, pp. 849-873.
- Montes, N., Osorio, J.A., Velandia, F., Acosta, J. y Núñez, A. 2005a. Caracterización Sismogénica de la Falla Ibagué, Colombia, X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, pp. 10.
- Montes, N., Osorio, J.A., Velandia, F., Acosta, J., Nuñez, A., Audemard, F.A. y Diederix, H. 2005b. Evaluación Paleosísmica Los Gomos, Falla Ibagué, Colombia, X Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, pp. 10.

- Moreno-Sánchez, M. y Pardo-Trujillo, A. 2003. Stratigraphical and sedimentological constrains on western Colombia: implications on the evolution of the Caribbean Plate. In: C. Bartolini, R.T. Buffler y J.F. Blickwede (Editors), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologist, memoir 79, pp. 891-924.
- Morner, N.-A. 2003. Paleoseismicity of Sweden. JOFO Grafiska AB, Stockholm, 320 p.
- Murcia, A. 1982. El vulcanismo Plio-Cuaternario de Colombia. Depósitos piroclásticos asociados a mediciones isotópicas de Sr 87/Sr 86, Nd 143/Na 144 y O18 en las lavas de los volcanes Galeras, Puracé y Nevado del Ruiz, Publicaciones Geológicas Especiales. Ingeominas, Bogotá.
- NASA_Shuttle_Radar_Topography_Mission. 2000. The mission to map the world <http://www.jpl.nasa.gov/strm/strm/index.html>, Consultada en Julio de 2002.
- Neuwerth, R., Suter, F.S., Guzman, C.A. y Gorin, G.E. 2006. Soft-sediment deformation in a tectonically active area: The Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). *Sedimentary Geology*, 186: 67-88.
- Nivia, A., Galvis, N. y Maya, M. 1997. Mapa geológico de Colombia. Geología de la plancha 242-Zarzal. Escala 1:100.000. Memoria explicativa, Ingeominas, Bucaramanga.
- Nivia, A. 2001. Mapa Geológico del Departamento del Valle, Ingeominas, Cali.
- Obermeier, S.F. 1996. Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. In: J.P. McCalpin (Editor), *Paleoseismology*. Academic Press, pp. 331-396.
- Ollarves, R., Audemard, F.A. y López, M.C. 2006. Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 145: 81-103.
- Ollarves, R., Audemard, F.A. y Lopez, M.C. 2007. Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia. In: E. Latrubesse (Editor), *Tropical Geomorphology. Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*. Gebr. Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Science Publishers, Stuttgart, pp. 81-103.
- Page, W.D. 1986. Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia. Woodward-Clyde Consultants, ISA, Integral, Medellín, 156 pp.
- Papadopoulos, G.A. y Lefkopoulos, G. 1993. Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bulletin Seismological Society of America*, 83(3): 925-938.
- Pardo-Trujillo, A., Moreno-Sánchez, M. y Gomez-Cruz, A.d.J. 1994. Evidencias de actividad neotectónica en la carretera Cartago-Ansermanuevo (Valle del Cauca, Colombia), III Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, Armenia, Colombia, pp. 181-191.
- Paris, G., Machette, M., Dart, R. y Haller, K. 2000. Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia its offshore regions. USGS open-file report 00-0284. Map at 2,500,000 scale and report, 66 pp. USGS.
- Pennington, W.D. 1981. Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 85(B11): 753-770.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A.T. Filho y D.d.A. Campos (Editors), *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 635-685.
- Rodriguez Pascua, M.A. 1997. Paleosismicidad en emplazamientos nucleares. Consejo de Seguridad Nuclear, Madrid, 286 pp.
- Schumm, S.A., Dumont, J.F. y Holbrook, J.M. 2002. *Active tectonics and alluvial rivers*. University Press, Cambridge, 276 pp.

- Seilacher, A. 1969. Fault graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Seilacher, A. 1990. Events and their signatures - an overview. In: G. Einsele, W. Ricken y A. Seilacher (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 221-226.
- Serva, L. y Slemmons, D.B. (Editors) 1995. *Perspectives in paleoseismology*. Association of engineering geologist, Special publication No. 6. Peanut Butter Publishing, Seattle, Washington, 139 pp.
- Slemmons, D.B. 1977. State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States: faults and earthquake magnitude. S-73-1, 6, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Soils And Pavements Laboratory, Vicksburg, Mississippi.
- Suter, F. 2003. Geologie de la region de Playa Azul, partie occidentale distale du fan fluvio-volcanique du Quindío (Serranía de Santa Barbara, Quindío et Valle del Cauca, Colombie). Tesis Licencié ès Sciences de la Terre, Université de Genève, Genève, 121 p.
- Suter, F., Neuwerth, R., Gorin, G. y Guzman, C. 2008a. (Plio-) Pleistocene alluvial-lacustrine basin infill evolution in a strike-slip active zone (Northern Andes, Western-Central Cordilleras, Colombia). *Geological Acta*, 6(2): 1-19.
- Suter, F., Sartori, M., Neuwerth, R. y Gorin, G. 2008b. Structural imprints at the front of the Chocó-Panamá indenter: Fiel data from the North Cauca alley Basin, Central Colombia. *Tectonophysics*.
- Taboada, A., A., R.L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Phillipe, H., Bijwaard, H., Olaya, J. y Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19: 787-813.
- Toussaint, J.F. y Restrepo, J.J. 1987. Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5°N y 8°N. *Revista Geológica de Chile*, 31: 95-100.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. y Mora, H.P. 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 157-171.
- Van der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maastrichtense continentales y tectonogénesis de los Andes Colombianos. *Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional*, 6(1-3): 67-128.
- Van der Hammen, T. y Hooghiemstra, H. 1997. Chronostratigraphy and correlation of Pliocene and Quaternary of Colombia. *Quaternary International*, 40: 81-91.
- Van Houten, F.B. y Travis, R.B.V. 1968. Cenozoic deposits, Upper Magdalena Valley, Colombia. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52(4): 675-702.
- Vergara, H. 1988. Rasgos neotectónicos en el Noreste del Departamento del Tolima. *Boletín Geológico*, 30(1): 21-42.
- Winslow, M.A. 1983. Clastic dike swarms and the structural evolution of the foreland fold and thrust belt of the southern Andes. *Geological Society of American Bulletin*, 94: 1073-1080.
- Woodward-Clyde Consultants. 1983a. *Geología Sísmica y Sismicidad del Noroccidente de Colombia*. Informe preparado para Integral Ltda, Medellín, 116 pp.
- Woodward-Clyde Consultants. 1983b. *Seismic hazard evaluation Calima III proyect*. Consorcio Integral - Planes, Ltda. Ingenieros Consultores. Corporación Autónoma Regional del Cauca (C.V.C.), Cali, 116 pp.

Trabajo recibido: Noviembre 19 de 2008

Trabajo aceptado: Abril 22 de 2009