ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN EL PIEDEMONTE DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA -CONTRIBUCIONES PALEOSÍSMICAS



Trabajo de grado para optar al titulo de Maestría en Ciencias de la Tierra

Corporación OSSO

Directores: Prof. Franck A. Audemard Prof. Gloria Elena Toro

UNIVERSIDAD EAFIT Programa de GEOLOGÍA

> Agosto de 2006 / Medellín

ANÁLISIS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN LOS PIEDEMONTES DE LAS CORDILLERAS CENTRAL Y OCCIDENTAL, VALLE DEL CAUCA, COLOMBIA - CONTRIBUCIONES PALEOSÍSMICAS

Trabajo de grado para optar al título de Maestría en Ciencias de la Tierra

Por:

MYRIAM CARLOTA LÓPEZ CARDONA

Directores:

PROF. FRANCK A. AUDEMARD PROF. GLORIA ELENA TORO

> **UNIVERSIDAD EAFIT** Programa de GEOLOGÍA

> > Medellín Agosto de 2006

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de grado se llevó a cabo en el marco del proyecto de investigación "Hacia un modelo de la sismicidad del Sur-Occidente Colombiano: investigaciones paleosísmicas en la región del Valle del Cauca", COLCIENCIAS (Código 1106-05-10117), en el cual participaron el Observatorio Sismológico del Sur occidente-OSSO- de la Universidad del Valle, la Corporación OSSO, la Universidad EAFIT y la Fundación Venezolana de Investigaciones Sismológicas – FUNVISIS. Gracias a las personas que forman parte de estas instituciones:

COLCIENCIAS financió parte de mi matrícula en la Universidad Eafit.

De manera muy especial agradezco a la Corporación OSSO por el respaldo institucional. El profesor Hansjürgen Meyer, director ejecutivo e investigador principal del OSSO lo hizo posible.

El Profesor Franck A. Audemard, jefe del departamento de Ciencias de la Tierra de FUNVISIS y profesor de la Universidad Central de Venezuela; durante sus asesorías en Colombia, en el trabajo de oficina y de campo incansable y generoso pedagogo, siempre dispuesto a la discusión crítica y divertida!; es director principal de este trabajo de grado en el tema de la paleosismicidad

La profesora Gloria Elena Toro, también directora de este trabajo en temas de geocronología y estratigrafía y el profesor Michel Hermelín, asesor del proyecto, ambos de la Universidad EAFIT. Su constante interés en el Cuaternario de Colombia, generó el espacio para los estudios de maestría.

El profesor Andrés Velásquez, director del OSSO y profesor de la Universidad del Valle, sostuvo las riendas del proyecto.

Siempre estaré en deuda con Gloria y Doña Geno por la hospitalidad que tuvieron con migo cuando llegué a Medellín.

Por último y no por eso menos importante, mis agradecimientos van para mi amigo de siempre, colega y esposo Mario Moreno-Sánchez. Las discusiones que tuvimos sobre este tema fueron muy importantes... al menos para mí!. Mario puso el arte en los dibujos que presento en este documento.

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia – Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT

...Confiamos en que la mente estará limitada por una realidad externa genuina; esta realidad, a su vez, debe ser dirigida al cerebro por nuestros sentidos, igualmente imperfectos, todos remendados, aparejados provisionalmente entre sí por este proceso enloquecedoramente complejo que llamamos evolución. - Stephen Jay Gould (1997), Caracoles siniestros y mentes rectas, p. 227-

TABLA DE CONTENIDO

R	ESU	MEN		i
1		INTRO	DUCCIÓN	1
	1.1	Objetive	general	2
	1.2	Objetivo	s específicos	3
	1.3	Localiza	ción	3
2		ANTEC	EDENTES	5
	2.1	Neotectá	onica y geología del Cuaternario	5
	2.2	Sismicid	ad	6
	2 2	.2.1 H .2.2 H	Registro Instrumental Registro macrosísmico – Efectos sismogeológicos	6
3		GEOTE	CTÓNICA	10
	3.1	El grabe	n interandino o foso del Cauca	11
	3.2	Geología	a de la región de estudio	12
	3	.2.1 I	Estratigrafía	12
		3.2.1.1	Unidades de la Cordillera Central	
		<i>3.2.1.2</i> <i>3.2.1.3</i>	Unidades cenozoicas del piedemonte occidental de la Cordillera Cent	
	3	.2.2 I	Estructuras paralelas a las cordilleras	16
		3.2.2.1	Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NS	17
	3	.2.3 I	Estructuras transversales a las cordilleras	20
	-	3.2.3.1	Sistema ENE	20
		3.2.3.2	Reportes de actividad reciente del sistema de fallas ENE	
		3.2.3.3	Estructuras NW	21
		3.2.3.4	Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NW	21

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia – Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT

4	MAR	CO TEÓRICO Y METODOLOGÍA	
5	EVID	ENCIAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA EN LA REGIÓN DE I	ESTUDIO 26
	5.1 Rasgo	s geomorfológicos y estratigráficos Cordillera Central	
	5.1.1	Sector río Bugalagrande	
	5.1.2	Sector Tuluá	
	5.1.3	Sector Sonso	46
	5.1.4	Sector Amaime	
	5.2 Mode	lo estructural propuesto para la cordillera central	64
	5.2.1	Sistema de cabalgamiento NS	64
	5.2.1.	1 Crecimiento activo de pliegues preexistentes	64
	5.2.1.	2 Escarpe de flexura	67
	5.2.1.	<i>3 Variaciones en el comportamiento del drenaje</i>	
	5.2.2	Conexión con el sistema transpresivo ENE	
	5.2.3	Espacios de acomodación	70
	5.2.4	Interacción de estructuras: rampas laterales y segmentación	70
	5.3 Rasgo	s Geomorfológicos y estratigráficos Cordillera Occidental	73
	5.4 evider	ncias de deformación tectónica en el valle del río Cauca	81
	5.5 Datos	geocronológicos	
6	CON	CLUSIONES Y DISCUSIÓN	87
	6.1 Estilo	estructural regional	
	6.2 relació	ones de las fallas con los esfuerzos principales	
	6.3 Amen	aza Sísmica	94
R	ECOMEN	VDACIONES	
R	EFEREN	CIAS	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localización de la región de estudio. Arriba izquierda mapa geotectónico de Colombia y medidas geodésicas de desplazamiento senso Trenkamp et al. (2002). 1: Abanico del Quindío; 2: Abanico de Ibagué; 3: Abanico de Tuluá. El modelo digital del terreno se realizo a partir de datos del STRM utilizando los programas 3dem y Surfer.	4
Figura 2. La sismicidad superficial (cuadros pequeños rojos) registrada por la Red Sismológica del SurOccidente en el piedemonte de las cordilleras, delimita dos segmentos del sistema de fallas del Cauca. El segmento Cauca-Cali y el segmento Cauca-Norte del Valle. Los nidos de sismicidad al norte de Cali son generados en canteras (Tomada de Meyer et al., 2004).	7
Figura 3. Geología de la región de estudio. Tomada y modificada de Nivia (2001)	14
Figura 4. Esquema de la distribución de unidades litológicas y sistemas de fallamiento en la Cordillera Central. Al occidente del río Cauca la Falla Cauca también conocida como Cauca-Patía, al oriente del río Cauca las fallas Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao y San Jerónimo paralelas a la Cordillera conforman el conjunto de fallas al que muchos autores se refieren como Sistema de Fallas de Romeral.	18
Figura 5. Escala de tiempo donde se limitan las observaciones de terremotos (redibujada de tomada de www\\Imagenes\timescl2.GIF, consultada en Agosto de 2002).	23
Figura 6. El piedemonte occidental de la Cordillera Central esta conformado por una superficie de aplanamiento levantada, una zona de colinas bajas y la llanura aluvial reciente. Modelo de elevación del terreno generado mediante el programa Surfer® a partir de curvas de nivel cada 25 m (plano digital de la CVC).	27
Figura 7. Modelo de elevación digital del terreno (realizado a partir de datos del STRM) de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá vistos desde el sur. En líneas punteadas los lineamientos mas destacados en esta proyección. Las fallas inversas no fueron trazadas en planta, pero se pueden observar en la Figura 18. Con números encerrados en círculos las localidades mencionadas en este trabajo. El relieve está exagerado 15 veces.	29
Figura 8. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande. Anticlinal de	

Figura 8. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande. Anticlinal de Andalucía y depósitos cuaternarios. Vista hacia el sur desde la carretera a Galicia. Abajo dibujo esquemático interpretativo que muestra las estructuras geológicas

principales y la ubicación de las secciones detalladas en las figuras 9 y 10. Dibujó Mario Moreno-Sánchez	0
Figura 9. Detalle de la Figura 8. Ts representan superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad esta cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios, sin discriminar en el esquema. Qs, en amarillo, corresponde a la superficie más conspicua del Cuaternario en el área (La Llanada) con inclinación hacia el este. Dibujó Mario Moreno-Sánchez	1
Figura 10. Detalle de la Figura 8. Ts representa superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad aflora en la parte alta de la vertiente del Río Bugalagrande y está cubierta en la parte baja por depósitos cuaternarios que conforman diferentes niveles de terrazas, siendo Qt6 la más antigua y Qt1 la más reciente. Qs corresponde a la superficie de La Llanada. Las terrazas Qt6 inclinadas suavemente hacia el oeste, representan remanentes de la erosión de Qs. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.	2
Figura 11. Fallas observadas sobre la carretera que conduce de Bugalagrande a Galicia. Arriba, DEM del sector Bugalagrande-La Llanada-Galicia donde se resaltan estructuras ENE. Los puntos 1, 2 y 3 corresponden a mediciones de planos de falla. Inferior izquierda, falla de ángulo alto con desplazamiento en el sentido del buzamiento tomado en el punto 3. Inferior derecha, falla de rumbo tomada en el punto 1. En el punto 4 se midió plano de falla relacionado con grieta en eje anticlinal	3
Figura 12. Mapa geomorfológico y estructural del sector de Tuluá. Abombamientos: 1) Río Morales, 2) El Ahorcado, 3) Sur Río Tuluá 4) Frente Picacho. Trincheras: A) "Carreteable Oreja Norte", B) "Cara Norte Oreja", C) "Cara Sur Oreja", D) "Variante Tuluá-N", E) "Variante Tuluá-S", E) "El Ahorcado", F) "Sur Río Tuluá"	5
Figura 13. Arriba, esquema de localización de afloramientos del Sector Tuluá con los retrocabalgamientos identificados y representados en proyección estereográfica de las principales fallas observadas. Abajo, dibujo de la Variante Tuluá vista desde el este que corta el abombamiento de la terraza del río Morales. En el talud norte de la vía es evidente una falla de vergencia al oeste. A, B, C, D y E nomenclatura de la Figura 12.	6
Figura 14. Exposición de afloramiento Carreteable Oreja Norte. Arriba izquierda vista desde el norte donde resalta la falla de vergencia este desplazando el nivel de gravas que suprayace en discordancia unidades de la Formación La Paila. Arriba derecha detalle del mismo plano de falla cortando la secuencia de sedimentos finos del Cuaternario y sobrecorriendo un paleosuelo (en color mas oscuro ubicado debajo de la escala de madera que mide 1m). En la fotografía inferior izquierda el mismo sector alejado. En la derecha se resaltan los niveles de arenas, cenizas y el paleosuelo sobrecorrido.	7

Figura 15. Afloramiento Cara Norte Oreja. Arriba y centro, Aspecto morfológico del escarpe y secuencia de fallas imbricadas (desde 1 hasta 9) que emergen a través de planos estratificación de la Formación La Paila (Tp) hasta alcanzar el horizonte de gravas (Cg) del Cuaternario. P: paleosuelo en cuña coluvial. Abajo, detalles del sitio donde se dató un paleosuelo (P), (i) estructuras de inyección. Los números dentro de las proyecciones estereográficas corresponden a los datos consecutivos de fallas.	38
Figura 16. Afloramiento "Cara Sur Oreja", El nivel "guía" de gravas (Cg) que suprayace en discordancia las unidades de la Formación La Paila (Tp) es desplazado por fallas inversas de vergencia al este. En este sitio resalta el plegamiento de las unidades de la Formación La Paila y la concordancia de la topografía actual con la estructura. Corte N80W.	39
Figura 17. Afloramiento "Variante Tuluá". Arriba, las fotografías tomadas en el talud sur de la vía son continuas, ortogonales al talud y con mínimo traslape. En los esquemas se resalta el crecimiento progresivo de fallas de vergencia este, el engrosamiento de la capa Csp en el pie de la falla y el adelgazamiento en el eje de la charnela o en el bloque colgante. Abajo, un poco mas al este de las anteriores la capa Csp se adelgaza en forma de cuña bajo Csm.	40
Figura 18. Afloramiento Variante Tuluá. El nivel de gravas suprayace en discordancia las unidades del Neógeno y es afectado por fallas inversas de vergencia este que emergen en secuencia desde 1 hacia 4 a través de planos de estratificación de la Formación La Paila. (P) paleosuelo sobrecorrido por la falla. La fotografía superior fué tomada antes de limpiar el afloramiento. La escala mide un metro.	41
Figura 19. Afloramiento "Variante Tuluá-N". Corte en la cara norte de la vía. Una falla de dirección general NS y vergencia al oeste emerge plegando los depósitos superficiales, desplaza el nivel de gravas guía y se propaga hacia las capas de arenas (Csp, Csm). El horizonte Csp es engrosado en el seno del pliegue y delgado en la charnela.	42
Figura 20. Arriba: Expresión morfológica del escarpe El Ahorcado. Abajo izquierda, trinchera excavada en dirección oeste - este para una acometida de servicios públicos; al fondo la 14 de Tuluá; sobre el extremo este en la cara norte se documentó la cuña coluvial. Abajo derecha, con tachuelas de colores señalados los diferentes horizontes de la cuña coluvial.	43
Figura 21. Trinchera <i>El Ahorcado</i> . En el piso de la trinchera el horizonte Gc representa el tope de la terraza. El paleosuelo P1 postdata la terraza. Ga, Agr y Agu representan episodios de coluviación del escarpe. El paleosuelo P2 con una edad anterior que el paleosuelo P1 al igual que el paleosuelo P4 mas antiguo que el Paleosuelo P3 y P5 mas antiguo que los anteriores indican un retrabajamiento progresivo del escarpe concomitante con episodios de crecimiento del mismo. El	
pareosuero no representa el inicio de formación del suero actual.	44

Figura 22. Escarpe <i>Sur Río Tuluá</i> . Arriba emergencia de falla inversa de vergencia oeste. En el dibujo interpretativo se muestra una falla de vergencia al este. El conjunto de ambas estructuras forma la colina de presión. En las figuras de abajo un detalle de la falla 1 donde se muestran pliegues de arrastre que confirman el carácter inverso de esta estructura. A la derecha un pop-up de escala centimétrica formado al parecer en un paleosuelo.	45
Figura 23. Sector Saliente de Buga. Arriba a la izquierda, mosaico fotográfico tomado en dirección norte sobre el eje del Anticlinal de Sonso. Arriba derecha, dibujo esquemático del Anticlinal de Sonso con las fallas principales. El anticlinal es asimétrico con vergencia al oeste; las fallas inversas se sitúan paralelas al rumbo y hacia los flancos de la estructura, las fallas normales se encuentran en la zona de mayor estiramiento sobre la charnela. Izquierda, modelo STRM de la Saliente de Buga donde se ubica la Cantera El Vínculo. En este modelo se trazaron las estructuras mas regionales.	47
Figura 24. Arriba, mapa topográfico del extremo sur de la Saliente de Buga. En el recuadro se muestra la ubicación de la Cantera El Vínculo. En el centro, flanco oeste del Anticlinal de Sonso cortado por los trabajos de la Cantera El Vínculo. Abajo, terminación sur del Anticlinal de Sonso vista desde la carretera Palmira-Buga.	48
Figura 25. Perfiles topográficos en dirección este-oeste, elaborados con datos del STRM, tomados en el piedemonte occidental de la Cordillera Central entre el Sur de la población de Sonso y Buga. El Anticlinal de Sonso es una estructura que gradualmente incrementa su expresión de sur a norte. La estructura culmina al este de la población de Buga, donde se ven por lo menos tres niveles de terrazas que se desarrollan sobre el anticlinal. Los abanicos aluviales recientes al sur de Buga se han depositado atrás de esta estructura.	49
Figura 26. Localización de las fallas reconocidas en la Cantera El Vínculo representadas con sus proyecciones estereográficas individuales. Arriba, a la derecha: proyecciones totales. Los números son consecutivos de las fallas.	50
Figura 27. Arriba, Anticlinal de Sonso tal como aparece en la cantera El Vinculo. Abajo, detalle del sector señalado en el recuadro arriba. Se resalta la posición de las fallas normales con respecto a la flexura principal del anticlinal. Las fallas inversas están distribuidas a través de toda la estructura. También son notorias las superficies de orden 7 y 8 (números encerrados en circulo) que fosilizan algunas fallas y pliegues.	51
Figura 28. Detalle de la Figura 27 en el costado este de la Cantera El Vinculo. Plegamiento monoclinal. Las lodolitas y arenitas (Tp4 a Tp8) aparecen en discordancia en el flanco hundido de la estructura. A la derecha de la fotografía las secuencias son paraconformes, por tanto la superficie generada podría corresponder a un orden 7 o mayor. Asociado al plegamiento existen una serie de fallas menores principalmente inversas (números 1 a 7).	52

Figura 29. Retrocabalgamiento Sonso (datos de falla 19 y 21). Tpc y Tpa corresponden a sedimentos de la Formación La Paila. Hacia la base niveles de areniscas de color pardo (naranja en el esquema de abajo) suprayacidos por niveles de gravas (Tpc) estratificadas con estructuras de erosión en la base. El desplazamiento neto es cercano a los 3 metros.	53
Figura 30. Arriba, fotografía de la falla normal reactivada como falla inversa. Abajo, dibujo interpretativo. En la parte inferior de la falla el desplazamiento de niveles de la Formación La Paila (Tp1 y Tp2) aparece como normal mientras que en la parte superior el desplazamiento de los niveles de caliche indican que el fallamiento más reciente es inverso. El nivel de gravas cuaternario (Qs) al parecer no está afectado, sin embargo los niveles Qs (?) si lo están.	54
Figura 31. Arriba derecha, Retrocabalgamiento Sonso correspondiente al dato de falla 18. Abajo derecha, dibujo interpretativo de la esta falla inversa con vergencia al este afectando rocas de la Formación La Paila (Tp) y depósitos cuaternarios (Qc) . Izquierda fotografía del plano con estrías en el que sobresalen guijos de cuarzo con "sombras" de arcilla tal como se ilustra en el esquema de la izquierda inferior; las flechas indican el sentido del movimiento.	55
Figura 32. Pequeño graben formado entre las fallas normales 12 y 13. La falla 13 es fosilizada por una superficie de erosión más antigua. La falla 12 es más reciente que la superficie de erosión. Esto sugiere que el graben fue formado durante dos fases diferentes de actividad tectónica. Originalmente esta estructura comenzó como un semigraben. La superficie visible en la parte superior de la fotografía corresponde a un terraplén dejado por los trabajos de la cantera, que aprovecharon una capa de arcillolitas cuya base coincide con una superficie límite de orden 7 (numero encerrado en circulo).	56
Figura 33. Detalle de la Figura 27 extremo occidental de la cantera El Vinculo. Aquí se observa una suave discordancia entre depósitos de gravas de canales fluviales y depósitos mas finos originados en llanuras de inundación. La superficie límite es de orden 7 o mayor.	57
Figura 34. Arriba fotografía del retrocabalgamiento Sonso. Abajo esquema interpretativo de la estructura. Resalta la discordancia angular entre las capas de la Formación La Paila (Tp) inclinadas suavemente hacia el oeste y los depósitos cuaternarios suprayacentes (Qs). El estereograma corresponde al dato 22 en la Figura 26. Para la escala utilice las huellas de vehículos.	58
Figura 35. Modelos de elevación digital del terreno del sector Sonso-Amaime realizados a partir de datos de STRM. Se resaltan los escarpes que componen la rampa lateral del sistema cabalgante frontal. Escarpes Quebrada Honda y La Novillera. Arriba el relieve está exagerado 5 veces y abajo 10 veces.	60
Figura 36. Mapa topográfico con la localización de las trincheras de Woodward- Clyde y de los escarpes La Novillera, Quebrada Honda, Venecia y Potrerillo	61

Figura 37. Trinchera Venecia. El registro fue tomado, modificado y reinterpretado de Woodard Clyde (1983). Estos autores identificaron el paleosuelo (2) y el suelo actual (s) plegados, con una edad 14C 6.320 años y 2000 años respectivamente. El suelo actual tendría una separación vertical de 1 m con relación a la base del escarpe mas bajo. El plegamiento fue generado por dos fallas inversas de vergencia oeste. El desplazamiento medido sobre el buzamiento de la falla, sería de 2 m.	62
Figura 38. Trinchera Piedechinche. Modificada de WCC (1983). Falla inversa de vergencia oeste.	63
Figura 39. Principales superficies geomorfológicas y estructurales del sector Bugalagrande - Tuluá. Trazadas sobre un modelo de sombras realizado a partir de curvas cada 25m. En la zona de colinas bajas, SL representa la superficie inclinada La Llanada. AA' es la sección presentada en la Figura 40.	65
Figura 40. Corte AA' en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tulua en el Sur. Resalta el anticlinal en la superficie de aplanamiento; en lineas punteadas se representa la superficie original del terreno. Relacionadas con el núcleo de este anticlinal se encuentran las terrazas documentadas en el rio Bugalagrande. Notese el desarrollo de cuencas piggy-back donde se depositan los sedimentos del Cuaternario que se desprenden del frente montañoso principal. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal. Perfil topográfico realizado a partir de curvas de nivel cada 25 m del plano digital de la CVC. Ver Figura 39 para la localización del corte.	66
Figura 41. Arriba, esquema simplificado del escarpe de flexura del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representado en el flanco oeste del Anticlinal de Andalucía (no a escala). Se sugiere que el plegamiento de los depósitos cuaternarios (Qs) ha ocurrido por la emergencia de fallas aprovechando los planos de estratificación de las unidades infrayacentes (Tp). Abajo, fotografía y esquema del eje del Anticlinal de Andalucía visto desde el Sur.	69
Figura 42 Esquema que muestra la relación entre el sistema compresivo NNE y el sistema ENE transpresivo dextral. Tuluá se encuentra en un relevo compresivo izquierdo del sistema ENE dextral que corresponde a la cizalla principal generada por un esfuerzo principal dirigido ENE. El sistema transcurrente NNE se comporta como un sistema riedel dextral a lo largo del cual se generan zonas de hundimiento como en San Marcos y de levantamiento como en Cali.	71
Figura 43. En la imagen sobresale el Piedemonte oriental de la Cordillera Occidental controlado por una falla con trazo muy recto en sentido NNE. El control estructural de este rasgo se obtuvo en la Variante San Marcos Figura 48. Modelo de elevación del terreno realizado a partir de datos del STRM.	74

Figura 44. Mosaicos fotográficos y esquemas interpretativos del corte de la carretera Cartago-Ansermanuevo en cercanías del puente sobre el río Cauca. El mosaico

inferior fue invertido digitalmente para compararlo con el mosaico superior, tomado en el flanco opuesto de la carretera, visto en su posición normal. Un graben amplio y un horst angosto se pueden seguir en los dos flancos. los números señalan sitios de medición estructural, las letras representan niveles de la secuencia estratigráfica (A: mas antiguo, F: mas reciente). Las fotografías fueron proporcionadas por Mario Moreno-Sánchez y la interpretación se basa en Pardo-Trujillo et al. (1994). Redibujado para este trabajo.	75
Figura 45. Ejemplo de deformación plástica en afloramientos de la carretera Panorama entre Asermanuevo y la Unión. Las arenitas conglomeráticas (Ac) son el sustrato rígido sobre el que depósitos más finos sufrieron licuación (Lc) y a su vez los que se hallan sobre estos se fallaron.	76
Figura 46. Arriba, fotografía de un afloramiento característico de la Formación Zarzal sobre la carretera Cartago-Ansermanuevo. Una falla normal afecta estos depósitos. Abajo, esquema interpretativo de la inversión de relieve de las gravas (Cg) que suprayacen la Formación Zarzal (Tpz).	77
Figura 47. Trinchera Loboguerrero. Redibujada de Woodward-Clyde (1983). Flor negativa donde la falla principal en el centro de la trinchera, es de rumbo. Fallas en proyección equiangular. Los números dentro de las proyecciones equiangulares corresponden a los consecutivos de fallas.	
Figura 48. Arriba, mosaico fotográfico de las rocas expuestas (basaltos) en el flanco este de la Variante San Marcos, en la carretera que conduce de Yumbo a Media Canoa, en el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental. Arriba del vehículo existe una cuña coluvial que se relaciona al fallamiento. Abajo izquierda, detalle de estrías de rumbo sobre una de las fallas vistas en el afloramiento. Abajo derecha, esquema de la Variante con las proyecciones estereográficas de las fallas existentes a lo largo de este corte.	79
Figura 49. Abanico fósil de Cali afectado por fallamiento. Fotografía superior, capas de cenizas falladas en el sitio 1 señalado sobre el modelo de sombras. Fotografía inferior, flujo de detritos fallado en el sitio 2 señalado sobre el modelo de sombras. En el Corte A-B en sentido N40W se resaltan los depósitos del abanico en discordancia sobre la Formación Volcánica.	80
Figura 50. Perfiles topográficos este - oeste del valle del río Cauca a las latitudes de Buga y Cali. El mayor estrangulamiento del valle esta relacionado con la saliente de Buga. El Río Cauca se mantiene en general recostado contra el piedemonte de la Cordillera Occidental. Perfiles realizados a partir de datos del SRTM.	82
Figura 51. Perfil topográfico longitudinal (datos del STRM cada 100 metros) de sur a norte del valle del Río Cauca. En él se han separado tres sectores de acuerdo con las variaciones en el gradiente: en el sur y en el norte, las subcuencas de Cali y Cartago con pendiente regional entre 0.00026 y 0.00022 respectivamente; en el centro La Saliente de Buga con marcadas variaciones en el gradiente. Para cada sección ha sido	

trazada la curva de regresión, con diferentes puntos de origen (los valores de intercepto son relativos). Punto de inicio (A): 3.4276 Latitud, -76.5323 Longitud; Punto final (B): 4.8667 Latitud, -75.9231 Longitud. n' y n indican el desnivel máximo y mínimo del Río Cauca en el sector de la laguna de Sonso. Abajo vista en planta de la sección dibujada arriba.	83
Figura 52. Arriba, gráfica de índice de sinuosidad del Río Cauca entre Cali y Cartago. El máximo de sinuosidad (2.47) se alcanza en el sector de la Saliente de Buga. Los valores promedio de sinuosidad en los sectores de Cali, Saliente de Buga, y Cartago se trazaron con lineas punteadas. Abajo, esquema en planta del Río Cauca con segmentos de 10 km utilizados para el cálculo de sinuosidad.	84
Figura 53. Localización de la estructura principal que conforma la zona de compresión Holocena documentada en este estudio en la "Saliente de Buga" entre Bugalagrande y Amaime. El mapa geológico es adaptado y modificado de Ingeominas (1988) y los desplazamientos de fallas son tomados de Woodward-Clyde (1983) y Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2002), modificados de Paris et al. (2000), Nivia (2001). La sección geológica se presenta en la Figura 54. Las direcciones principales de esfuerzos se basan en datos de este trabajo.	88
Figura 54. 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 este modelo. La sección se ubica en la Figura 53	90
Figura 55. Esquema a escala con los resultados paleosísmicos. Las evidencias geomorfológicas, estratigráficas, cinemáticas y las dataciones permiten definir el segmento del frente de cabalgamiento.	92
Figura 56. Esquema que muestra la relación entre el sistema compresivo NNE, el sistema ENE transpresivo dextral y el sistema NNE que se comporta como un sistema riedel dextral a lo largo del cual se generan zonas de hundimiento como en San Marcos y de levantamiento como en Cali.	93

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Clasificación de rasgos paleosísmicos, expresiones geomorfológicas y estratigráficas (Tomada de McCalpin, 1996).	25
Tabla 2. Desplazamientos de fallas datados por radiocarbono (edades reportadas por los laboratorios GEOCHRON)	85
Tabla 3. Parámetros de la fuente del frente de cabalgamiento del piedemonte occidental de la Cordillera Central en la Saliente de Buga.	97

ANEXOS

ANEXO 1

METODOLOGÍA: AMPLIACIÓN DE CONCEPTOS

ANEXO 2

El registro geomorfológico de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia: Detalle

ANEXO 3

El registro estratigráfico de deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca, Colombia : Detalle

ANEXO 4

RELACIONES DE LAS FALLAS CON LOS ESFUERZOS PRINCIPALES: DIEDRO RECTO

ANEXO 5

CUANTIFICAR EL TERREMOTO: MAGNITUDES

RESUMEN

Las expresiones geomorfológicas regionales de deformación tectónica reciente en el valle del Cauca se revelan en el plegamiento de las unidades del Neógeno, en los sistemas de fallas paralelos y transversales a los orógenos, así como en la forma del valle aluvial del río Cauca el cual es estrangulado por una saliente de la Cordillera Central denominada en este trabajo La Saliente de Buga. Los resultados de este estudio muestran que esta saliente corresponde a una zona de compresión Holocena ubicada en la terminación occidental del sistema de fallas ENE, un sistema transpresivo dextral.

Con evidencias geomorfológicas, estratigráficas, cinemáticas y edades ¹⁴C se comprueba que el piedemonte occidental de la Cordillera Central se ha desarrollado como consecuencia del avance progresivo de un sistema de fallas de cabalgamiento de vergencia oeste. Se infiere que estas fallas, en profundidad, se están propagando a través del Cinturón de Cabalgamiento Plegado del Terciario documentado con sísmica de reflexión por Alfonso et al. (1994), pero que hacia la cuenca se comporta como una piel delgada y hacia el orógeno como una piel gruesa. 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 (ej. Meissner *et al.* 1973) (Figura 64). 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.

El sistema compresivo forma en conjunto un escarpe de flexura con cara hacia el oeste que geomorfológicamente se manifiesta por una serie de escarpes, terrazas, pliegues y cuencas piggy-back que están asociados a la propagación de fallas sintéticas de vergencia oeste y sus antitéticas de vergencia este. La actividad Holocena de este sistema compresivo, así como las evidencias de levantamiento cosísmico se sustentan con: 1) dataciones de paleosuelos relacionados directamente con la emergencia de las fallas de cabalgamiento; 2) evidencias de depositación controlada tectónicamente, como discordancias angulares y paraconforminades; 3) variaciones en la topografía del valle y en el comportamiento del río Cauca dadas por una zona de hundimiento y máxima sinuosidad del río, así como una laguna activa justo en el sitio de máximo empuje en la Saliente de Buga; 4) ruptura de abanicos aluviales recientes; 5) terrazas erosivas generadas por cambios en el nivel base local debidos al crecimiento activo de pliegues.

La cinemática identificada en los diferentes sitios a lo largo del valle indica que hay una compresión dirigida E-W a la latitud de Tuluá y NW-SE en la Saliente de Sonso. Se sugiere que las fallas NW con componente normal identificadas en la cantera El Vínculo y los abombamientos del terreno de dirección NW comprendidos entre Amaime y Sonso podrían estar relacionados por medio de una inversión tectónica. Esto además estaría indicado por la falla inversa documentada en la Trinchera Piedechinche. A nivel regional los lineamientos

NW tienen una expresión conspicua en imágenes de satélite atravezando la Cordillera Central. Estas estructuras al parecer se corresponden con aquellas descritas como fracturas de tensión por Hall y Wood (1985). Se propone que en la fase de deformación actual esas estructuras están siendo reactivadas y más que presentar desplazamientos sinestrales, se comportan como rampas laterales del sistema de cabalgamiento frontal. En muchos sitos éstas estructuras aparecen cubiertas por depósitos cuaternarios y en algunos sectores los cortan. Posiblemente actuaron como un sistema riedel dextral que hoy induce un desplazamiento sinestral aparente del sistema NS.

Los rasgos observados en el flanco oeste del valle del río Cauca indican que éste corresponde a un sistema riedel dextral, en cuyos escalones se forman estructuras de hundimiento como la señalada a la latitud de San Marcos; más adentro en la Cordillera Occidental según lo indica la flor negativa de la Trinchera Loboguerrero; en el norte del valle según lo indica el afloramiento Cartago-Ansermanuevo. Aunque no existen evidencias cronológicas sobre la actividad reciente de este sistema. En Cali, las evidencias muestran deslizamiento de flexura en las unidades del Paleógeno y en una unidad datada en el Cuaternario. Además fallamiento formado en el eje de un pliegue. Se sugiere que esta estructura riedel dextral formó parte de aquellas responsables de la formación del Foso o del Graben Cauca-Patía pero que hoy están en inversión.

En tres escarpes relacionados con el frente de cabalgamiento principal se determinaron edades por radiocarbono de paleosuelos que permitieron obtener intervalos promedio de retorno entre 5000 y 6000 años para terremotos de magnitudes Mw > 7. Con base en un paleosuelo sobrecorrido en las unidades del Neógeno y sellado por la secuencia cuaternaria se infiere que la reactivación del cinturón de cabalgamiento ocurrió después de 7000 años.

Por último, la compresión Holocena dirigida este-oeste, mas allá de inducir una transpresión activa simple a lo largo de las diferentes trazas activas del sistema de fallas paralelo a las cordilleras (Cauca-Patía, Cauca Almaguer, San Jerónimo, Silvia Pijao y Guabas Pradera) está acortando toda la unidad del piedemonte occidental de la Cordillera Central. Por lo tanto la partición de los esfuerzos no necesariamente actúa sobre el cinturón de deformación, debido a que algunas características tectónicas importantes pueden combinar ambos deslizamientos, inverso y de rumbo, tal como ocurre en el sistema de fallas del borde oriental de la Cordillera Oriental.

1 INTRODUCCIÓN

Antes de 1970 en países industrializados tales como Rusia y Estados Unidos la única fuente de información de terremotos antiguos era el registro histórico. Durante las ultimas tres décadas se ha avanzado en el conocimiento de los terremotos con la aplicación de conceptos de geología clásica en esta área de investigación, logrando trascender el período de registro histórico e instrumental. Esta reciente disciplina se denomina paleosismicidad.

Sin embargo la aplicación de la paleosismicidad ha sido limitada, sobre todo porque el concepto de "intervalo de recurrencia" y/o "período de retorno" está mal entendido vulgarmente. Es común escuchar que después de un terremoto "grande" no vuelve a ocurrir otro, o que una falla geológica que produce terremotos de cierta magnitud, no puede producir otros por encima o por debajo de esa magnitud. Esto es desafortunado porque se incide negativamente en las políticas que apoyan la investigación sobre la prevención de desastres.

La determinación de fuentes sismogénicas de terremotos históricos comúnmente se ha hecho con base en los efectos reportados por los pobladores de una región en la época de ocurrencia del evento. Esto conduce a errores de localización sobre todo de terremotos ocurridos en regiones poco habitadas; por otro lado, la interpretación de la intensidad puede estar sobrevalorada o subvalorada dependiendo de la sensibilidad o subjetividad de los cronistas de la época y de la variabilidad de efectos que se presentan según el tipo de construcción, el tipo de suelo y el nivel freático en el momento del terremoto. Muchos sismos históricos han sido relocalizados en la medida en que los investigadores acopian mejor información sobre los parámetros de la fuente. La mayoría de estas relocalizaciones se ha hecho para sismos que, para la época de ocurrencia, fueron registrados por sismógrafos ubicados en países que contaban con la tecnología instrumental.

En Colombia los estudios de paleosismicidad se dificultan sobre todo porque el clima tropical lluvioso borra rápidamente de la superficie del terreno todo rastro de actividad sísmica. Por otro lado los sismos que han ocurrido recientemente en áreas muy pobladas (Popayán, 1983; Armenia, 1999) no han generado ruptura superficial.

Los estudios buscan relaciones entre los parámetros identificados instrumentalmente, mecanismos de plano focal y magnitudes, con los parámetros de fallas cartografiadas en superficie. El sismo de Popayán de 1983, se asignó a la Falla Rosas–Julumito y para el sismo de Armenia, aún existen discrepancias en los parámetros de la fuente.

Aunque en países como China se medían sismos desde el año 132 de nuestra era con sismómetros primitivos (inventados por Zhang Hen), en Colombia el registro histórico apenas se remonta a la época de la Colonia. En el viejo mundo siguen quedando por fuera de análisis detallados aquellos sismos ocurridos antes de la invención de la escritura (3000 años AC) y del sismógrafo de rodillo de papel (1875 por el Italiano Cecchi). Esta ausencia de información

es determinante en la previsión sísmica, pues el ciclo de grandes terremotos comprende decenas de miles de años (Allen, 1975).

La paleosismicidad es la ruta obligada para complementar la ventana de observación de terremotos, y por tanto para contribuir a un mejor entendimiento de la amenaza sísmica de una región (Reiter, 1995; Serva y Slemmons, 1995). Los sismos de magnitudes mayores de 6 usualmente dejan rasgos en la superficie del terreno, sean cosísmicos o postsismicos. Aplicando conceptos de la geología clásica y de la geocronología se ubican los terremotos en el registro estratigráfico y geomorfológico dentro de una ventana de tiempo determinada. Estos estudios aportan los parámetros de la fuente como son: geometría del plano de falla, dirección de movimiento de la falla, cantidad de deslizamiento durante un pulso (magnitud), velocidad del movimiento y período de retorno o frecuencia con que la falla se mueve.

Existen tres problemas fundamentales en la interpretación del registro de paleoterremotos. El primero tiene que ver con el principio de convergencia geomórfica o equifinalidad (Chorley et al., 1984; Schumm, 1991), pues rasgos geomorfológicos similares son generados por fenómenos diferentes, no solamente tectónicos. El segundo problema planteado es lograr identificar la relación de los modelos de deformación de fallamiento cosísmico y crecimiento de pliegues con la estructura cortical superficial y la sismicidad de la corteza media e inferior (Allen, 1975); El tercer problema es el de los patrones de recurrencia espacial y temporal de grandes terremotos y su significado en una falla activa y/o dormida (Allen, 1975). Adicionalmente, las propiedades mecánicas de las unidades litológicas son factores determinantes en la expresión superficial de las deformaciones generadas por los esfuerzos que interactúan en la corteza terrestre, éstas controlan la geometría del plano de ruptura y el movimiento de la falla. Varios estudios de deformaciones cosísmicas como los realizados en la falla de California, en Asnam en Algeria, Chichi en Taiwan, etc., han mostrado que grandes terremotos superficiales generan variedad de modificaciones en el paisaje que responden a la orientación de los esfuerzos principales y a las propiedades mecánicas de las unidades litológicas afectadas.

Lo anterior muestra la importancia de los estudios de paleoterremotos en el campo de la previsión sísmica, por eso en países como Colombia, es obligado realizar estudios de geología aplicada al estudio de los terremotos ocurridos antes del registro histórico e instrumental. El objetivo central de este trabjo de grado fue identificar y presentar los rasgos superficiales de deformación tectónica existentes en una porción del Occidente Colombiano y contribuir a su interpretación utilizando herramientas de la geología clásica y la geocronología.

1.1 OBJETIVO GENERAL

• Investigar las características de deformación superficial generadas por terremotos que en tiempos prehistóricos han afectado el Valle del Cauca y regiones aledañas. Aporte para análisis comparativos y/o de correlación con el campo de esfuerzos reflejado por la sismicidad reciente.

1.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Documentar y evaluar las expresiones geomorfológicas y estratigráficas indicadoras de deformación tectónica reciente, hasta ahora no considerados en los estudios regionales.
- Contribuir a la geocronología relativa del Cuaternario.
- Identificar, caracterizar y datar marcadores geocronológicos (tefras, paleosuelos, horizontes con sismitas) afectados por tectónica.
- Definir la secuencia temporal de eventos sísmicos revelados en los depósitos y superficies afectadas.
- Evaluar el comportamiento geométrico y estructural de las fallas identificadas.
- Avanzar en el entendimiento de la tectónica actual del Occidente de Colombia.

1.3 LOCALIZACIÓN

La región de estudio se encuentra en la esquina noroccidental de Sur América, en el occidente Colombiano, entre las Cordilleras Occidental y Central. En esta área fueron estudiados seis sectores que se ubican en el valle geográfico del río Cauca, zonas de piedemonte, alrededor de la latitud 4°N y longitud 76°W (Figura 1).

Con mayor detalle se estudiaron tres sectores en el piedemonte occidental de la Cordillera Central sobre la saliente de la Cordillera Central: el primero al este de Bugalagrande, el segundo al este de Tuluá y el tercero al sur de Buga. En cuarto lugar se analizó un sector al este de Amaime. En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental se analizaron tres sectores: el primero localizado en el occidente de Cali y el segundo al oriente de San Marcos. Por último se reinterpretó una trinchera realizada por Woodward-Clyde Consultants (1983) en una cuenca intramontana en la Cordillera Occidental al sur de Loboguerrero y un sitio en el norte del valle entre Cartago-Ansermanuevo reportado por Pardo-Trujillo et al. (1994). Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



Figura 1. Localización de la región de estudio. Arriba izquierda mapa geotectónico de Colombia y medidas geodésicas de desplazamiento senso Trenkamp et al. (2002). 1: Abanico del Quindío; 2: Abanico de Ibagué; 3: Abanico de Tuluá. El modelo digital del terreno se realizo a partir de datos del STRM utilizando los programas 3dem y Surfer.

2 ANTECEDENTES

2.1 NEOTECTÓNICA Y GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO

El primer estudio que consideró la deformación tectónica reciente en el Suroccidente Colombiano fue el de Woodward-Clyde Consultants realizado en el año 1983 en una época en que se analizaba la factibilidad para la construcción de hidroeléctricas en esta zona del País. Estos autores analizaron varios sectores en el piedemonte occidental de la Cordillera Central asi como en la Cordillera Occidental. Con el propósito de determinar el grado de amenaza sísmica excavaron dos trincheras al oriente de Amaime. Los resultados de este estudio mostraron que existen rasgos de actividad tectónica reciente compresiva, como paleosuelos deformados y evidencias de ruptura en un segmento denominado "Potrerillos" ; a este segmento le asignaron velocidades entre 0.1 y 1.0 mm/año. Así, este estudio proporció evidencias de fallas inversas activas con vergencia oeste en el flanco occidental de la Cordillera Central. Adicionalmente, cerca al eje de la Cordillera Occidental, en una trinchera excavada en el sector de Loboguerrero estos autores identifican un segmento de la falla Dagua-Calima con evidencias claras de movimiento transcurrente; a este segmento le asignaron una velocidad entre 0.01 y 0.03 mm/año. Este estudio no consideró ningún segmento activo a la latitud de Cali, debido a la ausencia de rasgos de fallamiento en los depósitos cuaternarios estudiados por los autores.

Un resumen de los trabajos sobre fallas activas en la región de estudio se encuentra en la compilación presentada por Paris et al. (2000) para el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) dentro del Mapa de Fallas Activas de Colombia. Con excepción del estudio de Woodward-Clyde Consultants (1983), en esta compilación no hay estimaciones en el registro estratigráfico, tampoco dataciones de horizontes guía, paleosuelos, o superficies. Los datos de velocidades son estimaciones relativas con base en rasgos geomorfológicos.

Por otro lado, el trabajo sobre tefraestratigrafía realizado por Toro y Marín (1994) en el flanco occidental de la Cordillera Central aporta un marco de referencia para la conformación de la columna estratigráfica del Cuaternario en la región del Valle del Cauca. A la latitud de Bugalagrande analizan y reportan cenizas de caída del holoceno provenientes de la cadena volcánica Ruíz-Tolima. Esta información es fundamental para la geocronología de las unidades afectadas por eventos tectónicos recientes. Adicionalmente en el flanco oriental de la Cordillera Occidental, se han identificado capas de cenizas intercaladas en una secuencia aluvial que conforma el abanico fósil de Cali (López y Vokler, 2000). Estas cenizas han sido datadas en el Cuaternario por Gloria Elena Toro (López et al., 2005).

Durante los trabajos realizados en el marco del proyecto a Colciencias, López et al. (2002) proporcionan las primeras evidencias de fallas de cabalgamiento NS de vergencia este con actividad en el Holoceno. Estas fallas de vergencia este serían antitéticas de un cinturón de cabalgamiento plegado y fallado que sobrecorre el valle del río Cauca. Posteriormente López et al. (2003b; 2003a) reportan que este sistema compresivo, activo en el Holoceno,

conformado por fallas NS inversas de vergencia oeste y por retrocabalgamientos está cinemática y mecánicamente conectado con el sistema transcurrente ENE que atravieza la Cordillera Central a la latitud de Tuluá y concuerda con una zona de transición marcada por medidas geodésicas de desplazamiento en Trenkamp et al. (2002). Adicionalmente en el registro estratigráfico de las unidades del Cuaternario documentan depositación sintectónica relacionada con la emergencia de estas fallas y sugieren la posible existencia de una zona triangular en profundidad. López et al. (2004b; 2004a) reportan que la zona de compresión holocena documentada en el flanco occidental de la Cordillera Central a la latitud de Tuluá se encuentra en un relevo compresivo izquierdo del sistema de fallas ENE tipo Cucuana y/o paralelo a la Falla de Ibagué, el cual a su vez segmenta el sistema NS. Continuando los estudios de deformación tectónica reciente en el Valle del Cauca y siguiendo los trabajos de la Malla Vial del Departamento López y Moreno-Sanchez (2005) reportan que la Cantera El Vínculo es uno de los mejores lugares de Colombia donde en una pequeña área de afloramiento se evidencia la acción directa de la tectónica y sedimentación. Documentan varios rasgos de deformación relacionados con el crecimiento activo del Anticlinal de Sonso que conforma la terminación sur de la "Saliente de Buga", principal rasgo morfológico del avance progresivo del frente de cabalgamiento.

Así, en este trabajo de grado se estructuran los resultados parciales del trabajo realizado por la autora dentro del proyecto "Investigaciones Paleosísmicas en la Región del Valle del Cauca" COLCIENCIAS (Código Nº1106-05-11117-CT: 60-2000) y durante su vinculación con la Corporación OSSO.

2.2 SISMICIDAD

2.2.1 Registro Instrumental

La observación instrumental de sismos en la región de estudio se inició en 1987, con el Observatorio Sismológico del Sur Occidente (OSSO), en el marco del programa GERSCO, en convenio entre los gobiernos de Colombia y Suiza (Meyer et al., 1988). A partir de la instalación de esta red se aumentó la certeza en la identificación de las características geométricas de las fuentes sismogénicas (Meyer, 1990).

En la Figura 2 se resalta la sismicidad superficial del piedemonte occidental de la Cordillera Central (Meyer et al., 2004). Con base en los cúmulos de actividad Meyer et al. (2004) dividen este sistema en dos segmentos de dirección NE paralelos Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



Figura 2. La sismicidad superficial (cuadros pequeños rojos) registrada por la Red Sismológica del SurOccidente en el piedemonte de las cordilleras, delimita dos segmentos del sistema de fallas del Cauca. El segmento Cauca-Cali y el segmento Cauca-Norte del Valle. Los nidos de sismicidad al norte de Cali son generados en canteras (Tomada de Meyer et al., 2004).

a las cordilleras, el segmento Cauca–Cali, con baja sismicidad entre las latitudes de Salvajina (2° 45'N) y el norte de Cali (3° 25'), y el segmento Cauca–Norte del Valle, mas activo entre las latitudes de Yotoco (3° 40'N) y Cartago (4° 50'N).

Mejía y Meyer (2004) encuentran que las zonas de mayor actividad sísmica superficial en el Suroccidente de Colombia coinciden con la intersección de lineamientos NS y sistemas transversales ENE y WNW y proponen que a la latitud de Buenaventura, la existencia de una falla WNW podría ser la prolongación de la falla Cucuana.

La continuidad en el registro de sismos con la red del OSSO ha permitido definir que la actividad sísmica superficial en la región de Cali es baja. Los sismos superficiales (0-33 km) de magnitudes mayores de 2.5 (Figura 2) escasamente superan la decena. La relación Gutenberg-Richter sugiere que la magnitud máxima esperable en la región de Cali para sismos superficiales es de 3.2 (Md) (Meyer et al., 2004). Sin embargo el 14 de Mayo de 1999, se registró un sismo (Md=3.7) en el corregimiento La Buitrera, mostrando que un segmento de la falla de Cali es activo. Este sismo con una magnitud superior a la esperable, sugiere que la ventana de observación es insuficiente comparada con el período de recurrencia de sismos grandes y moderados. Esto refuerza la importancia de obtener un mayor registro de paleosismos, el cual se logra aplicando técnicas geológicas y geocronológicas a las fallas de la región.

2.2.2 Registro macrosísmico – Efectos sismogeológicos

El registro macrosísmico se refiere al reporte de los efectos causados por un movimiento sísmico. Este registro se ha centrado en los efectos en el hombre o en sus actividades económicas, lo cual es evidente en las escalas macrosísmicas existentes (Mercalli-Cancani-Sieberg: MCS-1930; Modified Mercalli: MM-931; Medvedev Sponheuer Karnik: MSK-964; European Macroseismic Scale: EMS-98). Por otro lado no se ha prestado mucha atención a los efectos en el terreno, ni siquiera en el registro macrosísmico reciente, aunque la Escala Macrosísmica Europea EMS-98 incluye un anexo para su evaluación y en el 2003 la comisión de la escala macrosísmica INQUA (Michetti et al., 2003) hace una unificación de efectos sismogeológicos, entre otros aspectos, para aportar a la identificación de la fuente sismogénica.

El registro histórico de terremotos en la región se remonta a la época de la colonia, y es por eso que la mayoría de los reportes de sismos con efectos severos provienen de los mayores y más antiguos centros de población, como son: Cartago, Buga, Cali y Popayán (unos 150 km al sur de Cali) (Ramírez, 1975; Rosales, 2001; A. Espinosa, 2003). Pero el aporte de la macrosísmica a la neotectónica de la región es aún muy restringido sobre todo porque la localización de sismos a partir del registro histórico está sometido a varias fuentes de error. Un ejemplo son los sismos reportados por fuentes hemerográficas que en la mayoría de los casos no reportan eventos de intensidades bajas (Meyer, 1983); por otro lado, la distorsión de las crónicas existentes en documentos antiguos hace que se dupliquen sismos o que se interpreten como tal otros fenómenos naturales (A. Espinosa, 2003).

Hasta ahora ninguno de los sismos con daños reportados en Cali o en las poblaciones vecinas, son atribuibles a una fuente cortical cercana. Varios de los sismos sentidos y con daños en Cali son atribuidos a fuentes sismogénicas profundas, como la zona de subducción, con efectos notables al norte del Valle del Cauca (Meyer, 1990; Rosales, 2001). Durante algún tiempo se pensó que la fuente del sismo de 1925, el cual causó múltiples daños en Cali y en poblaciones vecinas, se encontraba al norte de Cali (Meyer, 1990). Recientemente este sismo fue relocalizado, usando datos instrumentales, en zona de subducción también al norte de Cali (Mendoza et al., 2004).

Al parecer un gran sismo, denominado El Terremoto de Buga de 1776 (Arboleda, 1956; Armando Espinosa, 1996), tiene su fuente sismogénica en la región de estudio al oriente de Buga. A pesar de que Espinosa (2003) le asigna una intensidad de VIII en Buga, la ausencia de reportes de efectos geológicos hace dudosa la definición de esta región epicentral, que además presenta unidades litológicas susceptibles a la licuación. Intensidades menores de VII MCS son suficientes para generar licuación y agrietamientos del terreno (ver por ej.Galli y Ferreli, 1995; Michetti et al., 2003; Michetti et al., 2005). Sismos que recientemente han afectado la región indujeron efectos en el terreno como licuación y deslizamientos, ejemplo el sismo de Armenia de enero de 1999 para el cual López et al. (2001) encuentran correlación con intensidades superiores a VIII según la EMS-98 y Pizarro, noviembre de 2004, para el cual Rosales et al. (2005) también reportan intensidades superiores.

Los colapsos de socavones de minería del carbón y los hundimientos en la superficie del terreno generados por el sismo de la Buitrera (Meyer et al., 2004), mostraron que inclusive sismos de pequeña magnitud pero superficiales pueden causar efectos dañinos en la población que habita las laderas de Cali. Un porcentaje importante de esta población construye sin normas técnicas de construcción sectores intensamente intervenidos por la minería del carbón (López et al., 1997).

3 GEOTECTÓNICA

La esquina noroccidental de Suramérica presenta una amplia zona de deformación conocida como el bloque NorAndino (J. N. Kellogg et al., 1985) (Figura 1) generado por la convergencia de las placas Caribe, Nazca y Sur América y del Bloque Panamá-Chocó, ultimo bloque acrecido al continente que genera la "Orogenia Andina" (Duque-Caro, 1990). Según datos de Coates et al. (1992; 2003; 2004) esta acreción inició hace aproximadamente 19 ma y terminó hace 3.5 ma.

En el bloque Norandino se produce un sistema transpresivo regional el cual ha sido documentado con diferentes líneas de evidencia, entre ellas las medidas de desplazamiento geodésicas (p. ej. Pennington, 1981; J.N. Kellogg y Bonini, 1982; Trenkamp et al., 2002) (Figura 1). Con base en estas medidas se sabe que el Caribe se mueve a una tasa de 10 mm/año (Freymueller et al., 1993) en sentido SE-ESE, la placa Nazca se desplaza a una velocidad entre 64 mm y 54 mm/año en dirección NE-ENE (Mann y Burke, 1984; Freymueller et al., 1993; J.N. Kellogg y Vega, 1995). Estos desplazamientos se reflejan en las fallas que conforman los límites del bloque y en estructuras internas regionales que separan diferentes terrenos geológicos (senso Etayo-Serna et al., 1986). Dentro de este bloque la Falla Cauca-Almaguer constituye la separación entre dos provincias geológicas, el Oriente y el Occidente Colombiano (senso Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). El límite oriental del bloque Andino corresponde al Sistema de Fallas del Frente Llanero. Este sistema combina deslizamiento de rumbo dextral e inverso, lo que confirma que el Bloque Norte de Los Andes se escapa hacia el NE (Pennington, 1981; J.N. Kellogg y Bonini, 1982; Frédéric Ego et al., 1996).

Kellogg et al. (1985) con la teoría de los minibloques sugiere que la corteza oceánica de Nazca está subduciendo rápidamente el Bloque Norte de los Andes y deslizándose hacia el oeste con respecto al bloque Panamá, este movimiento se da a lo largo de un límite de transformación lateral izquierdo. Este autor sostiene que el desplazamiento sinestral de las fallas de los Sistemas "Cauca-Romeral", Palestina, Santa Marta-Bucaramanga y otras menores implica que las escamas más occidentales del bloque Andino están moviéndose al Sur en relación con el Oriente, contrario a la situación durante el Terciario. Freymueller et al. (1993) destaca que los desplazamientos sinestrales de las escamas mas occidentales de la *Cuña Andina*, Cauca-Romeral y Santa Marta-Bucaramanga son evidencias de la primera compresión durante el Mioceno inferior; reporta zonas tensionales en la corteza y formación de estructuras NW sinestrales.

Así, en una zona ubicada aproximadamente entre las latitudes 3°N y 5°N, varios autores identifican un cambio en los regímenes de esfuerzos entre el sur y el norte (James, 1985; J.F. Toussaint y Restrepo, 1987; F. Ego y Sébrier, 1995; Meyer y Mejía, 1995; MacDonald et al., 1996). Este cambio ha sido identificado en la sismicidad intermedia y superficial, en la cinemática de fallas y en gaps de vulcanismo. Ego et al. (1995) relaciona estos cambios con la existencia de una zona de arrastre dado por un acortamiento EW y por el empuje de Panamá y

propone un acomodamiento de los movimientos opuestos, por acortamiento N-S al oeste de los sistemas de "fallas Romeral" y Cauca-Patía (Cordillera Occidental Valle del Cauca) v/o por estiramiento N-S al este del mismo. 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 Panamá hacia el SE contra el Bloque Andino. Con base en sismicidad superficial en el Océano Pacífico y sismicidad intermedia en las Cordilleras Central y Occidental, define la existencia de un alineamiento EW a la latitud 5.2°N y lo interpretan como una importante zona de cizalla. 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. Taboada et al. (2000) mediante estudios de tomografía sísmica defiende la existencia de la zona de 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. Estos autores encuentran 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) definen un cambio de este a oeste 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. Adicionalmente Las medidas de desplazamiento geodésico mostradas por Trenkamp et al. (2002) señalan una zona de transición alrededor de la latitud 4ºN, con el bloque norte escapando hacia el noreste y el bloque sur empujando hacia el norte. Esto ocurre cercanamente a la latitud de Buga-Buenaventura. López et al. (2003) con base en la cinemática de fallas identificadas alrededor de la latitud 4°N en Tuluá reportan la existencia de una zona de compresión activa, conectada mecánica y cinemáticamente con el sistema transpresivo ENE dextral. Mejía y Meyer (2004) interpretan una doble zona de Wadati-Beniof hacia la latitud 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 coinciden con la intersección de lineamientos NS y sistemas transversales ENE y WNW y proponen que a la latitud de Buenaventura, la existencia de una falla WNW puede ser la prolongación de la falla Cucuana.

Audemard (2003; Figura 2) 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 (p.e., "sistema de fallas de Romeral", falla de Algeciras) o altamente inclinado a los orógenos (p.e., fallas de Ibagué y Garrapatas).

3.1 EL GRABEN INTERANDINO O FOSO DEL CAUCA

Una de las primeras hipótesis que intentó explicar el estilo estructural bajo el cual se generó el valle del río Cauca fue planteada por Stutzer (1934), ésta comparaba el valle con un graben

que llamó "Foso Cauca-Patía". Siguiendo la misma idea, Acosta (1978) lo denomina el Graben Interandino Cauca Patía. Este autor deja abierta la posibilidad de que el graben haya sido formado dentro de un régimen compresivo o distensivo.

Según Nivia (2001) el graben fue el centro de depositación de unidades paleógenas tales como el Grupo Cauca (Aspden, 1984) en el sur y Formación Amagá (Grosse, 1926) en el norte. Este mismo autor dice que las sedimentitas más antiguas no deformadas en el valle son de edad Mioceno Superior a Plioceno. También aduce que en ninguna parte existen evidencias de más de un episodio de plegamiento. Con base en esto Nivia(2001) plantea dos posibles explicaciones: que la sedimentación y tectonismo fueron discontinuos y progresaron de sur a norte, o que las sedimentitas del Grupo Valle son tan antiguas como las del Grupo Cauca (Paleógeno).

Pocos modelos se han propuesto para explicar la generación del espacio de acomodación de los depósitos que conforman los abanicos aluviales mas recientes. Después de la propuesta de Barlow (1981) basada en el modelo de Crowell (1982), se proponen cuencas de pull apart a lo largo de la cizalla principal generada por el entrecruce de las fallas Cauca-Patía y "Romeral" (Padilla, 1991).

3.2 GEOLOGÍA DE LA REGIÓN DE ESTUDIO

3.2.1 Estratigrafía

Las unidades geológicas implicadas en la región de estudio se inscriben entre el flanco oeste de la Cordillera Central desde la Falla San Jerónimo (o su equivalente tectónico) hasta la costa Pacífica Colombiana, región denominada como el "Occidente Colombiano". Según Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) el territorio colombiano se divide en dos provincias geológicas, el Oriente Colombiano constituido por rocas ígneas y metamórficas del Precámbrico y del Paleozoico intruídas por plutones granitoides (Alvaro Nivia, 2001) separado del Occidente Colombiano por la traza de la Falla Cauca-Almaguer (senso Maya y González, 1995), o Falla Romeral senso Case et al. (1971), ubicada a lo largo del flanco occidental de la Cordillera Central, un rasgo continuo desde Ecuador [Meissner et al. (1976) y otros].

3.2.1.1 Unidades de la Cordillera Central

Las unidades litológicas del flanco Oeste de la Cordillera Central de Colombia y del valle del río Cauca están separadas por fallas de tendencia NS (ver p.ej. Ingeominas, 1988; Maya y González, 1995; Alvaro Nivia, 2001) (figuras 3 y 4). En La Figura 4, se hace una síntesis de estas unidades que en secuencia hacia la cuenca corresponden a:

El *Complejo Cajamarca* (Pzc) *senso* Maya y González (1995), o en parte Terreno Cajamarca *senso* Etayo-Serna (1986) y Grupo Cajamarca *senso* Nelson (1957) está limitado al oeste por la Falla San Jerónimo (McCourt, 1984). Esta unidad está compuesta por rocas metamórficas de bajo grado de edad Paleozoica, que constituyen el basamento de la Cordillera Central.

El *Complejo Quebradagrande* (Kq) *senso* Maya y González (1995). Este complejo forma una franja alargada de dirección general NS limitada al este por la Falla San Jerónimo y al oeste por la Falla Silvia-Pijao. Está compuesto por secuencias de basaltos, andesitas y rocas volcanoclásticas. Ocasionalmente se reconocen secuencias ofiolíticas. Los procesos de sedimentación más comunes en esta secuencia son flujos turbidíticos, flujos de escombros y depositación hemipelágica (Gómez-Cruz et al., 1995). Los fósiles encontrados en esta unidad indican una edad Cretácica Temprana. Según Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) las rocas de este complejo formaron parte del Protocaribe.

El *Complejo Arquía* (Pzc?, Pzr? y Pzb? - Mesozoico?) (Maya y González, 1995). Conformado por una faja de rocas metamórficas de media y alta presión limitadas en el oeste por la Falla Cauca-Almaguer y al este por la Falla Silvia-Pijao. El nombre de este complejo ("Arquía") proviene de las rocas aflorantes en la Quebrada Arquía en los límites entre Antioquia y Caldas (Jean Francoise Toussaint y Restrepo, 1974). Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2002) con base en análisis de las relaciones estratigráficas y estructurales consideran que esta unidad forma una faja alargada y continua hasta el Golfo de Guayaquil en Ecuador, la cual denominan por extensión "Complejo Arquía-Guamote". La mayor parte de las dataciones que se han hecho sobre estas rocas sugieren un evento metamórfico de edad Cretácico Temprano. Según estos autores el Complejo Arquía-Guamote representa una serie de bloques con diferentes edades y orígenes ligados tectónicamente durante el Cretácico Temprano como resultado del desplazamiento trascurrente de la placa Caribe contra el margen noroccidental de Sur América. Entre Pijao y Buga el Complejo Arquía está compuesto por el Complejo Bugalagrande y el Complejo Río Rosario cuya edad se presume es paleozoica (McCourt et al., 1984).

La Formación Amaime (Ka) (McCourt et al., 1984), está constituída por rocas ofiolíticas, lavas almohadilladas y masivas de composición basáltica afectadas localmente por intrusiones granitoides (A. Nivia, 1989). Su edad es sujeta a controversia, se sugiere que es Cretácico Temprano con base en la intrusión del Batolito de Buga (Kc en Figura 3) (ej., De Armas, 1984). Esta unidad no es reconocida como tal por Nivia (2001) quien considera que éstas rocas forman parte de la Provincia Litosférica Oceánica Cretácica Occidental - PLOCO- cuya formación se restringe al Cretácico Superior. En esta provincia este autor agrupa las rocas de la Formación Amaime dentro de un bloque cortical único originado en un plateau oceánico en el que se incluyen también todas las rocas de la Formación Volcánica (senso Aspden, 1984) (Kv en Figura 3) y cuerpos ultramáficos reconocidos al occidente de la Falla Cauca-Almaguer, como por ejemplo el Macizo Ofiolítico de Ginebra (Ko en Figura 3). Sin embargo Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) consideran que el basamento oceánico que han situado entre la falla Cauca Almaguer y la Falla Cauca, parte del terreno Cauca-Romeral senso Etavo-Serna et al.(1986), es de edad Cretácico Inferior con base en las dataciones existentes para el Batolito de Buga (Kc en Figura 3). Por esta razón estos autores separan la Formación Amaime de las rocas de la Cordillera Occidental y las incluyen en un bloque independiente denominado Complejo Amaime-Chaucha propuesto como una porción de la placa Caribe que empezó a acrecionarse al borde oeste de Colombia durante el Cretácico Tardío.

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



Figura 3. Geología de la región de estudio, tomada y modificada de Nivia (2001).

La *Formación Nogales* (Kn) (Van der Hammen, 1957), es la unidad sedimentaria más reciente y con menor grado de deformación y diagénesis del ciclo mesozoico del occidente Colombiano. Su edad, Campaniano-Maestrichtiano, fue determinada por F. Etayo-Serna con base en fósiles (*Nostoceras sp.* y *Throchoceramus sp.*) encontrados en la Quebrada La Mina al este de Tuluá (Andrés Pardo-Trujillo et al., 1993; Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003). Estos autores determinan que la unidad está constituida por gravas, arenitas calcáreas, hemipelagitas y chert. Se encuentra suprayaciendo los basaltos de la Formación Amaime. El límite occidental de esta unidad es la Falla Guabas-Pradera con vergencia al oriente; hacia el techo la unidad tiene contacto paraconforme con la Formación Monteloro de edad Paleógeno (?) (Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) (ver Tm en Figura 3).

3.2.1.2 Unidades cenozoicas de la Cordillera Occidental

Las rocas de la Cordillera Occidental, Complejo Cordillera Occidental (senso Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo, 2003) o sector occidental de la PLOCO (ej., Alvaro Nivia et al., 1997), están constituidas por diabasas, basaltos almohadillados, piroclastitas, pelagitas, y rocas terrígenas que en algunos casos están altamente deformados (Kc y Ke en Figura 3) y por el Complejo Ultramáfico de Bolivar (Kub en Figura 3) que formaría parte del basamento. Estas rocas están suprayacidas por rocas sedimentarias marinas y continentales del Paleógeno (Tp en Figura 3), algunas de ellas reunidas en el Grupo Cauca (Orrego et al., 1976). Las rocas del Paleógeno forman una franja alargada en el borde oriental de la Cordillera Occidental que se acuñan y desaparecen al norte de Cali. Cerca de su límite norte afloran las Calizas de Vijes (Nelson, 1957) de origen arrecifal (Tv en Figura 3).

3.2.1.3 Unidades cenozoicas del piedemonte occidental de la Cordillera Central

Rocas sedimentarias cenozoicas también afloran en el flanco occidental de la Cordillera Central, principalmente al oeste de la Falla Silvia-Pijao. Unidades del Neógeno Superior (Tnp en Figura 3) han sido reunidas en el Grupo Valle (Schwinn, 1969; Alvaro Nivia, 2001). En este grupo se incluyen unidades originalmente definidas por Schwinn (1969) como Formaciones Cartago y Buga, por McCourt (1984) como Formación Cinta de Piedra, y por Van der Hammen (1958) como la Formación La Paila. Dentro del Paleógeno Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) incluyen la Formación Monteloro (Tm). Los únicos reportes de edad que se tienen de estas unidades clásticas y volcaniclásticas, son aquellos de Van der Hammen (1958).

Las unidades litológicas aflorantes involucradas en la región de estudio son la Formación La Paila (Tnp en Figura 3) y la Formación Zarzal (Tz en Figura 3). La Formación La Paila está constituida fundamentalmente por conglomerados polimícticos y areniscas tobáceas de colores grises a rojizos. La parte inferior equivale a la parte superior de la Formación Cartago (Schwinn, 1969) definida en la Carretera Cartago–Alcalá. La parte superior de la Formación La Paila este de Buga a lo largo del río Guadalajara. Nelson (1957) dividió la formación La Paila en una unidad inferior correspondiente a aproximadamente 200 m de tobas dacíticas seguidas por una secuencia clástica, esencialmente conglomerática. El espesor de esta última unidad varía de 400 a 600 m. Se le atribuye una edad Miocena (Van der Hammen, 1958), sin embargo

McCourt (1984) sugiere que esta unidad puede ser más antigua, probablemente Oligocena y correlacionable, al menos en parte, con el Grupo Cauca y la Formación Amagá.

La Formación Zarzal está expuesta en el extremo norte del departamento del Valle del Cauca a lo largo del límite occidental de la Cordillera Central en los Municipios de Zarzal, La Victoria, Obando y Cartago. Según Nivia et al.(1997) esta unidad se compone de diatomitas laminadas y arcillolitas, formadas en un lago entre la Victoria y Cartago. Su edad ha sido asignada en el Plioceno (Van der Hammen, 1958; De Porta, 1974), aunque se ha encontrado interdigitada con los depósitos del Abanico del Quindío (Cardona y Ortíz, 1994), lo que sugiere una contemporaneidad, por lo menos parcial, entre ambas unidades.

Los abanicos aluviales de los afluentes principales del río Cauca, los depósitos recientes del río Cauca (Qd en Figura 3), y los depósitos marginales del frente montañoso principal (Qc en Figura 3), suprayacen en discordancia las secuencias clásticas y volcaniclásticas del Oligoceno–Mioceno.

3.2.2 Estructuras paralelas a las cordilleras

Las principales fallas que separan las unidades litológicas del flanco occidental de la Cordillera Central tienen una orientación general N20-30E y son las fallas *San Jerónimo*, *Silvia-Pijao* y *Cauca-Almaguer* (senso Maya y González, 1995). Estas fallas han sido incluídas informalmente dentro del sistema de fallas de Romeral, aunque no existe relación con la denominación original dada por Grosse (1926) a un segmento de falla que aflora en la cuchilla Romeral en Antioquia. En adelante este conjunto de fallas se tratará en el sentido de Maya y González (1995). A estas fallas paralelas a las cordilleras se les ha atribuído una componente principal de rumbo. Por ejemplo para la Falla Cauca-Almaguer, McCourt et al. (1984) determinan movimientos dextrales durante el Terciario Temprano. Al oeste de la Falla Cauca-Almaguer, hacia el piedemonte occidental de la Cordillera Central existen otras estructuras de dirección general NNE, estas fallas son la *Guabas-Pradera* y *Palmira-Buga*, a las cuales se les ha atribuído una componente secundaria inversa (Paris et al., 1989). En la Figura 4 se presenta un esquema de estas estructuras.

La *Falla Guabas-Pradera* definida originalmente por De Armas (1984). En la cartografía del Ingeominas, marca el límite occidental de las vulcanitas de Amaime (Kv) y el límite oriental de los sedimentos del Neógeno (Tnp) (Nivia, 2001). Alfonso et al. (1994) definen la Falla Guabas-Pradera como una estructura de cabalgamiento de vergencia oeste que trae altos de basamento en el bloque colgante. Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2003) determinan que esta falla tiene vergencia al este en el límite occidental de los sedimentos de la Formación Nogales (Kn) (ver Figura 3).

Al occidente de la Falla Guabas-Pradera, las *Fallas Palmira-Buga* y *La Ribera-Galicia* definidas originalmente como fallas inversas de vergencia oeste por Alfonso et al. (1994) marcan el límite occidental de las rocas máficas y ultramáficas del macizo ofiolítico de Ginebra (Ko en Figura 3) (Nivia, 2001).

En el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental se ha cartografiado la *Falla de Cali* (McCourt et al., 1984). Con base en geofísica Bermúdez et al. (1985) determinaron que representa el límite oriental de la secuencia del Cretácico superior de la Cordillera Occidental (Kv). En este trabajo se hace referencia a esta falla como la *Falla Cauca*. Alfonso et al. (1994) basados en fallamiento inverso identificado en la Formación Vijes (Tv) incluyen la Falla Cauca dentro del cinturón de plegamiento del Terciario, como una estructura de vergencia al oeste marcando el límite occidental del Complejo Ultramáfico de Bolivar (Kub en Figura 3), denominada *Falla Roldanillo y Falla Santana* en Nivia (2001).

Hacia el eje de la Cordillera Occidental la *Falla Dagua-Calima* originalmente definida por Barrero (1979) conforma el límite occidental de la secuencia masiva de basaltos (Kv) que conforman la porción oriental de la Cordillera Occidental. Esta falla fue comprobada con trinchera en el sector de Loboguerrero por Woodward-Clyde (1983) quien le asignó una componente de rumbo sinestral.

Según Alfonso et al. (1994) las estructuras NNE forman parte del cinturón de cabalgamiento plegado y fallado del Terciario con vergencia oeste cuya génesis se propone durante la orogenia Andina. Proponen que los despegues se generan entre el basamento y la cubierta sedimentaria Terciaria. Nivia (2001) basado en la disposición del plegamiento terciario, sugiere que estas fallas de tendencia regional NNE se movieron sinestral y dextralmente como resultado de una compresión NW-SE durante la orogenia Andina. En su modelo propone que se trata de fallas de vergencia oeste, tal como lo plantea Alfonso et al. (1994).

Alrededor de la latitud 4° N existen cambios en la cinemática del sistema de fallas NS. Se han reportado movimientos sinestrales en las fallas paralelas a la Cordillera Central "Sistema Romeral" y Cauca-Patía (P. ej. J.F. Toussaint y Restrepo, 1987) con componentes secundarias normales como por ejemplo en el Quindío (Paris et al., 2000). Según Sauret et al. (1993) el "sistema de fallas de Romeral" en el departamento del Valle del Cauca cerca de Amaime presenta componentes principales de rumbo y secundarias inversas. Aunque Page (1986) le atribuyó una componente principal inversa en este mismo sector. Adicionalmente en el sur de Antioquia, MacDonald et al. (1996) reportan comportamiento inverso del sistema del "fallas de Romeral" afectando las unidades terciarias y cuaternarias. Proponen que las zonas de intrusiones han sido presionadas contra el continente, por ejemplo en la reentrante de Caldas. Al sur, en Ecuador existen reportes de movimientos inversos con componente secundaria dextral.

3.2.2.1 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NS

Las únicas evidencias sobre la deformación compresiva actuante en el flanco occidental de la Cordillera Central se encuentra en los estudios de Woodward-Clyde (1983). Estos estudios proporcionan evidencias de fallamiento inverso de vergencia oeste con actividad Holocena del "sistema de fallas de Romeral". En los sitios Piedechinche y Venecia, al oriente del corregimiento de Amaime, deducen la existencia de un segmento de dirección N44W como parte de la actividad de la "Falla de Romeral". En la Hacienda El Paraíso-Potrerillo identifican un escarpe sinuoso de 3 a 6 metros de altura en conos aluviales del río Amaime y río Cerrito. En la Vereda La Zapata, al sur del río Nima, reportan escarpes de 2 a 5 metros afectando

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



Figura 4. Esquema de la distribución de unidades litológicas y sistemas de fallamiento en la Cordillera Central. Al occidente del río Cauca la Falla Cauca también conocida como Cauca-Patía, al oriente del río Cauca las fallas Cauca-Almaguer, Silvia-Pijao y San Jerónimo paralelas a la Cordillera conforman el conjunto de fallas al que muchos autores se refieren como Sistema de Fallas de Romeral.
sedimentos jóvenes, flujos de escombros con suelos de color rojo. A partir de la información obtenida en dos trincheras realizadas en estos dos escarpes Woodward-Clyde (1983) calcularon magnitudes máximas entre 6 y 7.25 para dos segmentos de la "Falla Romeral", Piendamó y El Paraíso. Page (1986) presume que este segmento se prolonga hasta Montenegro en el Quindío. El segmento El Paraíso con un grado de actividad moderada. La reinterpretación de las trincheras realizadas en Piedechinche y Venecia forma parte del capítulo 6 de este documento.

Los reportes de actividad neotectónica realizados con posterioridad a Woodward-Clyde (1983), en general hacen referencia a fallas rumbodeslizantes de tendencia N-S reportadas como parte del "sistema de fallas de Romeral" con una componente secundaria inversa o normal, tal como se muestra en el "Quaternary Tectonic Map of Colombia" compilado por Paris et al. (2000). Por ejemplo las fallas Silvia-Pijao y Cauca-Almaguer, con componente normal en los segmentos Montenegro y Armenia respectivamente. Marin & Romero (1988) y Paris et al. (1989) se refieren a algunos escarpes recientes a lo largo de la falla Guabas-Pradera de tendencia NNE, con componente inversa entre Tuluá y Bugalagrande. Reportan posibles rasgos neotectónicos en conos aluviales cerca al contacto con la Formación La Paila. También asocian a esta misma falla un segmento N40E con neotectónica al noreste de Tulúa. Mencionan la existencia de un escarpe de 15 m de altura y 3 Km de longitud, con bloque sureste levantado. Este escarpe afecta depósitos cuaternarios conformados por flujos de escombros hacia la base y estratos de arena y limos, recubiertos por cenizas volcánicas hacia el techo. Estos mismos autores determinan geomorfología de falla inversa en el Río Bugalagrande, hacienda La Francia y en la vía principal. Para la misma proponen plegamientos cuaternarios.

En Andalucía y Galicia, Marín y Romero (1988) reportan en depósitos cuaternarios, escarpes y deformación en el extremo oeste del cañón del río Bugalagrande. Paris y Romero (1994) reportan la *Falla Potrerillo* como una estructura en la base del frente montañoso de la Cordillera Central hacia la depresión del Valle con escarpes hasta de 15 metros de altura por varios kilómetros de longitud en abanicos aluviales del Pleistoceno. Le asocian desplazamiento de corrientes, silletas y facetas triangulares.

En la Cordillera Occidental Woodward-Clyde (1983) determinan, con base en observaciones geomorfológicas, las fallas Calima y Río Bravo de tendencia general NS con desplazamiento sinestral. A la *Falla Dagua-Calima* le asignan, con base en los datos de la Trinchera Loboguerrero, una componente de rumbo sinestral y una tasa de desplazamiento menor de 0.1 mm/yr. En la compilación realizada por Paris et al. (2000) se muestra la Falla Dagua-Calima como una estructura con componente principal normal. En el Capítulo 5 de este documento se ilustra la estructura identificada en la Trinchera Loboguerrero.

Un resumen de los trabajos sobre fallas activas en la región de estudio se encuentra en la compilación presentada por Paris et al. (2000) para la USGS dentro del Mapa de Fallas Activas de Colombia. Con excepción del trabajo de Woodward-Clyde (1983) no hay estimaciones en el registro estratigráfico, tampoco dataciones de horizontes guía, paleosuelos, o superficies. Los datos de velocidades son estimaciones relativas con base en rasgos geomorfológicos.

En los trabajos realizados en el marco del proyecto Colciencias (López et al., 2002; López et al., 2003a; López et al., 2004a) se presentan las primeras evidencias de actividad de fallas NNE inversas de vergencia este, conformando el sistema compresivo Holoceno del flanco occidental de la Cordillera Central. La documentación de estas evidencias se muestra en el Capítulo 5.

3.2.3 Estructuras transversales a las cordilleras

Las estructuras transversales a las cordilleras son las fallas tipo Cucuana (Senso Lozano, 1986) de tendencia general ENE y las fallas NW tipo Salento (figuras 3 y 4).

3.2.3.1 Sistema ENE

La falla de Ibagué es una estructura ENE que está en la cartografía de McCourt (1984) atravesando la Cordillera Central hasta la latitud de Tuluá. Este autor considera que fallas como la de Ibagué están restringidas a la cordillera Central y las interpreta como relacionadas al movimiento principal del "sistema de fallas de Romeral", sin descartar la probabilidad de que representen paleofallas de transformación.

López et al. (2003b; 2004a) determinan, utilizando relaciones geométricas identificadas en imágenes de satélite, que el sistema ENE se encuentra conectado mecánica y cinemáticamente con la zona de compresión Holocena del Valle del Cauca, la cual se encuentra en la terminación occidental de la que sería la Falla de Ibagué. Las relaciones geométricas se corresponden con terminaciones en cola de caballo de sistemas transcurrentes.

La Falla Garrapatas es una estructura que está en la cartografía de Ingeominas (1988) con rumbo general NE. Según Etayo-Serna et al. (1986) constituye el límite entre los terrenos Dagua al sur y Cañasgordas al norte. Paris et al. (2000) le asignan una componente principal inversa y secundaria normal.

3.2.3.2 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas ENE

Originalmente la actividad neotectónica de la falla de Ibagué fue documentada por Diederix *et al.* (1987) en el Abanico de Ibagué, en el piedemonte oriental de la Cordillera Central. En este sector documentaron movimiento dextro-lateral con base en rasgos morfológicos. El estudio microtectónico de Vergara (1988) dedujo que el desplazamiento de la Falla de Ibagué es de tipo sinestral en las rocas del Batolito de Ibagué y dextral en los depósitos cuaternarios del Abanico de Ibagué.

Recientemente Montes et al. (2005) en el estudio paleosísmico de la Falla de Ibagué ratifican el comportamiento dextral de la falla con rasgos geomorfológicos propios de un sistema riedel con lomos de presión y cuencas de tracción. En una de estas cuencas realizaron la trinchera Los Gomos y determinaron magnitudes máximas de 7.0 Ms para un período de retorno de 1300 años y calculan una velocidad promedio de 0.77 mm/año.

Los resultados del estudio neotectónico de Pereira (Guzmán et al., 1998), identifican dos segmentos de la *Falla de Ibagué* como activos con recurrencias calculadas entre 600 - 1000 años y 1000 - 2000 años, para magnitudes de momento (Mw) de 6.9 y 6.4 respectivamente.

3.2.3.3 Estructuras NW

El otro sistema menos frecuente en la cartografía de la región es el sistema NW. Estas estructuras han sido relacionadas por Hall y Wood (1985) con la segmentación del vulcanismo Mioceno y actual. Según esta segmentación la región de estudio caracterizada por un gap de vulcanismo se encuentra entre los segmentos C y D. El segmento C se alinea desde la latitud de Buenaventura hasta el volcán del Huila (toleítico) y el segmento D desde la latitud del Golfo de Tribugá hasta el Volcán Machín (riolítico).

Según Nivia et al. (1997) las fallas NW más notables en el Valle del Cauca son la Falla Naranjal, que atraviesa la Cordillera Occidental en la parte más norte del departamento y la Falla Las Cañas que desplaza el valle aluvial del río Cauca a la latitud de Zarzal, y que conjuntamente con una serie de fallas menores, deflectan los ejes de los pliegues desarrollados en la secuencia Terciaria. En las cercanías de Vijes, McCourt et al. (1985) cartografiaron la Falla de Mulaló que controla los bloques de afloramiento de la Formación Vijes, en los que suponen movimientos verticales.

3.2.3.4 Reportes de actividad reciente del sistema de fallas NW

Según Nivia et al. (1997), los movimientos mas recientes de la corteza en el Valle están mejor registrados en la deformación que presentan las rocas sedimentarias terciarias. Con base en la deflexión de sus ejes identifica que el sistema N40-50W presenta desplazamientos sinestrales de aproximadamente 1 Km y afecta el basamento sobre el cual reposan las sedimentitas del Grupo Valle. Nivia (2001) describe las fallas N40-50W como segmentos escalonados con movimientos sinestrales que desplazan fallas del sistema N20-30W. Este autor propone las estructuras de orientación NW como las de actividad más reciente. López et al. (2004a) proponen que estas estructuras NW corresponden a terminaciones en cola del sistema ENE que producen un escalonamiento del sistema NS.

4 MARCO TEÓRICO Y METODOLOGÍA

El estudio de la paleosismicidad requiere como base aplicar conceptos de la geología clásica a la última fase de deformación. Los rasgos morfotectónicos o las deformaciones generadas por movimientos sísmicos fuertes o por deformación tectónica gradual ocurrida durante el Cuaternario, se deben sustentar en el registro estratigráfico y estructural. Dado que el estudio implica una componente temporal importante, la geocronología se constituye en una herramienta obligada para la estimación de las edades relativas y absolutas de actividad tectónica. El registro histórico e instrumental de sismos se complementa así, caracterizando y datando terremotos prehistóricos grandes (Figura 5) (Crone and Omdahl, 1987; Vittori et al., 1991).

Este estudio se llevó a cabo en dos formas independientes pero complementarias. La primera fase consistió en la identificación y caracterización, a partir de fotografías aéreas, de rasgos del paisaje y tectónica activa. En esta fase se determinaron patrones de deformación tectónica local y regional identificables también en imágenes de satélite Landsat obtenidas en la página de la NASA (http://nasazulu.gov/), y en modelos de elevación digital obtenidos de datos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) también de la NASA. Estas imágenes, generadas mediante los programas 3DEM®, Global Mapper v7.2® y Surfer 8® fueron una herramienta fundamental para los análisis realizados. Con una resolución de 90 m, permiten obtener la topografía con un error menor al que se obtiene de la cartografía disponible para la región. La segunda fase consistió en la documentación de rasgos estructurales en afloramientos, con datos de ruptura y dataciones en el registro estratigráfico. A nivel local se escogieron algunos sectores para el análisis de cinemática de fallas. El procesamiento de los datos estructurales se hizo utilizando los programas TectonicsFP 1.6.2® y GeoCalculator® 4.5. Para la localización de los sitios de medidas se empleó un GPS Garmin® 12XL, Para las poligonales se utilizó un distanciómetro de paralaje de máximo rango de 30 m, las fotografías se tomaron mediante una cámara digital NIKON®-D70, la toma de datos estructurales se realizó con una brújula Brunton. También se hizo un seguimiento a los cambios de los afloramientos en canteras y en cortes de vías utilizando una cámara de video CANNON®.

Con esta metodología se llevó a cabo el estudio de cinco sectores diferentes, así:

Con mayor detalle se estudió la porción del piedemonte occidental de la Cordillera Central entre Bugalagrande y Buga (Figura 1). En los flancos del Río Bugalagrande se documentan las evidencias morfotectónicas a partir de la información extraída de diferentes sensores remotos y las evidencias se documentan con dibujos y esquemas interpretativos. En los alrededores de Tuluá, el análisis estratigráfico y estructural de afloramientos se interpretó a la luz de paleosuelos directamente afectados por fallamiento. Al sur de Buga, en la Cantera El Vínculo, se documentan deformaciones tectónicas progresivas en una exposición de unidades litológicas que se han atribuido a la Formación La Paila. En la región de Amaime, se discuten algunos de los accidentes morfotectónicos identificados con evidencias paleosísmicas documentadas en trabajos previos (Figura 1). Se reinterpretan las Trincheras Venecia y



Figura 5. Escala de tiempo donde se limitan las observaciones de terremotos (redibujada de www\\Imagenes\timescl2.GIF, consultada en Agosto de 2002)

Piedechinche realizadas por Woodward-Clyde Consultants (1983) en el piedemonte occidental de la Cordillera Central. También se muestrearon paleosuelos interestratificados en los abanicos implicados en la deformación tectónica documentada por estos autores. La interpretación regional se hace a la luz de las deformaciones y edades de estos paleosuelos.

Para tener una visión integral del segmento que muestra sismicidad superficial en el norte del Valle del Cauca, se reinterpretó el reporte de actividad neotectónica realizado por Pardo-Trujillo et al. (1994) en el Norte del Valle del Cauca entre Ansermanuevo y Cartago (Figura 1). En la Cordillera Occidental se analizaron tres sectores: se presenta la Trinchera Loboguerrero realizada por Woodward-Clyde Consultants (1983) cerca al eje de la Cordillera Occidental, sobre la Falla Dagua-Calima. Adicionalmente se analizó un sector en la Variante San Marcos donde reciente mente por los trabajos de la Malla Vial del Departamento se expuso la falla principal del borde oriental de la Cordillera Occidental. En Cali se hizo un análisis morfotectónico, complementado con la estratigrafía de una unidad que según el registro estratigráfico y morfológico corresponde a un abanico fósil (López y Vokler, 2000) y que según dataciones de cenizas volcánicas, aporta una ventana de la deformación Cuaternaria en el piedemonte Oriental de la Cordillera Occidental (Figura 1).

El reconocimiento de paleosuelos y cenizas volcánicas afectadas por rupturas superficiales permitió la aplicación de métodos isotópicos como la datación por radiocarbono (¹⁴C) y termocronológicos como las huellas de fisión, con los cuales fue posible determinar con certeza edades relativas de superficies, calcular recurrencias y asignar edades absolutas a los rasgos superficiales y del subsuelo afectados por terremotos. En total fueron cinco afloramientos-trincheras documentados con evidencias paleosísmicas en los alrededores de Tuluá. En estos sitios se tomaron 13 muestras de paleosuelos que fueron datados por radiocarbono (¹⁴C), complementariamente se analizaron por microscopía 10 muestras de arenas con contenido de material volcánico. Estas muestras componen la secuencia Cuaternaria identificada en los alrededores de Tuluá; cinco de estas muestras fueron datadas por huellas de fisión (laboratorios Universidad EAFIT).

Finalmente, con la asignación de edades a los eventos y los análisis de cinemática de fallas, los datos se integraron dentro de un modelo regional de esfuerzos de cizalla, y se hizo una propuesta del estilo estructural activo que explica la relación de los diferentes sistemas de fallamiento y/o de las deformaciones tectónicas observadas a nivel regional. La correlación de las zonas con ruptura superficial y de los rasgos de fallamiento secundario sirvió para estimar magnitudes máximas con base en comparaciones con terremotos estudiados a nivel mundial.

Por último, en la realización de este trabajo fue fundamental tener en cuenta la compilación del estado del arte de la paleosismología presentada por McCalpin et al. (1996). En ésta los autores discriminan las formas del terreno y/o depósitos generados en diferentes ambientes (compresivos, transcurrentes y distensivos) durante y después de un terremoto, fuera de la falla y en la falla, cosísmicos y postsísmicos, así como el contraste de las formas del terreno con rasgos formados por procesos de erosión, depositación y deformación no sísmica (Tabla 1). La discriminación de estas evidencias conduce a la aplicación del concepto de "paisaje sísmico" que se refiere al potencial de un terremoto, de orden de magnitud determinada, para crear una señal en el registro geológico y geomorfológico (Ver por ej. Serva y Slemmons,

1995; Michetti et al., 2005). Adicionalmente, Michetti et al. (2005) recomiendan aplicar estas líneas de evidencia paleosísmica para reducir la incertidumbre en las edades de paleoterremotos, en los intervalos de recurrencia de terremotos y en las velocidades de deslizamiento de fallas. Todo esto combinado con los resultados que proporcionen las trincheras de falla.

Génesis	Primarias (Creadas por deformación tectónica)						
Localización	En la falla Fuera de la falla						
Tiempo	Cosísmicas		Postsísmicas		Cosísmicas		Postsísmicas
Expresión Geomorfológica Expresiones estratigráficas	 ✓ Escarpes de falla ✓ Fisuras ✓ Pliegues ✓ Huellas de topo ✓ Colinas de presión ✓ Estratos fallados 	✓ ✓ ✓ ✓	Contribuciones después del deslizamiento Cubiertas coluviales Cuñas coluviales Rellenos de fisura	✓ ✓ ✓	Superficies inclinadas Líneas de costa levantadas Líneas de costa sumergidas Depósitos de Tsunami.	✓ ✓ ✓	Terrazas aluviales Tectónicas Contribuciones después del deslizamiento Inconformidades erosivas y depósitos
Abundancia de Rasgos similares no sísmicas	 Estratos plegados Pocas 	•	Inconformidades horizontes fallados) Pocas		Algunas		inducidos por levantamiento, subsidencia e inclinación Comunes
Génesis		Secu	ndarias (Creadas por	def	ormación tectóni	ica)	
Localización	En la falla Fuera de la falla						
Tiempo	Cosísmicas		Postsísmicas	1	Cosísmicas		Postsísmicas
Expresión	✓ Arenas	~	Deslizamientos	~	Expulsión de	~	Deslizamientos
Geomorfológica	 ✓ Deslizamientos ✓ Árboles perturbados 		retrogresivos	✓ ✓ ✓	arenas Deslizamientos Fisuras Compactación de sedimentos por subsidencia		retrogresivos
Expresiones estratigráficas	✓ Diques de arena	√	Sedimentos depositados rápidamente estuarinos o lacustres	✓ ✓ ✓	Diques de arena Cráteres rellenos Deformación de sedimentos suaves	•	Sedimentos depositados rápidamente estuarinos o lacustres
Abundancia de rasgos similares no sísmicas	Algunas		Muy comunes		Algunas		Muy comunes

Tabla 1. Clasificación de rasgos paleosísmicos, expresiones geomorfológicas y estratigráficas (Tomada de McCalpin, 1996).

Este breve marco teorico y metodológico pretende dar una idea general de los conceptos y técnicas que se tuvieron en cuenta para llevar a cabo el trabajo. Una explicación mas detallada de los conceptos en los que se apoya este trabajo se encuentra en el Anexo 1.

5 EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD TECTÓNICA EN LA REGIÓN DE ESTUDIO

"El Cuaternario es un problema para el estratígrafo porque el tiempo aún no ha cumplido su papel simplificador, porque la gran cantidad de información es difícil de correlacionar y porque existe una mayor exigencia en la precisión de los datos" (Auboin et al., 1981)

5.1 RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS CORDILLERA CENTRAL

La Cordillera Central de Colombia tiene una orientación aproximada norte-sur, a la latitud 4°N, entre los ríos Cauca y Magdalena que fluyen hacia el norte, con llanuras y cuencas significantemente elongadas. A la latitud de Buga, el valle del río Cauca es casi estrangulado por una saliente de la Cordillera Central (Figura 1), que en este trabajo se denomina "La Saliente de Buga". Un rasgo notorio en el paisaje relacionado con esta saliente es la Laguna de Sonso, uno de los mayores humedales en el Valle del Cauca.

El piedemonte occidental de la Cordillera Central se divide en tres superficies: un frente montañoso principal, una superficie de aplanamiento levantada (o peniplanicie elevada) y una zona de colinas bajas (Figura 6). A partir del frente montañoso principal, el piedemonte occidental de la Cordillera Central muestra una superficie de aplanamiento elevada ampliamente distribuida, resultante de la peneplanización de las unidades del Neógeno (Grupo Valle). Esta superficie de aplanamiento está cubierta por depósitos cuaternarios. El tope de la secuencia cuaternaria presenta una cubierta pelicular de cenizas volcánicas de caída, de edad holocena provenientes de la cadena Ruíz-Tolima (Toro y Marín, 1994). Esta superficie cuelga sobre el piso del valle del Cauca unos 100 m.

También se reconocen otras dos superficies, resultado principalmente de la acumulación de sedimentos. La superficie mas inferior corresponde al actual piso del valle aluvial del río Cauca (Llanura aluvial baja); ésta se inclina ligeramente hacia el norte. La segunda superficie (Colinas bajas), intermedia en elevación entre las dos, está unas decenas de metros sobre el piso del valle y corresponde principalmente al tope del abanico aluvial de Tuluá (colinas bajas) (Figura 6).

El tope de estas superficies generalmente está conformado por depósitos cuaternarios constituídos en la base por un nivel gravas que suprayace en discordancia la secuencia sedimentaria del Neógeno compuesta en este sitio por la Formación La Paila (Tp) del Grupo Valle (Alvaro Nivia, 2001). Este nivel de gravas está suprayacido por flujos de detritos y arenitas de grano fino con abundante contenido de material volcánico retransportado. El análisis de este material volcánico permitió correlacionarlo con cenizas del Pleistoceno-Holoceno provenientes del volcán Machín (Comunicación verbal Ricardo Méndez).



Figura 6. El piedemonte occidental de la Cordillera Central esta conformado por una superficie de aplanamiento levantada o peniplanice elevada, una zona de colinas bajas y la llanura aluvial reciente. Modelo de elevación del terreno generado mediante el programa Surfer® a partir de curvas de nivel cada 25 m (plano digital de la CVC).

Cuatro de los sectores analizados con más detalle se encuentran en las estribaciones occidentales de la Cordillera Central, entre los Municipios de Bugalagrande y Buga. En estos sectores los depósitos de abanicos subrecientes y recientes de los ríos Bugalagrande, Tuluá y Guadalajara, suprayacen las unidades clásticas y volcanoclásticas del Neógeno. En varios lugares, donde la cubierta es pelicular, estos depósitos transparentan la estructura de las unidades que las infrayacen y muestran deformaciones tectónicas recientes. Esta porción del piedemonte, prolífica en deformaciones, ameritó que en este trabajo se analizaran tres sectores, así: río Bugalagrande, Tuluá y Saliente de Sonso.

Para los análisis estratigráficos, cinemáticos y geocronológicos se aprovecharon varios cortes de carretera: la vía que conduce de Bugalagrande a Galicia, la Variante Tuluá y un corte de talud en el carreteable que conduce de Tuluá a La Iberia. Adicionalmente se aprovechó una trinchera realizada para construir un alcantarillado en el municipio de Tuluá y cortes naturales de los ríos. Tanto las evidencias tectónicas en el registro geomorfológico como en el estratigráfico se describen con detalle en los Anexos 2 y 3 respectivamente.

5.1.1 Sector río Bugalagrande

En este sitio las evidencias de deformación tectónica reciente se encuentran en el registro geomorfológico. A partir del sitio de deyección del 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: depósitos de conos de deyección, abanicos aluviales, y escarpes de dirección NS, EW y NE que se observan con detalle en la Figura 7, una cubierta pelicular cuaternaria inclinada hacia la Cordillera Central, que se ve en las figuras 7, 8 y 9, el Anticlinal de Andalucía y las terrazas que se desprenden de él, detallados en la figuras 7, 8 y 10, y finalmente, fallas y lineamientos que aparecen en la Figura 11.

En este sector las evidencias estratigráficas de levantamiento tectónico. Se muestran de manera muy general en la Figura 11.



Figura 7. Modelo de elevación digital del terreno (realizado a partir de datos del STRM) de los sectores Río Bugalagrande y Tuluá vistos desde el sur. En líneas punteadas los lineamientos mas destacados en esta proyección. Las fallas inversas no fueron trazadas en planta. Con números encerrados en círculos las localidades mencionadas en este trabajo. El relieve está exagerado 15 veces.



Figura 8. Arriba mosaico fotográfico del sector Río Bugalagrande. Anticlinal de Andalucía y depósitos cuaternarios. Vista hacia el sur desde la carretera a Galicia. Abajo dibujo esquemático interpretativo que muestra las estructuras geológicas principales y la ubicación de las secciones detalladas en las figuras 9 y 10. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.



Figura 9. Detalle de la Figura 8. Ts representan superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad esta cubierta parcialmente por depósitos cuaternarios, sin discriminar en el esquema. Qs, en amarillo, corresponde a la superficie más conspicua del Cuaternario en el área (La Llanada) con inclinación hacia el oeste. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.



Figura 10. Detalle de la Figura 8. Ts representa superficies de estratificación inclinadas al este, de rocas pertenecientes a la Formación La Paila. Esta unidad aflora en la parte alta de la vertiente del Río Bugalagrande y está cubierta en la parte baja por depósitos cuaternarios que conforman diferentes niveles de terrazas, siendo Qt6 la más antigua y Qt1 la más reciente. Qs corresponde a la superficie de La Llanada. Las terrazas Qt6 inclinadas suavemente hacia el oeste, representan remanentes de la erosión de Qs. Dibujó Mario Moreno-Sánchez.





Figura 11. Fallas observadas sobre la carretera que conduce de Bugalagrande a Galicia. Arriba, DEM del sector Bugalagrande-La Llanada-Galicia donde se resaltan estructuras ENE truncando las unidades del terciario (al norte del Río Bugalagrande). En los sitios 1 a 4 se hicieron mediciones de planos de falla; en 4 plano de falla relacionado con grieta en eje anticlinal. Inferior izquierda, falla de ángulo alto con desplazamiento en el sentido del buzamiento tomado en el punto 3. Inferior derecha, falla con desplazamiento de rumbo tomada en el punto 1.

5.1.2 Sector Tuluá

En este sector se sustentan tanto evidencias en el registro geomorfológico, como en el registro estratigráfico con cinemática de fallas y dataciones. La zona de colinas bajas está formada principalmente por una serie de escarpes que afectan los depósitos aluviales recientes (Qal), los depósitos del abanico de Tuluá (Qa) que reposan en discordancia sobre la Formación La Paila (Tp) (Figura 12). Los rasgos morfológicos que resaltan en este sector son principalmente abombamientos del terreno y/o pliegues (ver 1, 2 y 3 en Figura 7 y 12), cuestas, contracuestas, terrazas y el comportamiento del drenaje que muestra concordancia con los rasgos del relieve (ver Figura 12).

Las evidencias estratigráficas de deformación tectónica se documentan en los siguientes sitios localizados en las figuras 12 y 13, que de norte a sur son:

- Carreteable Oreja Norte. En este corte se expuso una falla que se representa en la Figura 14.
- Cara Norte Oreja. En este corte se expusieron una serie de fallas imbricadas que afectan unidades Cuaternarias, tal como se muestra en la Figura 15.
- Cara Sur Oreja. En la cara sur se identificó la misma falla inversa de la Cara Norte, que puede verse en la Figura 16.
- Variante Tuluá. En este corte se observan fallas tanto de vergencia al oeste como de vergencia al este, representadas en las figuras 17, 18 y 19.
- Trinchera El Ahorcado. En esta trinchera se expusieron depósitos de coluviación de uno de los escarpes de falla, visibles en las figuras 20 y 21.
- Margen izquierda río Tuluá. En un talud del río se expuso una falla que se observa en la Figura 22.



Figura 12. Mapa geomorfológico y estructural del sector de Tuluá. Abombamientos del terreno: 1) Río Morales, 2) El Ahorcado, 3) Sur Río Tuluá, 4) Frente Picacho. Afloramientos-trincheras: A) "Carreteable Oreja Norte", B) "Cara Norte Oreja", C) "Cara Sur Oreja", D) "Variante Tuluá-N", E) "Variante Tuluá-S", F) "El Ahorcado", G) "Sur Río Tuluá".



Figura 13. Arriba, esquema de localización de afloramientos del Sector Tuluá con los retrocabalgamientos identificados y representados en proyección estereográfica de las principales fallas observadas. Abajo, dibujo de la Variante Tuluá vista desde el este que corta el abombamiento de la terraza del río Morales. En el talud norte de la vía es evidente una falla de vergencia al oeste. A, B, C, D y E nomenclatura de la Figura 12.



Figura 14. Exposición de afloramiento *Carreteable Oreja Norte*. Arriba izquierda vista desde el norte donde resalta la falla de vergencia este desplazando el nivel de gravas que suprayace en discordancia unidades de la Formación La Paila. Arriba derecha detalle del mismo plano de falla cortando la secuencia de sedimentos finos del Cuaternario y sobrecorriendo un paleosuelo (en color mas oscuro ubicado debajo de la escala de madera que mide 1m). En la fotografía inferior izquierda el mismo sector alejado. En la derecha se resaltan los niveles de arenas, cenizas y el paleosuelo sobrecorrido.



Figura 15. Afloramiento Cara Norte Oreja. Arriba y centro, Aspecto morfológico del escarpe y secuencia de fallas imbricadas (desde 1 hasta 9) que emergen a través de planos estratificación de la Formación La Paila (Tp) hasta alcanzar el horizonte de gravas (Cg) del Cuaternario. P: paleosuelo en cuña coluvial. Abajo, detalles del sitio donde se dató un paleosuelo (P), (i) estructuras de inyección. Los números dentro de las proyecciones estereográficas corresponden los datos consecutivos de fallas.





Figura 16. Afloramiento "Cara Sur Oreja", El nivel "guía" de gravas (Cg) que suprayace en discordancia las unidades de la Formación La Paila (Tp) es desplazado por fallas inversas de vergencia al este. En este sitio resalta el plegamiento de las unidades de la Formación La Paila y la concordancia de la topografía actual con la estructura. El desplazamiento a lo largo del plano de falla 7 es de 3 m. Corte N80W.



Figura 17. Afloramiento "Variante Tuluá-S". Arriba, las fotografías tomadas en el talud sur de la vía son continuas, ortogonales al talud y con mínimo traslape. En los esquemas se resalta el crecimiento progresivo de fallas de vergencia este, el engrosamiento de la capa Csp en el pie de la falla y el adelgazamiento en el eje de la charnela o en la pared colgante. Abajo, un poco mas al este de las anteriores la capa Csp se adelgaza en forma de cuña bajo Csm.



Figura 18. Afloramiento Variante Tuluá-S. El nivel de gravas suprayace en discordancia las unidades del Terciario y es afectado por fallas inversas de vergencia este que emergen en secuencia desde 1 hacia 4 a través de planos de estratificación de la Formación La Paila. (P) paleosuelo sobrecorrido por la falla. La fotografía superior fué tomada antes de limpiar el afloramiento. La escala mide un metro.





Figura 19. Afloramiento "Variante Tuluá-N". Corte en la cara norte de la vía. Una falla de dirección general NS y vergencia al oeste emerge plegando los depósitos superficiales, desplaza el nivel de gravas guía y se propaga hacia las capas de arenas (Csp, Csm). El horizonte Csp es engrosado en el seno del pliegue y delgado en la charnela.



Figura 20. Arriba: Expresión morfológica del escarpe *El Ahorcado*. Abajo izquierda, trinchera excavada en dirección oeste - este para una acometida de servicios públicos; al fondo la 14 de Tuluá; sobre el extremo este en la cara norte se documentó la cuña coluvial. Abajo derecha, con tachuelas de colores señalados los diferentes horizontes de la cuña coluvial.



Figura 21. Trinchera El Ahorcado. En el piso de la trinchera el horizonte Gc representa el tope de la terraza. El paleosuelo P1 postdata la terraza. El paleosuelo P6 representa el inicio de formación del suelo actual.



Figura 22. Escarpe Sur Río Tuluá. Arriba emergencia de falla inversa de vergencia oeste. En el dibujo interpretativo se muestra una falla de vergencia al este. El conjunto de ambas estructuras forma la colina de presión. En las figuras de abajo detalles de la falla 1 donde se muestran pliegues de arrastre (1) que confirman el carácter inverso de esta estructura. A la derecha un pop-up de escala centimetrica (2) formado al parecer en un paleosuelo.

5.1.3 Sector Sonso

En este sector se encuentran estructuras de expresión conspicua en el paisaje: el Anticlinal de Sonso, que forma la terminación sur de la Saliente de Buga, al sur de esta ciudad, así como lineamientos y fallas de distinta orientación, que se observan en las figuras 23 y 24. El Anticlinal de Sonso, incrementa su expresión en topografía hacia el norte desde un poco al sur de la Saliente de Buga, 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 25).

En lo que respecta a las evidencias en el registro estratigráfico, en la Cantera El Vínculo se expusieron una serie de estructuras, cuya localización se observa en las figuras 26 y 27. De este a oeste son una estructura monoclinal, paraconformidades y discordancias progresivas, fallas inversas de vergencia oeste, fallas inversas de vergencia este, fallas normales, que se muestran en las figuras 28 a 34.





Figura 23. Sector Saliente de Buga. Arriba a la izquierda, mosaico fotográfico tomado en dirección norte sobre el eje del Anticlinal de Sonso. Arriba derecha, dibujo esquemático del Anticlinal de Sonso con las fallas principales. El anticlinal es asimétrico con vergencia al oeste; las fallas inversas se sitúan paralelas al rumbo y hacia los flancos de la estructura, las fallas normales se encuentran en la zona de mayor estiramiento sobre la charnela. Izquierda, modelo STRM de la Saliente de Buga donde se ubica la Cantera El Vínculo. En este modelo se trazaron las estructuras mas regionales.





Figura 24. Arriba, mapa topográfico del extremo sur de la Saliente de Buga. En el recuadro se muestra la ubicación de la Cantera El Vínculo. En el centro, flanco oeste del Anticlinal de Sonso cortado por los trabajos de la Cantera El Vínculo. Abajo, terminación sur del Anticlinal de Sonso vista desde la carretera Palmira-Buga.



Figura 25. Perfiles topográficos en dirección este-oeste, elaborados con datos del STRM, tomados en el piedemonte occidental de la Cordillera Central entre el Sur de la población de Sonso y Buga. El Anticlinal de Sonso es una estructura que gradualmente incrementa su expresión de sur a norte. La estructura culmina al este de la población de Buga, donde se ven por lo menos tres niveles de terrazas que se desarrollan sobre el anticlinal. Los abanicos aluviales recientes al sur de Buga se han depositado atrás de esta estructura.



Figura 26. Localización de las fallas reconocidas en la Cantera El Vínculo representadas con sus proyecciones estereográficas individuales. Arriba, a la derecha: proyecciones totales. Los números corresponden a datos consecutivos de las fallas



Figura 27. Arriba, Anticlinal de Sonso tal como aparece en la cantera El Vinculo. Abajo, detalle del sector señalado en el recuadro arriba. Se resalta la posición de las fallas normales con respecto a la flexura principal del anticlinal. Las fallas inversas están distribuidas a través de toda la estructura. También son notorias las superficies de orden 7 y 8 (números encerrados en circulo) que fosilizan algunas fallas y pliegues.



Figura 28. Detalle de la Figura 27 en el costado este de la Cantera El Vinculo. Plegamiento monoclinal. Las lodolitas y arenitas (Tp4 a Tp8) aparecen en discordancia en el flanco hundido de la estructura. A la derecha de la fotografía las secuencias son paraconformes, por tanto la superficie generada podría corresponder a un orden 7 o mayor. Asociado al plegamiento existen una serie de fallas menores principalmente inversas (números 1 a 7).



Figura 29. Retrocabalgamiento Sonso (datos de falla 19 y 21). Tpc y Tpa corresponden a sedimentos de la Formación La Paila. Hacia la base niveles de areniscas de color pardo (naranja en el esquema de abajo) suprayacidos por niveles de gravas (Tpc) estratificadas con estructuras de erosión en la base. El desplazamiento neto es cercano a los 3 metros.



Figura 30. Arriba, fotografía de la falla normal reactivada como falla inversa. Abajo, dibujo interpretativo. En la parte inferior de la falla el desplazamiento de niveles de la Formación La Paila (Tp1 y Tp2) aparece como normal mientras que en la parte superior el desplazamiento de los niveles de caliche indican que el fallamiento más reciente es inverso. El nivel de gravas cuaternario (Qs) al parecer no está afectado, sin embargo los niveles Qs (?) si lo están.


Figura 31. Arriba derecha, Retrocabalgamiento Sonso correspondiente al dato de falla 18. Abajo derecha, dibujo interpretativo de esta falla inversa con vergencia al este afectando rocas de la Formación La Paila (Tp) y depósitos cuaternarios (Qc). Izquierda fotografía del plano con estrías en el que sobresalen guijos de cuarzo con "sombras" de arcilla tal como se ilustra en el esquema de la izquierda inferior; las flechas indican el sentido del movimiento.



Figura 32. Pequeño graben formado entre las fallas normales 12 y 13. La falla 13 es fosilizada por una superficie de erosión más antigua. La falla 12 es más reciente que la superficie de erosión. Esto sugiere que el graben fue formado durante dos fases diferentes de actividad tectónica. Originalmente esta estructura comenzó como un semigraben. La superficie visible en la parte superior de la fotografía corresponde a un terraplén dejado por los trabajos de la cantera, que aprovecharon una capa de arcillolitas cuya base coincide con una superficie límite de orden 7 (numero encerrado en circulo).



Figura 33. Detalle de la Figura 27 extremo occidental de la cantera El Vinculo. Aquí se observa una suave discordancia entre depósitos de gravas de canales fluviales y depósitos mas finos originados en llanuras de inundación. La superficie límite es de orden 7 o mayor.



Figura 34. Arriba fotografía del retrocabalgamiento Sonso. Abajo esquema interpretativo de la estructura. Resalta la discordancia angular entre las capas de la Formación La Paila (Tp) inclinadas suavemente hacia el oeste y los depósitos cuaternarios suprayacentes (Qs). El estereograma corresponde al dato 22 en la Figura 26. Para la escala utilice las huellas de vehículos.

5.1.4 Sector Amaime

En el sector comprendido entre la Saliente de Buga y Amaime, se presentan una serie de abombamientos en el terreno con eje largo en sentido NW, discontinuos, en tramos no mayores de 2 km de longitud, desde Amaime hasta el sur del Río Tapias. Debido a la continuidad que presentan los escarpes o abombamientos de dirección NW (figuras 35 y 36) que se prolongan con expresión más conspicua hasta el sur de Sonso, en este sector se reinterpretaron las trincheras Venecia y Piedechinche, realizadas por Woodard-Clyde Consultants (1983), que aparecen en las figuras 37 y 38.





Figura 35. Modelos de elevación digital del terreno del sector Sonso-Amaime realizados a partir de datos de STRM. Se resaltan los escarpes que componen la rampa lateral del sistema cabalgante frontal. Escarpes Quebrada Honda y La Novillera. Arriba el relieve está exagerado 5 veces y abajo 10 veces.



Figura 36. Mapa topográfico con la localización de las trincheras de Woodward-Clyde y de los escarpes La Novillera, Quebrada Honda, Venecia y Potrerillo.



Figura 37. Trinchera Venecia. El registro fue tomado, modificado y reinterpretado de Woodard Clyde (1983). Estos autores identificaron el paleosuelo (2) y el suelo actual (s) plegados, con una edad 14C 6.320 años y 2000 años respectivamente. El suelo actual tendría una separación vertical de 1 m con relación a la base del escarpe mas bajo. El plegamiento fué generado por dos fallas inversas de vergencia oeste. El desplazamiento medido sobre el buzamiento de la falla, sería de 2 m.



Figura 38. Trinchera Piedechinche. Modificada de Woodward Clyde Consultants (1983). Falla de orientación general NW inversa de vergencia oeste.

5.2 MODELO ESTRUCTURAL PROPUESTO PARA LA CORDILLERA CENTRAL

5.2.1 Sistema de cabalgamiento NS

5.2.1.1 Crecimiento activo de pliegues preexistentes

El avance progresivo del frente de cabalgamiento en el piedemonte occidental de la Cordillera Central entre Bugalagrande y Tuluá ha producido una serie de formas anticlinales y sinclinales de tendencia general N-S que se clavan hacia el norte y al sur, respectivamente. En la superficie de aplanamiento los depósitos cuaternarios tienen abombamientos con tendencia E-W, NW y NE que convergen hacia la falla principal del frente montañoso (anticlinal sugerido en Figura 39). Aunque en este sitio no se hicieron análisis detallados, se sugiere que estas geoformas corresponden a terminaciones de fallas que se expresan en superficie como pliegues cónicos. Adicionalmente uno de los escarpes que afecta la superficie de los depósitos cuaternarios en este sitio, denominado el "contraescarpe de Galicia" estaría relacionado con la Falla La Ribera-Galicia (figuras 39 y 40). La excavación de una trinchera en este sitio cercano al frente montañoso sería ideal para conocer el momento de inicio de formación del Piedemonte actual.

La Figura 40 es un corte transversal en dirección N80W de la región de estudio entre el valle del río Cauca y la Cordillera Central pasando entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el Sur. En este corte se representan las principales estructuras que afectan el sector y el sentido de transporte tectónico. El despegue de las fallas sintéticas se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal.

Geomorfológicamente el crecimiento activo de varios de los pliegues de tendencia N-S, formas anticlinales y sinclinales de unos pocos kilómetros en las rocas del Neógeno del Grupo Valle y depósitos recientes, es evidenciado por:

a) Una suave flexura de los depósitos suprayacentes del Cuaternario sobre los flancos de la estructura.

b) Pequeñas cuencas piggy-back que se desarrollan atrás de algunos de los anticlinales. Estas cuencas usualmente se forman sobre sinclinales amplios y abiertos.

c) Localmente, grupos de terrazas erosivas que se conservan en el corazón de los anticlinales, generadas por la acción de los ríos que tienen suficiente energía para cortar los ejes anticlinales.

d) Disección progresiva aguas abajo de algunos de los anticlinales dejando terrazas elevadas cada vez más empinadas (cuanto más joven es la terraza la inclinación es menor), que se truncan hacia el anticlinal que está aguas arriba. Esto implica que el anticlinal está creciendo proporcionando el desprendimiento progresivo de la red de drenaje.



Figura 39. Principales superficies geomorfológicas y estructurales del sector Bugalagrande - Tuluá. Trazadas sobre un modelo de sombras realizado a partir de curvas cada 25m. En la zona de colinas bajas, SL representa la superficie inclinada La Llanada. AA' es la sección presentada en la Figura 40. El trapecio amarillo muestra el área fotografiada en el mosaico de la Figura 8.



Figura 40. Corte AA' en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tulua en el Sur. Resalta el anticlinal en la superficie de aplanamiento; en lineas punteadas se representa la superficie original del terreno. Relacionadas con el núcleo de este anticlinal se encuentran las terrazas documentadas en el rio Bugalagrande. Notese el desarrollo de cuencas de *piggy-back* donde se depositan los sedimentos del Cuaternario que se desprenden del frente montañoso principal. El despegue de las fallas de vergencia oeste se presume a partir de una estructura que controla el frente montañoso principal. Perfil topográfico realizado a partir de curvas de nivel cada 25 m del plano digital de la CVC. Ver Figura 39 para la localización del corte.

e) La disrupción de abanicos recientes es otra evidencia contundente del crecimiento activo de piegues. Los perfiles topográficos muestran que el anticlinal de Sonso incrementa gradualmente su expresión de sur a norte, culminando al este de la población de Buga donde son evidentes niveles de terrazas sobre el anticlinal (Figura 25). El flanco posterior del Anticlinal de Sonso lo constituyen una serie de abanicos aluviales de los ríos Tapias, Sonsito y Guayabal, siendo esta estructura una barrera física para la progradación de los sedimentos aluviales. En estos sitios mostrados en los perfiles es recomendable buscar material para datar. Aquí se obtendrían datos valiosos no sólo para el cálculo de las recurrencias sino también para evaluar las tasas de levantamiento del piedemonte.

En el registro estratigráfico el crecimiento activo de pliegues se documenta en a) algunas fallas normales de momento de plegamiento en las crestas de anticlinales con grietas abiertas que se rellenan con suelos Holocenos ricos en materia orgánica, b) discordancias progresivas y paraconformidades.

En las figuras 8 a 10 y 25 se documentan con un buen nivel de detalle las terrazas existentes en las terminaciones periclinales de los anticlinales de Andalucía y Sonso. Estas figuras constituyen elementos de trabajo fundamentales para continuar con los análisis geocronológicos y cinemáticos del frente de cabalgamiento activo.

5.2.1.2 Escarpe de flexura

La divisoria entre la superficie de aplanamiento levantada y el valle del Cauca es muy abrupta; entre Sonso y Bugalagrande se presenta como un escarpe morfológico de varias decenas de metros de altura (figuras 6 y 39). El escarpe se desarrolla en depósitos Cuaternarios de origen tanto volcánico como aluvial suprayacentes a la unidad del Grupo Valle. También presenta una alta disección, con un perfil convexo y un trazado suavemente ondulado. Las evidencias mostradas en los sectores de Bugalagrande, Tuluá y Sonso corresponden a un escarpe de flexura, similar al descrito por Audemard (1999) en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental, Llanos de Colombia y Venezuela.

Se deduce que en el contacto entre la zona de colinas bajas y la llanura aluvial se encuentra uno de los cabalgamientos mas recientes que emergen hacia la llanura aluvial actual del río Cauca. El escarpe de flexura y el anticlinal de Andalucía, son la expresión principal de la existencia de esta falla, denominada la "Falla de Tuluá" (Figura 40). Así mismo siguiendo hacia el frente montañoso emergen cuatro escarpes más, que se deduce son producidos por la propagación de fallas de cabalgamiento que avanzan aprovechando los planos de estratificación de la Formación La Paila. Ejemplo de estos son: los escarpes de la "Superficie La Llanada", de la Falla Bugalagrande, de la Falla Río Bugalagrande y el más oriental, denominado el Contraescarpe de Galicia (de la Falla La Ribera – Galicia). Otra de las características de estos escarpes de flexura es la aparición frecuente de retrocabalgamientos asociados a estas estructuras.

Existen dos hipótesis no excluyentes para explicar los retrocabalgamientos, la primera que la cuña de cabalgamiento es subcrítica y la segunda que la estratificación de la Formación La

Paila propicia los retrocabalgamientos. En el primer caso el cabalgamiento representa el despegue de una estructura tipo *piel delgada* cuyo frente se halla sometido a compresión continua con el desarrollo de fallamiento antitético (ej. cuña Coulomb) (Figura 40). Por otro lado la estratificación de las rocas que conforman la cuña (la Formación La Paila) usualmente está buzando hacia el oeste en estos frentes de cabalgamiento. Esto genera superficies de debilidad que facilitan los retrocabalgamientos (Figura 41). Estos escarpes con cara al frente montañoso podrían ser generados por la acción conjugada de los retrocabalgamientos. También se presume que estas fallas de vergencia oeste se desprenden de una falla inversa principal que controla la morfología del frente montañoso principal.

Los escarpes menores observados en Tuluá con cara hacia el oeste de Tuluá, son muy sutiles desde el punto de vista morfológico. Esto se atribuye a su juventud producto del progresivo crecimiento hacia el Oeste de escamas de cabalgamiento del piedemonte occidental de la Cordillera Central. En conjunto las deformaciones generadas por la emergencia de fallas de cabalgamiento es posterior a la peneplanización de las unidades del Mioceno.

5.2.1.3 Variaciones en el comportamiento del drenaje

Los rasgos morfológicos de fallas inversas pueden observarse a escala regional, tan bien como a escala local. El drenaje tiene alta sensibilidad a la tectónica compresiva activa, éste se ajusta rápidamente a la deformación, y responde de diferentes formas a levantamiento o subsidencia dependiendo de la energía. En consecuencia, las anomalías de drenaje son los indicadores más frecuentes de movimientos neotectónicos tanto en pliegues como en fallas de cabalgamiento (Audemard, 1999).

Aplicando los indicadores geomorfológicos identificados en este trabajo (Figura 12) y publicados como un ejercicio en Ollarves et al. (2006) se pueden citar los siguientes rasgos como indicadores de fallas ciegas: la horquilla del río La Vieja (conocido como el codo de la Vieja, abanico del Quindío) directamente relacionada con la Serranía de Santa Bárbara, la posición no-axial del río Cauca dentro de su valle, la sinuosidad del río y la posición de los cinturones de meandros. Los abombamientos, arqueamientos e inclinaciones de la superficie del terreno también son buenos indicadores de actividad de pliegues parcial o totalmente cubiertos y de fallas cabalgamiento.

5.2.2 Conexión con el sistema transpresivo ENE

Los rasgos de fallas rumbo-deslizantes se identifican mejor a escala regional, utilizando las imágenes Landsat y del STRM. Las fallas interpretadas en este trabajo con componente lateral corresponden al sistema ENE conocido como tipo Cucuana (después de McCourt et al. 1983). Cinco de los principales segmentos rumbo-deslizantes son detectables en imágenes Landsat, cruzando la Cordillera Central, desde el río Consota en la región de Pereira en el norte hasta la región de Timba en el Sur. Varias de estas fallas muestran un patrón estructural en relevos sinestrales. Se deduce que la región comprendida entre La Paila y Sonso se encuentra en la





Figura 41. Arriba, esquema simplificado del escarpe de flexura del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representado en el flanco oeste del Anticlinal de Andalucía (no a escala). Se sugiere que el plegamiento de los depósitos cuaternarios (Qs) ha ocurrido por la emergencia de fallas aprovechando los planos de estratificación de las unidades infrayacentes (Tp). Abajo, fotografía y esquema del eje del Anticlinal de Andalucía visto desde el Sur.

terminación oeste del sistema ENE dextal, en un relevo izquierdo compresivo (Figura 42).

5.2.3 Espacios de acomodación

Es frecuente encontrar grandes abanicos aluviales directamente relacionados con las fallas de tendencia ENE; ejemplos de estos se encuentran en: el abanico del Quindío (1 en Figura 1) limitado por las fallas Otún en el norte y Río Verde en el sur; el abanico de Ibagué (2 en Figura 1) en el flanco este de la Cordillera Central hacia el Valle del Magdalena, limitado con la falla de Ibagué; y los abanicos de Tuluá y Bugalagrande (3 en Figura 1) en la terminación occidental de la misma.

A nivel más local la depositación de los abanicos más recientes se ha dado en pequeñas cuencas generadas atrás de frentes de cabalgamiento de tendencia general NS, en cuencas *piggy-back* (Figura 40). Entre el frente montañoso principal y el valle del Cauca los sedimentos se han depositado sobre una superficie de aplanamiento en levantamiento y/o en etapa de rejuvenecimiento, reflejo de esto es la inclinación que presentan estos depósitos Cuaternarios (Figura 9). El Anticlinal de Sonso, incrementa su expresión en topografía hacia el norte desde un poco al sur de la Saliente de Buga, 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 25). Esto es comparable con lo que está ocurriendo a la latitud de Bugalagrande con la disrupción de los depósitos del abanico de Bugalagrande y de los conos de deyección marginales al frente montañoso principal que se han depositado en cuencas *piggy-back*. Comparados con el Abanico del Quindío, estos abanicos del sur del valle, Bugalagrande, Morales, Tuluá y Amaime, se encuentran en un estado embrionario de deformación.

La inclinación que presentan estos depósitos hacia el oriente es un rasgo común en los abanicos del piedemonte occidental de la Cordillera Central. Esta deformación es comparable con lo que ocurre en el piedemonte en los Llanos Orientales de Colombia en relación con la Flexura Andina, los abanicos a las latitudes de Monterrey y Barranca de Upía son algunas de las expresiones más conspicuas de un estado mucho más avanzado de deformación por fallas de cabalgamiento que reflejan el sentido del transporte tectónico principal.

5.2.4 Interacción de estructuras: rampas laterales y segmentación

Varios lineamientos de dirección general NW son paralelos al curso de los afluentes principales del Río Cauca en el sector comprendido entre Bugalagrande y Tuluá (figuras 7, 11, 12 y 39). En primera aproximación esto indica la dirección del máximo gradiente del valle del Río Cauca. Sin embargo los abombamientos del terreno en dirección NW, están asociados con estos drenajes haciendo que se comporten en subsecuencia. La formación de abombamientos de dirección NW, tal como se observa en la margen derecha del río Morales, el control del cauce de los ríos Bugalagrande y Tuluá desde el frente montañoso principal a través del piedemonte, se interpreta como producto de pliegues de separación de los despegues o rampas



Figura 42 Esquema que muestra la relación entre el sistema compresivo NNE y el sistema ENE transpresivo dextral. Tuluá se encuentra en un relevo compresivo izquierdo del sistema ENE dextral que corresponde a la cizalla principal generada por un esfuerzo principal dirigido ENE. El sistema transcurrente NNE se comporta como un sistema riedel dextral a lo largo del cual se generan zonas de hundimiento como en San Marcos y de levantamiento como en Cali.

laterales del sistema de cabalgamiento frontal. En algunos sitios la inmersión de estos abombamientos apunta al sitio de emergencia de fallas de cabalgamiento. Este sistema tiene relevos izquierdos que se manifiestan en el terreno como abombamientos de poca extensión, menores de 3 km en planta. Hay que agregar que varios de estos segmentos NW tienen una expresión conspicua en imágenes de satélite atravezando la Cordillera Central. Por ejemplo el de Tuluá continúa hasta el Valle del Magdalena. Estas estructuras al parecer se corresponden con aquellas descritas como fracturas de tensión por Hall y Wood (1985). Se propone que en la fase de deformación actual esas estructuras están siendo reactivadas y más que presentar desplazamientos sinestrales, se comportan como rampas laterales del sistema de cabalgamiento frontal. En muchos sitos estas estructuras aparecen cubiertas por depósitos cuaternarios y en algunos sectores los cortan. Posiblemente acutuaron como un sistema riedel dextral que hoy induce un desplazamiento sinestral aparente del sistema NS.

También relacionado con el sistema cabalgante frontal, se encuentran los lineamientos NE. En Tuluá, las terrazas escalonadas NS que se desprenden al oriente desde el Cerro Picacho, están limitadas al norte y al sur por lineamientos NE (Figura 12). Estas terrazas presentan superficies suavemente abombadas y aunque parece que se trata de las cuestas y contracuestas del las unidades del Neógeno, su superficie está cubierta por sedimentos cuaternarios que hoy se encuentran aislados de la superficie de depositación original. Esta situación permite plantear que las terrazas están directamente relacionadas con la emergencia de fallas de dirección NS que se propagan a través de los planos de estratificación de la Formación La Paila. El hecho de que estas terrazas se encuentren limitadas por los lineamientos NE, evidencia el relevo compresivo del sistema ENE en este lugar. A nivel regional la formación de este frente de cabalgamiento estaría controlado por la acción de fallas de dirección NE. Al norte de la Saliente de Buga las escamas de cabalgamiento cambian de orientación conformando rampas laterales en sentido NE se forma la reentrante en el sector La Paila y en sentido NW se forma la rampa lateral del frente inverso. Esta podría llamarse la reentrante de Amaime.

Adicionalmente existen lineamientos cortos en sentido EW, notorios en las fotografías aéreas. Aunque las estructuras EW identificadas en Tuluá no se han comprobado en el registro estratigráfico, se infiere que son paralelas al eje de compresión principal que actúa en esta porción del piedemonte (ver fallas normales en Figura 26). Las fallas EW con componente normal halladas en el registro estratigráfico no tienen rasgos contundentes en las fotografías aéreas, por ejemplo las fallas normales identificadas en la vertiente sur del Río Bugalagrande afectando unidades de la Formación La Paila.

5.3 RASGOS GEOMORFOLÓGICOS Y ESTRATIGRÁFICOS CORDILLERA OCCIDENTAL

La intención de evaluar algunos rasgos en la Cordillera Occidental surge de la importancia de encontrar cuáles son las relaciones mecánicas y cinemáticas con el sistema del flanco occidental de la Cordillera Central.

En el piedemonte 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 (Figura 43). Ocasionalmente pequeñas colinas tienen eje largo paralelo a este rasgo.

El análisis de las evidencias estratigráficas de deformación tectónica en la Cordillera Occidental se centró en los siguientes sitios: En Cartago se reinterpretó un reporte de neotectónica realizado en la vía Cartago-Ansermanuevo por Pardo-Trujillo et al. (1994), a la luz de nuevas evidancias encontradas durante el transcurso de este trabajo, que se muestran en las figuras 44, 45 y 46. En Loboguerrero se reinterpretó una trinchera realizada por Woodward-Clyde Consultants (1983), que se muestra en la Figura 47. En el sector de San Marcos se analizó un corte de carretera donde se expusieron las fallas principales del borde occidental del valle del río Cauca, que se muestra en la Figura 48. Finalmente, en Cali se analizó un sector en el norte de la ciudad donde depósitos de un abanico cuaternario se encuentran afectados por fallamiento, como se puede ver en la Figura 49. La explicación detallada de estos sitios se encuentra en los Anexos 2 y 3.



Figura 43. En la imágen sobresale el Piedemonte oriental de la Cordillera Occidental controlado por una falla con trazo muy recto en sentido NNE. El control estructural de este rasgo se obtuvo en la Variante San Marcos (Figura 48). Modelo de elevación del terreno realizado a partir de datos del STRM.



Figura 44. Mosaicos fotográficos y esquemas interpretativos del corte de la carretera Cartago-Ansermanuevo en cercanías del puente sobre el río Cauca. El mosaico inferior fue invertido digitalmente para compararlo con el mosaico superior, tomado en el flanco opuesto de la carretera, visto en su posición normal. Las estructuras mas notorias son un graben amplio y un horst angosto que se pueden seguir en los dos flancos. los números señalan sitios de medición estructural, las letras representan niveles de la secuencia estratigráfica (A: mas antiguo, F: mas reciente). Las fotografías fueron proporcionadas por Mario Moreno-Sanchez y la interpretación se basa en Pardo-Trujillo et al. (1994). Redibujado para este trabajo.



Figura 45. Ejemplo de deformación plástica en afloramientos de la carretera Panorama entre Asermanuevo y la Unión. Las arenitas conglomeráticas (Ac) son el sustrato rígido sobre el que depósitos más finos sufrieron licuación (Lc) y a su vez los que se hallan sobre estos se fallaron.





Figura 46. Arriba, fotografía de un afloramiento característico de la Formación Zarzal sobre la carretera Cartago-Ansermanuevo, una falla normal afecta estos depósitos. Abajo, esquema interpretativo de la inversión de relieve de las gravas (Cg) que suprayacen la Formación Zarzal (Tpz).



Figura 47. Trinchera Loboguerrero. Redibujada de Woodward-Clyde (1983). Flor negativa donde la falla principal, en el centro de la trinchera es de rumbo. Los numeros dentro de las proyecciones equiangulares corresponden a los consecutivos de las fallas



Figura 48. Arriba, mosaico fotográfico de los basaltos expuestos en el flanco este de la Variante San Marcos, en la carretera que conduce de Yumbo a Media Canoa, en el piedemonte oriental de la Cordillera Occidental. Arriba del vehículo existe una cuña coluvial que se relaciona al fallamiento. Abajo izquierda, detalle de estrías de rumbo sobre una de las fallas. Abajo derecha, esquema de la Variante con las proyecciones estereográficas de las fallas existentes a lo largo del corte.



Figura 49. Abanico fósil de Cali afectado por fallamiento. Fotografía superior, capas de cenizas falladas en el sitio 1 señalado sobre el modelo de sombras. Fotografía inferior, flujo de detritos fallado en el sitio 2 señalado sobre el modelo de sombras. En el Corte A-B en sentido N40W se resaltan los depósitos del abanico en discordancia sobre la Formación Volcánica.

5.4 EVIDENCIAS DE DEFORMACIÓN TECTÓNICA EN EL VALLE DEL RÍO CAUCA

El río Cauca, con la mayor parte de su curso recostado contra la Cordillera Occidental, recorre en su cuenca media departamentos del Valle del Cauca y Cauca, de sur a norte un valle alargado en sentido general NNE, que se cierra al norte de Cartago y en el sur a la latitud de Timba (Figura 50). En su porción media, a la latitud de Buga, el valle del río Cauca tiene un máximo estrangulamiento generado por la "Saliente de Buga" como se ve en las figuras 1 y 50. Así, el tramo del Río Cauca entre Cartago y Cali presenta una característica importante: posee un eje promedio rectilíneo ubicado contra el piedemonte de la Cordillera Occidental, como se ve en la Figura 50. Aprovechando esta cualidad 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 aprovecharon los datos del STRM que no solamente son replicables (ver coordenadas de inicio y fin en la figuras 50, 51 y 52) sino que son más precisos comparativamente con los datos que pueden extraerse de la topografía existente en las instituciones de orden nacional y regional (IGAC, CVC).

En la Figura 51 se muestra el gradiente regional del valle del río Cauca desde Cali hasta Cartago, en la Figura 52 se muestra la sinuosidad del cauce del río en el mismo tramo. Las evidencias resumidas en las figuras anteriores sustentan la influencia activa del sistema de cabalgamiento frontal de la Cordillera Central sobre el comportamiento del río Cauca y la influencia pasiva del sistema transcurrente del flanco occidental del valle del río Cauca.

Para un mayor detalle sobre los perfiles realizados con datos del STRM y el cálculo del gradiente y la sinuosidad ver el Anexo 2.



Figura 50. Perfiles topográficos este - oeste del valle del río Cauca a las latitudes de Buga y Cali. El mayor estrangulamiento del valle esta relacionado con la saliente de Buga. El Río Cauca se mantiene en general recostado contra el piedemonte de la Cordillera Occidental. Perfiles realizados a partir de datos del SRTM.



Figura 51. Perfil topográfico longitudinal (datos del STRM cada 100 metros) de sur a norte del valle del Río Cauca. En él se han separado tres sectores de acuerdo con las variaciones en el gradiente: en el sur y en el norte, las subcuencas de Cali y Cartago con pendiente regional entre 0.00026 y 0.00022 respectivamente; en el centro La Saliente de Buga con marcadas variaciones en el gradiente. Para cada sección ha sido trazada la curva de regresión, con diferentes puntos de origen (los valores de intercepto son relativos). Punto de inicio (A): 3.4276 Latitud, -76.5323 Longitud; Punto final (B): 4.8667 Latitud, -75.9231 Longitud. n' y n indican el desnivel máximo y mínimo del Río Cauca en el sector de la laguna de Sonso. Abajo vista en planta de la sección dibujada arriba.



Figura 52. Arriba, gráfica de índice de sinuosidad del Río Cauca entre Cali y Cartago. El máximo de sinuosidad (2.47) se alcanza en el sector de la Saliente de Buga. Los valores promedio de sinuosidad en los sectores de Cali, Saliente de Buga, y Cartago se trazaron con lineas punteadas. Abajo, esquema en planta del Río Cauca con segmentos de 10 km utilizados para el cálculo de sinuosidad.

5.5 DATOS GEOCRONOLÓGICOS

El supuesto de que las recurrencias son uniformes, no debe aplicar a la historia de muchas fallas en largos períodos de tiempo. Los registros históricos de grandes terremotos muestran una variabilidad considerable en sus patrones de recurrencia espacial y temporal (traducido de Allen, 1975)

La identificación del contexto geomorfológico y estratigráfico es ya una aplicación de la geocronología. Esto permite una adecuada aplicación de cualquier método de datación numérico, isotópico o radiogénico. Una de las aplicaciones directas que se derivan de la paleosismología es la identificación de tiempos de recurrencia. Con las observaciones hechas en este trabajo se pretende dar una aproximación sobre las velocidades de deslizamiento de las fallas prehistóricas.

Como se ilustró en el capítulo precedente, algunas de las fallas encontradas en superficie están sobrecorriendo paleosuelos que fueron datados mediante radiocarbono ¹⁴C. Adicionalmente en el sector de Amaime se encontraron paleosuelos relacionados con superficies afectadas por fallamiento. Las edades se muestran en la Tabla 2.

Localización		Desplazamiento (m)	[°] Edad ¹⁴ C años BP (¹³ C corregido)
Sector Tuluá			· · · ·
Carreteable Oreja Norte (A en Figura 12 y 13, Falla 18 en Figura 14)		1.75	17800 ± 660 (-25.7*)
Cara Norte Oreja (P. En Eiguro 13, Follo 0 on Eiguro 15)		3	12820 ± 40 (-27.9*)
Variante Tuluá		2	7930 ± 60 (-23.7*)
(D en Figura 12, Falla 17 en Figura 18)			13070 + 80 (26.8*)
Trinchera El Ahorcado	Paleosuelo 1		13070 ± 00 (20.0)
(F en Figura 12) Paleosuelos en cuña coluvial datan episodios de crecimiento y erodación del escarpe (Figura 21)	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*)
Saliente de Sonso Cantera El Vínculo			
(Fallas 19 y 21 en Figuras 26 y 29)		4	

Tabla 2. Desplazamientos de fallas datados por radiocarbono (edades reportadas por los laboratorios GEOCHRON)

Localización		Desplazamiento (m)	[°] Edad ¹⁴ C años BP (¹³ C corregido)
(Falla 14 en Figuras 26 y 30)		0.8	
(Falla 18 en Figuras 26 y 31)		0.8	
(Falla 13 en Figuras 26 y 32)		1.33	
(Falla 12 en Figuras 26 y 32)		2.33	
(Falla 22 en Figuras 26 y 34)		2	
Amaime/ Trinchera Woodward-Clyde			
Figura 36. Falla Occidental de Venecia en Figura 37		2	6320
Figura 36. Falla Oriental de Venecia en Figura 37		1	2000
Paleosuelos interestratificados en flujos de detritos correlacionables con aquellos excavados mas al occidente por Woodward-Clyde Consultants (1983)	TA-3 P2		7440 ± 100 (-14.9*)
	TA-1 P1		6423 ± 70 (-13.5*)
	TA-2 P1		2190 ± 60 (-22.1*)
	TA-3 P1		5420 ± 120 (-18.2*)

* δ¹³C_{PDB (%)}: este valor 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

6 CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

Cualquier modelo de deformación activa y amenaza sísmica debe buscar una reconciliación entre el fallamiento cosísmico y el crecimiento de pliegues con la estructura cortical superficial (a veces discrepante) y con la sismicidad de la corteza media e inferior (Bull, 2000).

La deformación dúctil de la cubierta cuaternaria a escala más regional, entre las latitudes de Cali y Cartago, combinada con deformación frágil a escala local, son pruebas de la actividad reciente o reactivación del cinturón de cabalgamiento plegado del Neógeno. Cabalgamientos que son el resultado de la actividad tectónica de la Cordillera Central donde la Saliente de Buga se comporta como un indentor. En este sector el valle del Cauca presenta el máximo estrangulamiento, allí afloran rocas ultrabásicas y el Batolito de Buga. Por otro lado las estructuras de la Cordillera Occidental sugieren fallamiento transcurrente. Esta cordillera tiene menor aporte de sedimentos y por tanto los abanicos son menos desarrollados.

6.1 ESTILO ESTRUCTURAL REGIONAL

Los indicadores 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 piedemonte occidental de la Cordillera Central.

El piedemonte, que se extiende principalmente al oeste del sistema Cauca-Almaguer, aún se está levantando y sobrecabalgando el valle del Cauca (Figura 53), el cual está siendo estrangulado entre las latitudes de la Saliente de Buga. El grupo de evidencias presentado en este documento permite argumentar que un acortamiento Holoceno controla la generación del piedemonte 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.

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 (ej. Meissner *et al.* 1973). 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.



Figura 53. Localización de la estructura principal que conforma la zona de compresión Holocena documentada en este estudio en la "Saliente de Buga" entre Bugalagrande y Amaime. El mapa geológico es adaptado y modificado de Ingeominas (1988) y los desplazamientos de fallas son tomados de Woodward-Clyde (1983) y Moreno-Sánchez y Pardo-Trujillo (2002), modificados de Paris et al. (2000), Nivia (2001). La sección geológica se presenta en la Figura 54. Las direcciones principales de esfuerzos se basan en datos de este trabajo.

En la Figura 54 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). 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.* (1973) durante el Proyecto Nariño. Una de las evidencias que sustentan la existencia de esta cuña provienen 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).

Por otro lado, los perfiles individuales de la cordillera Central y la Cordillera Occidental en el valle del río Cauca son asimétricos, con los flancos que dan hacia el valle con una inclinación mayor que los flancos opuestos. Según Willet (1999) la asimetría de los orógenos se explica por condiciones climáticas que generan una polaridad del cinturón orogénico a la dirección predominante de los vientos. En el Valle del Cauca, esta polaridad puede ser inducida por fenómenos climáticos de mesoescala (ver Poveda y Mesa, 2000). Las mayores pluviosidades se registran justamente hacia los flancos de pendientes más largas. Por el contrario las pendientes que miran hacia el valle son más secas y concuerdan con los gradientes topográficos mayores. Montgomery et al. (2001) demuestra que condiciones climáticas hemisféricas generan fuertes gradientes de erosión a lo largo y a través de los Andes, lo cual se correlaciona también con las variaciones latitudinales en el engrosamiento cortical inferido a lo largo de los Andes. El acortamiento estructural que se está dando en las latitudes de este estudio debe ser entendido como el resultado de la acción "no uniforme" de la erosión debida a los patrones climáticos combinados con la tectónica. Al parecer la erosión intensa del flanco occidental hace que se presente un levantamiento rápido del flanco oriental como un mecanismo de compensación. La existencia de la cuña subcrítica está reflejada por la profunda erosión que ha sufrido la cobertera del Neógeno, lo cual es evidente en la Serranía de Santa Bárbara, una montaña sinclinal con eje erodado, y a escala menor en el anticlinal de Andalucía también con eje erodado, y en los retrocabalgamientos documentados con vergencia al este.

Para resolver el estilo estructural activo de este sector es necesario trabajar en diferentes frentes. La sismicidad en los niveles profundos de este cinturón debe reflejar la geometría de la estructura regional en profundidad, por ejemplo el nivel de despegue de los cabalgamientos.



Figura 54. 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 este modelo. La sección está localizada en la Figura 53.
6.2 RELACIONES DE LAS FALLAS CON LOS ESFUERZOS PRINCIPALES

El procesamiento de los datos cinemáticos mediante el software *Tectonics FP 1.6.2*® aplicando el método de diedros rectos (Angelier y Mechler, 1977; Angelier y Gouguel, 1979) arroja los siguientes resultados (ver Anexo 4): Para el sector de Tuluá se obtuvo un tensor de esfuerzos compuesto por un esfuerzo principal horizontal (σ_1) dirigido ENE, un esfuerzo intermedio horizontal (σ_2) y un esfuerzo mínimo vertical (σ_3). Este tensor se corresponde con un ambiente netamente compresivo (Figura 55). Los valores de los ejes de presión (P) y tensión (T) muestran una correlación muy buena entre los valores de estría y el campo de esfuerzos general para el cual el diedro se ajusta perfectamente con los datos medidos en campo.

Para el sector de la Saliente de Sonso, Cantera El Vínculo se obtiene un tensor de esfuerzos compuesto por un esfuerzo principal horizontal (σ 1) dirigido WSE, un esfuerzo intermedio horizontal (σ 2) y un esfuerzo mínimo vertical (σ 3), el cual se corresponde con un ambiente netamente compresivo (Figura 55). La baja correlación entre los valores de estría y el campo de esfuerzos se explica porque algunos de los datos introducidos pueden corresponder a un régimen de esfuerzos anterior o simplemente a la aparición progresiva que han tenido estas estructuras. De hecho varias de las fallas inversas de vergencia oeste y fallas normales identificadas al oriente están fosilizadas.

Los valores de correlación bajos obtenidos en los demás sectores analizados en la Cordillera Occidental pueden explicarse por varias de las razones expuestas anteriormente, así como por la expresión geomorfológica de la estructura principal del borde oriental de la Cordillera Occidental que en primera aproximación permite decir que las estructuras de hundimiento son locales generadas a lo largo de una falla transcurrente (Figura 56). Es decir que un esfuerzo principal regional en este sector podría estar dirigido NE-SW.

Las edades obtenidas por radiocarbono para el fallamiento en este sector (Figura 55) sustentan que el campo de esfuerzos identificado tanto en Sonso como en Tuluá es activo. La conexión cinemática y mecánica con el sistema ENE dextral, estaría indicando que el campo de esfuerzos es regional y que existe una rotación a la latitud de Sonso (Figura 55). Esto concuerda con las medidas geodésicas de desplazamiento presentadas por Trenkamp et al. (2002), sin embargo es necesario adquirir un mayor número de datos paleosísmicos y de otras líneas de evidencia para concluír sobre este aspecto. En Cali las estructuras identificadas están relacionadas con una unidad del Cuaternario, esto permite decir con un mejor rango de certeza que una compresión cercana a la ENE reactiva estructuras preexistentes a través del cinturón de rocas sedimentarias del Paleógeno con una componente secundaria de rumbo.

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



Figura 55. Esquema a escala con los resultados paleosísmicos. Las evidencias geomorfológicas, estratigráficas, cinemáticas y las dataciones permiten definir el segmento del frente de cabalgamiento.

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT



6.3 AMENAZA SÍSMICA

Para el propósito de previsión sísmica, el tiempo de ocurrencia de un terremoto es tan importante como la estimación de la cantidad del desplazamiento cosísmico. Tradicionalmente el cálculo de la magnitud del terremoto se ha basado en relaciones empíricas, cuyo uso indiscrimiado ha sido criticado por diferentes autores sobre todo por insuficiencia de datos (por ej. Shimazaki, 1986; Weldon et al., 2004; Michetti et al., 2005). Esto aumenta la incertidumbre en los cálculos para la amenaza sísmica, además porque de aquí se derivan las estimaciones de recurrencia de terremotos la cual es una función también de la tasa de deslizamiento de la falla (ver por ej. D. Burton Slemmons y dePolo, 1986 en Michetti et al., 2005). Según Inoue et al. (1993) la naturaleza de los terremotos generados por la misma falla es muy diferente de la naturaleza colectiva ya que cuando se originan en la misma falla muestran más regularidad en una secuencia de tiempo. Por tal razón el tamaño característico de un terremoto se puede estimar aproximadamente a partir de la longitud de la falla. Por tanto la edad del ultimo evento es crucial para el pronóstico de terremotos de largo período (Sieh, 1978; Tsukuda, 1985 en Inoue et al., 1993).

Para el segmento de la Saliente de Buga con 50 km de longitud se obtienen desviaciones muy amplias en el cálculo de las magnitudes utilizando las distintas relaciones (por ej. Utsu y Seki, 1954; Matsuda, 1975; Kanamori y Anderson, 1975; Hanks y Kanamori, 1979; Shimazaki, 1986; Inoue et al., 1993; Wells y Coppersmith, 1994) (ver Tabla 3 y Anexo 5). Estas variaciones podrían interpretarse como debidas a rupturas simultáneas entre las cuales se reparte la energía liberada durante un pulso del despegue en profundidad. Hasta el momento no se han encontrado evidencias que confirmen que los desplazamientos máximos sean producto de reptación asísmica, por tal razón las magnitudes máximas deben tenerse en cuenta como una medida de precaución. Wells y Coopersmith (1994) muestran que de todas las relaciones para el cálculo de magnitudes, los desplazamientos vs longitudes, son las que tienen correlaciones más débiles y desviaciones estándar del orden de 0.36 a 0.41 ordenes de magnitud. La explicación que dan estos mismos autores es el amplio rango de valores de desplazamiento observados (hasta de 1.25 ordenes de magnitud) para rupturas o desplazamientos de fallas de la misma longitud.

Así, en este trabajo la estimación de magnitudes a partir de los desplazamientos verticales medidos en los cortes de vías, canteras y en las paredes de las trincheras tiene las siguientes incertidumbres:

El último evento reportado por Woodward-Clyde Consultants (1983) en la Trinchera Venecia (2000 años AP) edad inferida con base en la formación del suelo actual corresponde a un salto de 1 m (Figura 37, Tabla 3). Dado que el plano de falla no se destapó en esa trinchera, y asumiendo el buzamiento típico de una falla de cabalgamiento (30°), el deslizamiento cosísmico es dos veces más que el salto medido. Dos metros de deslizamiento cosísmico en fallas de cabalgamiento bien puede producir terremotos con magnitudes mayores que 7.0, del orden de 7.3-7.4, ver por ejemplo Slemmons (1977) y las relaciones mostradas en el Anexo 1 de este documento. En cambio, el evento más antiguo de 6000 años puede ser un poco más pequeño debido a que el salto medido fue de 0.75 m, si sólo se considera la evidencia de esta trinchera.

Con base únicamente en los afloramientos de Tuluá no es posible dar estimaciones confiables de magnitudes por varias razones: (a) los saltos reportados entre 1.7 y 3 m (ver resumen en Tabla 11) en los afloramientos Carreteable Oreja Norte, Cara Norte Oreja y Variante Tuluá, pueden corresponder a más de un evento; (b) aunque los saltos están asociados al rasgo principal, se midieron en retrocabalgamientos; c) en la Trinchera El Ahorcado el plano de falla no fue visible y los eventos fueron interpretados a partir de indicadores estratigráficos postsísmicos. Sin embargo, las dataciones entre 6000 y 7000 años AP, realizadas en la Trinchera El Ahorcado y Variante Tuluá, se pueden correlacionar con la datación de edad similar reportada en la Trinchera Venecia por Woodward-Clyde Consultants (1983) (Tabla 2). Por otro lado, en el esquema de la Trinchera Venecia se observa que el suelo actual está deformado, razón por la cual cabe la posibilidad de que un evento asociado pueda corresponder al Terremoto de Buga del 9 de julio de 1766. Aunque en el registro histórico no existen reportes que indiquen que este sismo produjo efectos geológicos como licuación y deslizamientos lo cual hace dudoso que corresponda al *Terremoto Característico* (senso Wesnouski et al., 1983).

Ahora bien, con las edades obtenidas en los afloramientos trinchera, se obtiene un intervalo de recurrencia promedio entre 5000 y 6000 años. Acorde con la relación de Wesnouski et al. (1983) y Shimazaki (1992), un segmento de 50 km de longitud con esa recurrencia promedio requiere tasas de deslizamiento relativamente altas, del orden de 0.7 - 0.8 mm/año (Tabla 2). La tasa de momento sísmico es un parámetro fundamental en la determinación de intervalos de recurrencia donde la variable dominante es el área de la falla (Wesnouski, 1986) y es dependiente de la tasa de deslizamiento de largo período (Yeats et al., 1997). Según la relación de Aggarwal (1981) el desplazamiento máximo obtenido en la región (4 m en la Cantera El Vínculo), se obtiene un ajuste perfecto con esta relación. (ver Anexo 5 y Tabla 3).

Entonces, es claro que durante el Holoceno han ocurrido varios terremotos sobre fallas de cabalgamiento en la Saliente de Buga, cerca a la región de Tuluá. Este trabajo complementa y ratifica los resultados de Woodward-Clyde Consultants (1983) reunidos en la región de Amaime, en particular el sismo en la Trinchera Venecia por datación con radiocarbono de un paleosuelo en 6320 años AP. Las dataciones de paleosuelos relacionados con los escarpes de flexura indican que las fallas se propagan con intervalos promedio de recurrencia entre 5000 y 6000 años AP; el sobrecorrimiento de paleosuelos indica magnitudes $Ms \ge 7.0$; la longitud del segmento de falla comprendido entre Buga y Amaime "La Saliente de Buga" es de aproximadamente 50 km (Figura 55).

Por otro lado, la sismicidad del catálogo de la Red Sismológica del Sur occidente, muestra que el número de eventos aumenta notoriamente al norte de Yotoco en el segmento Cauca–Norte del Valle (Mejía y Meyer, 2004; Meyer et al., 2004) (Figura 2). Esto tiene dos explicaciones: la primera que existe una acumulación de energía que aún no se ha manifestado en el segmento Cauca-Cali, por ejemplo con un gran sismo. La segunda explicación sostenida por Mejía y Meyer (2004) a partir de los análisis de sismicidad del catálogo del OSSO, tiene que ver con la forma de liberación de energía en la zona de subducción en el occidente Colombiano, con un segmento al norte de Yotoco sometido a compresión por efecto de la

colisión con el Istmo de Panamá, y un segmento al sur de ésta area, donde la mayor parte de la actividad sismogénica está asociada a la actividad de Nazca. Estos autores sostienen que los esfuerzos en el segmento norte están siendo transmitidos a la corteza como deformación y fallamiento mientras que en el segmento Sur, la mayor parte de la energía está siendo transferida hacia la zona de subducción.

De acuerdo con los datos registrados por la red SW durante 17 años, la relación Gutenberg-Richter sugiere que la magnitud máxima esperable en la región de Cali para sismos superficiales es de 3.2 (Md) (Meyer et al., 2004). Sin embargo el 14 de Mayo de 1999, se registró un sismo (Md=3.7) en el corregimiento La Buitrera, mostrando que un segmento de la falla de Cali es activo. Este sismo con una magnitud superior a la esperable, sugiere que la ventana de observación es insuficiente comparada con el período de recurrencia de sismos grandes y moderados. Esto refuerza la importancia de obtener un mayor registro de paleosismos, el cual se logra aplicando técnicas geológicas y geocronológicas a las fallas de la región. Los colapsos de socavones de minería del carbón y los hundimientos en la superficie del terreno, generados con el sismo de la Buitrera (Meyer et al., 2004), mostraron que inclusive sismos de pequeña magnitud pero superficiales pueden causar efectos no deseables en la población que habita las laderas de Cali. Un porcentaje importante de esta población ocupa, sin normas de construcción, sectores intensamente intervenidos por la minería del carbón (López et al., 1997).

Tal como lo plantean recientemente Michetti et al. (2005), es necesario construir bases de datos para eventos identificados por técnicas paleosísmicas que permitan una estimación confiable de la magnitud. La forma de acercarse a esto es aplicando el concepto de "paisaje sísmico" definido como el efecto estratigráfico y geomorfológico acumulado de las señales dejadas en el ambiente de un área por sus terremotos pasados durante un intervalo de tiempo determinado. Los datos presentados en este trabajo muestran además que la aproximación a los parámetros de las fuentes sismogénicas activas en este sector del Suroccidente Colombiano, puede y debe hacerse acopiando estas líneas de evidencia.

Tabla 3. Parámetros de la fuente del frente de cabalgamiento del piedemonte occidental de la Cordillera Central - segmento Saliente de Buga. La magnitud máxima se calculó usando diferentes relaciones

Localización / rasgos estructural	Deslizamiento cosísmico (m) y componente del movimiento		°Edad ¹⁴ C años BP (¹³ C corregido)	Momento sísmico (x 10 ²⁷ dina/cm)	segi	Magnitu in diferentes	d relaciones	[°] Tiempo entre terremotos (años)	Tasa deslizamiento (mm/año)	[■] Intervalo promedio recurrencia (años)
	Max.	Promedio		Мо	М	Mw	Ms	Rasgos geomorf	0.7 – 0.8	
	4	[°] 2.19 ^b 1.50 [°] 1.90		0.95	7.7	^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14	6.46-7.67			5000–6000

Segmento Saliente de Buga: *Longitud: 50 Km, **Area: 1400km²

Sector Tulua	á						
Carreteable Oreja Norte (Figura 12 y 13, Falla 18 e 14)	eteable Oreja Norte (A en ra 12 y 13, Falla 18 en Figura j		17800 ± 660 -25.7*		7.07		
Cara Norte Oreja (B En Figura 12, Falla 9 en Figura 15)		3.0 inversa	12820 ± 40 -27.9*		7.46		
Cara Sur Oreja (C en Fig. en Fig. 16)	. 12, Falla 1	3.0 inversa					
Variante Tuluá (D en Figura 12, Falla 17 en Figura 18)		2.0 inversa	7930 ± 60 -23.7*		7.17		
Variante Tuluá-S (falla 14 - 15 en Fig. 18)		3.0 inversa					
Trinchera El Ahorcado	P1		13070 ± 80				
(F en Figura 12) Paleosuelos en cuña	P2		-26.8* 17900 ± 130 -25.8*				
de crecimiento y erodación del escarpe	P3		7460 ± 330 -23.8*				
(Figura 21)	P4		21.500 ± 40 -24.1*				
	P5		22.000 ± 160 -25.2*				
	P6		5.770 ± 130 -17.8*				

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia – Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT

Localización / rasgos estructural	Deslizamiento cosísmico (m) y componente del movimiento		°Edad ¹⁴ C años BP (¹³ C corregido)	ios Momento sísmico (x 10 ²⁷ do) dina/cm)		Magnitue ún diferentes	d relaciones	[∿] Tiempo entre terremotos (años)	Tasa deslizamiento (mm/año)	[■] Intervalo promedio recurrencia (años)
	Max.	Promedio		Мо	М	Mw	Ms	Rasgos geomorf		
	4	^ª 2.19 [♭] 1.50 [°] 1.90		0.95	7.7	^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14	6.46-7.67		0.7 – 0.8	5000–6000

Segmento Saliente de Buga: *Longitud: 50 Km, **Area: 1400km²

Sonso - Cantera El Vínculo								
(Fallas 19 y 21 en Figura	s 26 y 29)	3.0 (inversa)			7.67			
(Falla 14 en Figuras 26 y	30)	0.8 (inversa)			6.51			
(Falla 18 en Figuras 26 y	31)	0.8 (inversa)			6.51			
(Falla 13 en Figuras 26 y	32)	1.33 (normal)						
(Falla 12 en Figuras 26 y	32)	2.33 (normal)						
(Falla 22 en Figuras 26 y	34)	4.0 (inversa)			7.17			
Amaime/ Trinchera Woodward-Clyde					7.17		*0.2-1.0	
Figura 36. Falla Occidental de Venecia en Figura 37		2 (inversa)	6320					
Figura 36. Falla Oriental de Venecia en Figura 37		1.0 (inversa)	2000		6.67			
Figura 36 Trinchera Piedechinche en Figura 38		3.0 (inversa)			7.46	*< 30.000 [®] < 7.440		
Paleosuelos interestratificados en flujos de detritos correlacionables con aquellos excavados mas al occidente por Woodward-Clyde Consultants (1983)	TA-3 P2		7440 ± 100 -14.9*					
	TA-1 P1		6423 ± 70 -13.5*					
	TA-2 P1		2190 ± 60 -22.1*					
	TA-3 P1		5420 ± 120 -18.2*					

Análisis de deformación tectónica en los piedemontes de las Cordilleras Central y Occidental Valle del Cauca, Colombia – Contribuciones Paleosísmicas. Myriam C. López C./ Universidad EAFIT

Localización / rasgos estructural	Deslizamiento cosísmico (m) y componente del movimiento		°Edad ^{1₄} C años BP (¹³ C corregido)	Momento sísmico (x 10 ²⁷ dina/cm)	segi	Magnitue in diferentes	d relaciones	[∿] Tiempo entre terremotos (años)	Tasa deslizamiento (mm/año)	[°] Intervalo promedio recurrencia (años)
	Max.	Promedio		Мо	М	Mw	Ms	Rasgos geomorf		
	4	² 2.19 ⁵ 1.50 ° 1.90		0.95	7.7	^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14	6.46-7.67		0.7 – 0.8	5000–6000

Segmento Saliente de Buga: *Longitud: 50 Km, **Area: 1400km²

* $\delta^{13}C_{PDB\,(\%)}$

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

^a Deslizamiento cosísmico calculado según Hanks y Kanamori (1979) según el área de la falla.

 $^{\rm b}$ Deslizamiento cosísmico calculado según Aggarwal (1981) para un área de 1400 $\rm km^2$

^c Deslizamiento cosísmico promedio medido en campo

Mo: Momento sísmico calculado aplicando la relación de Yamanaka y Shimazaki (1986) a partir de la longitud de la falla

M: Magnitud Máxima calculada aplicando la relación de Matsuda (1975) a partir de la longitud de ruptura

Mw: Magnitud de momento calculado aplicando la relaciones de ^dInoue et al. (1993) [después de Kanamori y Anderson, 1975 y Kanamori, 1977] a partir del momento sísmico, ^eWells y Coopersmith (1994) a partir de la longitud de la falla, ^fWells y Coopersmith (1994) a partir del área de la falla, ^gWells y Coopersmith (1994) a partir de los desplazamientos cosísmicos.

Ms: Magnitud máxima calculada aplicando la relación de Matsuda (1975) a partir del desplazamiento cosísmico.

Calculado por Woodward-Clyde Consultants (1983) con base en desplazamientos de geoformas y en grado de meteorización.

Con edades de paleosuelos encontrados en este trabajo que datan los flujos de detritos afectados en la Trinchera Piedechinche.

[°] Tiempo medio entre eventos de levantamiento a partir de rasgos geomorfológicos.

[•] Intervalo promedio de recurrencia según Wesnouski et al. (1983) y Shimazaki (1992) a partir de la tasa de deslizamiento y de la fecha de ocurrencia del último evento. R=79.4 L/d donde L= long de la falla en km y d=tasa de deslizamiento promedio en mm/año.

* La longitud del segmento de falla se determinó con base en la continuidad de rasgos geomorfológicos en planta, en su relación con desplazamientos superficiales, y con dataciones, y en la segmentación por estructuras ENE.

** El área de la falla calculada con las relaciones de Wells y Coopersmith (1994) tiene en cuenta tanto la amplitud como la profundidad de la zona sismogénica y/o la amplitud de la zona de réplicas.

Área de la falla calculada a partir de la magnitud de momento (Mw) (según Hanks y Kanamori , 1979)

RECOMENDACIONES

Las recomendaciones que surgen de este trabajo están orientadas en primer lugar a dar continuidad a la investigación de la deformación tectónica en los piedemontes de las cordilleras Central y Occidental, un sector de Colombia donde no solamente es posible por la accesibilidad a la región de estudio sino también por las condiciones climáticas que favorecen la exposición de rasgos. En segundo lugar se orientan a disminuir los niveles de incertidumbre que existen en cada uno de los resultados obtenidos en este proyecto de grado, así como a trabajar aplicando técnicas diferentes y/o innovadoras que contribuyan al análisis cuidadoso de la tectónica reciente y en tercer lugar a trabajar sobre hipótesis que se desarrollan como resultado de este trabajo.

- En estratigrafía se plantean aspectos nuevos que deben ser investigados con más detalle en la "Formación La Paila", por ejemplo la documentación de la influencia que tuvo la tectónica en la depositación de las unidades que la conforman, y muy importante la delimitación temporal de los eventos y/o ciclos identificados. En esta unidad existen niveles de caliche (que hasta el momento no han sido reportados en la literatura existente) cuya utilidad como marcador climático y/o cronológico debe ser estudiada. En la misma unidad se hace el reporte de estructuras de inyección que incluso afectan el Cuaternario.
- La cartografía de estructuras de inyección y análisis de los materiales inyectados, que pudieron hacerse originado como respuesta a una sacudida sísmica, debe ser objeto de una investigación detallada.
- Es necesario calcular la deformación elástica acumulada en el piedemonte occidental de la Cordillera Central o determinar si ha sido liberada por un terremoto. Para esto se requiere realizar secciones balanceadas para determinar el acortamiento cortical total y contrastarlo con medidas de GPS.
- La evidencia de inversión tectónica en la Cantera El Vínculo es contundente, por tal razón se recomienda continuar análisis detallados que permitan encontrar la relación existente entre el cinturón de cabalgamiento tipo piel delgada que avanza hacia el oeste y las estructuras de inversión tectónica: a) buscar afloramientos y/o hacer trincheras transversales y longitudinales a las estructuras NW en sitios donde éstas cortan sedimentos recientes, por ejemplo al sur de Bugalagrande y dentro de la Llanura aluvial del río Cauca a la latitud de Zarzal o al sur en el escarpe La Novillera, etc; b) hacer trincheras transversales a estructuras EW que cortan los depósitos cuaternarios al este de la Superficie La Llanada en en piedemonte de la Cordillera Central; b) análisis de la sismicidad superficial e intermedia relacionada con segmentos NW, NS y EW.

En este trabajo se aportan herramientas para entender cómo han sido afectados los sistemas depositacionales del Cuaternario. Por tal razón es necesario hacer perforaciones y trincheras en una malla elaborada con base en los criterios del transporte tectónico y acortamiento cortical para obtener tasas de levantamiento.

- Calcular intervalos de recurrencia y tasas de deslizamiento datando un mayor número de paleosuelos relacionados con los diferentes rasgos de deformación tectónica identificados, se recomienda hacer trincheras en: a) el bloque colgante del escarpe el Ahorcado; b) en el contraescarpe de Galicia; c) en el escarpe más sutil que define el contacto entre la zona de colinas bajas y la llanura aluvial (ver falla ciega Figura 39); d) en la cuencas piggy-back de la falla del Anticlinal de Sonso; e) en la cuenca piggy-back de la Falla de la Superficie La Llanada; e) atrás de la Falla Bugalagrande.
- En la Cordillera Occidental los rasgos de fallamiento rumbodeslizante son contundentes, se recomienda buscar material datable relacionado con las estructuras de hundimiento como la encontrada al norte de San Marcos (Figura 48) relacionada con la falla Cauca-Patía y buscar otros afloramientos de estas estructuras determinadas a lo largo de su traza. Esto dará luces sobre la relación que existe con el sistema compresivo ENE y sobre las velocidades de fallamiento.
- Calibrar indicadores morfológicos de deformación tectónica, se recomienda: a) usar los dibujos de las figuras 3 a 8 del Anexo 2 que permiten hacer un seguimiento detallado de los diferentes niveles de terrazas generados por crecimiento activo de pliegues; b) buscar material datable en estos niveles de terrazas para la aplicación de diferentes técnicas geocronológicas que aporten a los cálculos de las tasas de levantamiento.
- Uno de los escarpes más conspicuos en la superficie de aplanamiento, cerca al frente montañoso, es el contraescarpe de Galicia, que en conjunto con varias estructuras (abombamientos del terreno o anticlinal sugerido en Figura 39) están ancladas o se desprenden de la falla del frente montañoso principal. Al parecer estos escarpes corresponden a los flancos de pliegues cónicos formados en la terminación de esta falla. Se recomienda hacer trincheras en estos sitios para entender las relaciones mecánicas y cinemáticas que las conectan.
- En la Cantera El Vínculo se hace el primer reporte que se conozca de caliches interestratificados en la Formación La Paila. La datación de estos caliches postdataría varias de las fallas que a vez se encuentran fosilizadas por superficies de orden 7 las cuales a su vez quedarían predatadas.

REFERENCIAS

- Acosta, C. E. A., 1978, El Graben Interandino Colombo-Ecuatoriano: Boletín de Geología UIS, v. 26, p. 63-199.
- Aggarwal, Y., 1981, Investigaciones sismológicas en el occidente de Venezuela: implicaciones para las consideraciones sismicas en el proyecto Uribante-Caparo, *in* Funvisis, ed., Unpublished Co. Rpt. for Cadafe, p. 15.
- Alfonso, C. A., P. E. Sacks, D. T. Secor, J. Rine, y V. Pérez, 1994, A Tertiary fold and thrust belt in the Valle del Cauca Basin, Colombian Andes: Journal of South American Earth Sciences, v. 7/3-4, p. 387-402.
- Allen, C. R., 1975, Geological criteria for evaluating seismicity: Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 1041-1057.
- Angelier, J., y P. Mechler, 1977, Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la methode des diédres droits: Bulletin Societé Géologique France, v. VII, 19, p. 1309-1318.
- Angelier, J., y J. Gouguel, 1979, Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de failles: C. R. Acad. Sci., v. 288, p. 307-310.
- Arboleda, G., 1956, Historia de Cali. Desde los orígenes hasta la expiración del período colonial, v. Tomo I, Talleres de Carvajal y Compañía, 420 p.
- Aspden, J. A., 1984, The Geology of the Western Cordillera and Pacific coastal plain in the Department of Valle del Cauca (sheets 261, 278, 279, 280 and 299). Informe No. 1959, Bogotá, Ingeominas.
- Auboin, J., R. Brousse, y J.-P. Lehman, 1981, Tratado de geología, paleontología, estratigrafía: Barcelona, Editorial Omega.
- Barlow, C. A., 1981, Radar geology and tectonic implications of the Chocó Basin, Colombia, South America: Z. Geomorph. N. F, v. Suppl. Bd. 118, p. 227-244.
- Barrero, D., 1979, Geology of the central Western Cordillera, west of Buga and Roldanillo, Colombia: Publicación Geológica Especial. Universidad Nacional. Medellín, p. 1-75.

- Bermúdez, A., M. Garzón, R. Evans, y J. W. Aucott, 1985, Estudio gravimétrico del Valle del Río Cauca, Departamento del Valle, Bogotá, Ingeominas.
- Bull, W. B., 2000, Correlation of fluvial aggradation events to times of global climate change, *in* J. S. Noller, J. M. Sowers, y W. R. Lettis, eds., Quaternary geochronology: Methods and aplications: Washington D.C., American Geophysical Union, p. 456-464.
- Case, J. E., L. G. Duran, A. Lopez, y R. Moore, 1971, Tectonic investigations in western Colombia and eastern Panama: Geological Society of America Bulletin, v. 82, 10, p. 2685-2712.
- Coates, A. G., J. B. C. Jackson, L. S. Collins, T. M. Cronin, H. J. Dowsett, L. M. Bybell, P. Jung, y J. A. Obando, 1992, Closure of the Isthmus of Panama: The near-shore marine record of Costa Rica and western Panama: Geological Society of America Bulletin, v. 104, p. 814-828.
- Coates, A. G., M.-P. Aubry, W. A. Berggren, L. S. Collins, y M. Kunk, 2003, Early Neogene history of the Central American arc from Bocas del Toro, western Panama: Geological Society of America Bulletin, v. 116, 11/12, p. 1327-1344.
- Coates, A. G., L. S. Collins, M.-P. Aubry, y W. A. Berggren, 2004, The Geology of the Darien, Panama, and the late Miocene-Pliocene collision of the Panama arc with northwestern South America: Geological Society of America Bulletin, v. 116, 11/12, p. 1327-1344.
- Crone, A. J., y E. M. Omdahl, 1987, Directions in paleoseismology: XXXIX U.S. Geological Survey, p. 1-456.
- Crowell, J. C., 1982, The Violin Breccia, Ridge Basin, southern California, *in* J. C. Crowell, y M. H. Link, eds., Geologic history of the ridge basin, southern California, Pacific Sec. S.E.P.M.: Los Angeles, p. 89-98.
- Chorley, R. J., S. A. Schumm, y D. E. Sugden, 1984, Geomorphology: London, Methuen.
- De Armas, M., 1984, Mapa geológico preliminar. Plancha 261- Tuluá. escala 1: 100 000, Cali, Ingeominas.
- De Porta, J., 1974, Lexique stratigraphique, Amérique Latine. Colombie (deuxième partie), Tertiare et Quaternaire, v. V: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique.

- Diederix, H., H. Gómez, J. Knobzi, y A. Singer, 1987, Indicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, Departamento del Tolima, Colombia, MagIndicios neotectónicos de la Falla de Ibagué en el sector Ibagué-Piedras, Departamento del Tolima, Colombiaazine, v. 11, p. 242-252.
- Duque-Caro, H., 1990, El Bloque Chocó en el noroccidente Suramericano: implicaciones estructurales, tectonoestratigráficas y paleogeográficas: Boletín Geologico, Ingeominas, v. 31, 1, p. 48-71.
- Ego, F., y M. Sébrier, 1995, Is the Cauca Patía and Romeral Fault System Left or Rightlateral?: Geophysical Research Letters, v. 22, 1, p. 33-36.
- Ego, F., M. Sébrier, A. Lavenu, H. Yepes, y A. Egues, 1996, Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for Ecuadorian Andes: Tectonophysics, p. 101-116.
- Espinosa, A., 1996, El Terremoto de Buga el 9 de Julio de 1766. Análisis Histórico y Geotectónico: Revista de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, v. 77, p. 247-258.
- Espinosa, A., 2003, Historia sísmica de Colombia 1530 1830: Armenia, Quindío, Universidad del Quindío, Academia Colombiana de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Ministerio de Educación Nacional, 295 p.
- Etayo-Serna, F., D. Barrero, H. Q. Lozano, A. Espinosa, H. Gonzalez, A. Orrego, I. T. Ballesteros, H. O. Forero, C. Q. Ramirez, F. Zambrano-Ortiz, H. Duque-Caro, R. H. Vargas, A. Nuñez, J. Alvarez, U. C. Ropain, E. P. Cardozo, N. Galvis, L. R. Sarmiento, J. P. Albers, J. E. Case, D. A. Singer, R. W. Bowen, B. R. Berger, D. P. Cox, y C. A. Hodges, 1986, Mapa de terrenos geológicos de Colombia: Publicaciones especiales, Ingeominas, v. 14: Bogotá, 235 p.
- Freymueller, J. T., J. N. Kellogg, y V. Vega, 1993, Plate motions in the North Andean Region: Journal of Geophysical Research, v. 98, p. 21,853-21,864.
- Galli, P., y L. Ferreli, 1995, A methodological approach for historical liquefaction research, *in* L. Serva, y D. B. Slemmons, eds., Perspectives in paleoseismology, v. Special publication No.6: Seatle, Washington, Association of engineering geologists, p. 35-48.
- Gómez-Cruz, A. d. J., M. Moreno-Sánchez, y A. Pardo, 1995, Edad y origen del "complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales" en los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia): Geología Colombiana, v. 19, p. 83-93.

- Grosse, E., 1926, El Terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia entre el río Arma y Sacaojal: Berlin.
- Guzmán, J., G. Franco, y M. Ochoa, 1998, Evaluación Neotectónica. Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, Pereira, Carder, p. 84.
- Hall, M., y C. A. Wood, 1985, Volcano-tectonic segmentation of the Northern Andes: Geology, v. 13, p. 203-207.
- Hanks, T. C., y H. Kanamori, 1979, *b* values and $w^{-\gamma}$ 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, v. 84, p. 2235-2242.

Ingeominas, 1988, Mapa geológico de Colombia (1:1'500.000): Ingeominas.

- Inoue, R., K. Shimazaki, y M. Takeo, 1993, Earthquake source mechanics and their characteristics, *in* The Arquitectural Institute of Japan (AIJ), ed., Earthquake motion and ground conditions: Tokio, Japan, Showa Kogyo Co., Ltd., p. 1-64.
- James, M. E., 1985, Evidencia de colisión entre la miniplaca Bloque Andino y la Placa Norteamericana desde el Mioceno Medio: VI Congreso Latinoamericano de Geología, p. 58-75. Bogotá
- Jay Gould, S., 1997, Un dinosaurio en un pajar: Barcelona, Crítica Grijalbo Mondadori, 487 p.
- Kanamori, H., y D. L. Anderson, 1975, Theoretical basis of some empirical relations in seismology: Bulletin of Seismological Society of America, v. 65, p. 1073-1095.
- Kellogg, J. N., y W. Bonini, 1982, Subduction of the Caribbean Plate: Journal of Geophysical Research, v. 80.
- Kellogg, J. N., I. J. Oqujiofor, y D. R. Kansakar, 1985, Cenozoic Tectonics of the Panama and North Andes Blocks: VI Congreso Latinoamericano de Geología, p. 58-75. Bogotá
- Kellogg, J. N., y V. Vega, 1995, Tectonic development of Panama, Costa Rica, and Colombian Andes: constrains from Global Positioning System geodetic studies and gravity, *in* P. Mann, ed., Geologic and tectonic development of the Caribbean plate boundary in southern Central America, v. Special Paper 295: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 75-90.

- López, M. C., A. Prieto, y G. Peters, 1997, Zonificación del riesgo con énfasis en la identificación del área afectada por la actividad minera en la Comuna 20, Cali, Departamento Administrativo de Planeación Municipal, Alcaldía Santiago de Cali, p. 32.
- López, M. C., y H. Vokler, 2000, Evaluación de los niveles potenciométricos en el acuífero de Cali, Cali, Observatorio Sismológico del Suroccidente, Universidad del Valle, Corporación OSSO, p. 23.
- López, M. C., A. A. Velásquez, V. Aguilar, y D. P. Mendoza, 2001, Efectos geológicos en el área epicentral del terremoto del 25 de enero 1999 del eje cafetero, Colombia: VIII Congreso Colombiano de Geología. Manizales
- López, M. C., A. A. Velásquez, y G. H. Toro, 2002, Transpresión activa en el Valle del Cauca-Colombia: III Jornadas de sismología histórica & III Coloquio sobre microzonificación sísmica – Camino hacia una menor vulnerabilidad. Caracas, Venezuela
- López, M. C., A. A. Velásquez, G. H. Toro, F. A. Audemard, H. Meyer, y M. Hermelín, 2003a, 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., A. A. Velásquez, G. H. Toro, F. A. Audemard, H. Meyer, y M. Hermelín, 2003b, 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., F. A. Audemard, y A. A. Velásquez, 2004a, Compresión Holocena en el Valle del Cauca, Colombia: I Seminario Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología. Armenia
- López, M. C., F. A. Audemard, y A. A. Velásquez, 2004b, Paleoseismic evidence of Holocene compression at Tulua in the valle del Cauca, along the west foothills of the Central Cordillera of Colombia: Geological Society of America, v. En revisión.
- López, M. C., y M. Moreno-Sanchez, 2005, Tectonica y Sedimentación en el Piedemonte Occidental de la Cordillera Central de Colombia, un ejemplo en la Cantera El Vínculo: X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá

- López, M. C., A. A. Velásquez, y G. H. Toro, 2005, Evidencias Geomorfológicas y Geocronológicas de Actividad Tectónica en el Cuaternario de la Cordillera Occidental, Cali, Colombia.: X Congreso Colombiano de Geología. Bogotá
- Lozano, H. Q., 1986, Oro y plata en Colombia Areas promisorias: I Taller Latinoamericano sobre exploración y explotación de Oro Aluvial, p. 56p.
- MacDonald, W. D., J. J. Estrada, G. M. Sierra, y H. Gonzales, 1996, Late Cenozoic tectonics and paleomagnetism of North cauca Basin intrusions, Colombian Andes: Dual rotation modes: Tectonophysics, v. 261, p. 277-289.
- Mann, y Burke, 1984, Límite entre el Bloque Andino y Panamá Baudó. Fallas yuxtapuestas con vergencias opuestas.
- Marín, W., y J. Romero, 1988, Proyecto Neotectónica del Sur Occidente Colombiano, Cali, Ingeominas.
- Matsuda, T., 1975, Magnitude and recurrence interval of earthquakes from a fault (in japanese): Zisin, Ser., v. 2, 28, p. 269-283.
- Maya, M., y H. González, 1995, Unidades litodémicas en la Cordillera Central de Colombia: Boletn Geológico, Ingeominas, v. 35, 2-3, p. 43-57.
- McCalpin, J. P., N. A. R., W. R. Hackett, S. M. Jackson, R. P. Smith, G. Carver, R. J. Weldon II, T. K. Rockwell, O. S. F., y R. W. Jibson, eds., 1996, Paleoseismology, Academic Press, 588 p.
- McCourt, W. J., 1984, The Geology of the Central Cordillera in the Department of Valle del Cauca, Quindío and NW Tolima: British Geological Survey Report, v. Series 84, p. 8-49.
- McCourt, W. J., D. Mosquera, A. Nivia, y A. Nuñez, 1984, Mapa geológico preliminar, Plancha 243-Armenia (1:100 000): Ingeominas.
- Meissner, R. O., E. R. Flueh, F. Stibane, y E. Berg, 1973, Dinámica del límite de placas activo en el SurOccidente de Colombia, de acuerdo a recientes mediciones geofísicas. Proyecto Cooperativo Internacional Nariño: Bogotá, Instituto Geofísico - Universidad Javeriana.
- Meissner, R. O., E. R. Flueh, F. R. Stibane, y F. Berg, 1976, Dynamics of the active plate boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: Tectonophysics, v. 35, p. 115-136.

- Mejía, J. A., y H. Meyer, 2004, Modelo detallado preliminar de la sismicidad en el occidente de Colombia: I Seminario Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología, p. 12. Armenia
- Mendoza, D. P., C. I. Rosales, A. A. Velásquez, y H. Meyer, 2004, Revisión macrosísmica de los parámetros hipocentrales del terremoto del 7 de junio de 1925 (Ms=6,8) en Colombia: I Seminario Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología. Armenia, Colombia
- Meyer, H., 1983, Reports from Hansjurgen Meyer Regarding Macroseismic Studies and Geophysical Data for the Calima III Project en "Seismic Hazard Evaluation Calima III Project Colombia", San Franciso, California, Woodward-Clyde Consultants para Consorcio Integral-Planes - CVC.
- Meyer, H., A. A. Velásquez, J. A. Jaramillo, J. A. Mejía, G. A. Londoño, y H. P. Boller, 1988, Haciendo el OSSO: II Conferencia de Riesgos Geológicos del Valle de Aburrá. Medellín
- Meyer, H., 1990, "Proyecto integral para la mitigación del riesgo sísmico en Cali": Memorias del Seminario Desastres sísmicos en grandes ciudades, p. 91-116.
- Meyer, H., y J. A. Mejía, 1995, On the convergence related faulting in the North Andean Block; new details from regional seismic observations: Subduction zones: Structures, dynamics and magmatism. Thessalonoki Greece
- Meyer, H., M. C. López, D. P. Mendoza, C. I. Rosales, y A. A. Velásquez, 2004, El sismo del 14 de mayo de 1999, Cali, Colombia ¿tectónico o tecnológico?: I Congreso Latinoamericano de Sismología, II Congreso Colombiano de Sismología. Armenia, Colombia
- Michetti, A. M., E. Esposito, J. Mohammadioun, B. Mohammadioun, A. Gürpinar, S. Porfido, E. Rogozhin, L. Serva, R. Tatevossian, E. Vittori, F. A. Audemard, V. Comerci, S. Marco, J. McCalpin, y N. A. Morner, 2003, An innovative approach for assessing earthquake intensities: the proposed INQUA scale based on seismically-induced ground effects in the environment. Working Group Under the INQUA Subcommission on Paleoseismicity: XVI INNQUA CONGRESSS. Reno, USA.
- Michetti, A. M., F. A. Audemard, y S. Marco, 2005, Future trends in paleoseismology: Integrated study of the seismic landscape as a vital tool in seismic hazard analyses: Tectonophysics, v. Article in press, p. 19.

- Montes, N., J. A. Osorio, F. Velandia, J. Acosta, y A. Núñez, 2005, Caracterización Sismogénica de la Falla Ibagué, Colombia: X Congreso Colombiano de Geología, p. 10. Bogotá
- Montgomery, D. R., G. Balco, y S. D. Willett, 2001, Climate, tectonics and morphology of the Andes: Geology, v. 29, 7, p. 579-582.
- Moreno-Sánchez, M., y A. Pardo-Trujillo, 2002, Historia Geológica del Occidente Colombiano: Geo-Eco-Trop, v. 26, 2, p. 91-113.
- Moreno-Sánchez, M., y A. Pardo-Trujillo, 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, eds., The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics, v. 79, American Association of Petroleum Geologist, memoir 79, p. 891-924.
- Nelson, H. W., 1957, Contribution to the geology of the Central and Western Cordillera of Colombia in the section between Ibagué and Cali: Leidse Geologische Mededlingen, v. 22, 1-76.
- Nivia, A., 1989, El terreno Amaime-Volcánica una provincia acrecionada de basaltos de meseta oceánica: V congreso Colombiano de geología, p. 1-30.
- Nivia, A., N. Galvis, y M. Maya, 1997, Mapa geológico de Colombia. Geología de la plancha 242-Zarzal. Escala 1:100.000. Memoria explicativa, Bucaramanga, Ingeominas.
- Nivia, A., 2001, Mapa Geológico del Departamento del Valle, Cali, Ingeominas.
- Ollarves, R., F. A. Audemard, y M. C. López, 2006, Morphotectonic criteria for the identification of active blind thrust faulting in alluvial environments: Case studies from Venezuela and Colombia: Zeitschrift fur Geomorphologie, v. In Press.
- Orrego, A., D. Rossman, y G. Paris, 1976, Geología del cuadrángulo N-6, Popayán, Popayán, Ingeominas, p. 1-135.
- Padilla, L. E., 1991, Propuesta de unificación para la nomenclatura estratigráfica del Terciario del Valle del Cauca: Boletín Geológico, Universidad Industrial de Santander, v. 20, No. 35, p. 5-17.
- Page, W. D., 1986, Geología sísmica y sismicidad del noroeste de Colombia, Medellín, Woodward-Clyde Consultants,ISA, Integral, p. 1–156, 116 fig.

- Pardo-Trujillo, A., M. Moreno-Sánchez, y A. d. J. Gómez, 1993, La "Formación Nogales": Una unidad sedimentaria fosilífera del Campaniano-Maastrichtiano aflorante en el flanco occidental de la Cordillera Central Colombiana: VI congreso Colombiano de Geología, p. 248-261. Medellín
- Pardo-Trujillo, A., M. Moreno-Sánchez, y A. d. J. Gomez-Cruz, 1994, Evidencias de actividad neotectónica en la carretera Cartago-Ansermanuevo (Valle del Cauca, Colombia): III Conferencia Colombiana de Geología Ambiental, p. 181-191. Armenia, Colombia
- Paris, G., W. Marín, J. Romero, y J. J. Wagner, 1989, Evidencias de actividad neotectónica en el Suroccidente Colombiano: V Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga
- Paris, G., y J. Romero, 1994, Fallas activas en Colombia, MagFallas activas en Colombiaazine, v. 34, p. 1-543.
- Paris, G., M. Machette, R. Dart, y K. Haller, 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, v. 85, B11, p. 753-770.
- Poveda, G., y O. J. Mesa, 2000, On the existence of Lloró (the rainest locality on earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by low-level jet: Geophysical Research Letters, v. 27, 11, p. 1675-1678.
- Ramírez, J. E., 1975, Historia de los terremotos en Colombia: Bogotá, Los Andes, 236 p.
- Ramos, V. A., y A. Aleman, 2000, Tectonic evolution of the Andes: Tectonic Evolution of South America, 31st International Geological Congress, p. 635-685. Rio de Janeiro
- Reiter, L., 1995, Paleoseismology-a users perspective, *in* L. Serva, y D. B. Slemmons, eds., Perspectives in paleoseismology, v. Special Publication No.6: Seattle, Washington, Peanut Butter Publishing, p. 3-6.
- Rosales, C. I., 2001, Catálogo macrosísmico para Cali en: Aproximación al comportamiento sísmico de los suelos en el área de Cañaveralejo, Cali: Pregrado thesis, Universidad del Valle, Cali, Anexo A. XX p.
- Rosales, C. I., H. A. Peralta, L. M. Llanos, y A. A. Velásquez, 2005, El sismo del 15 de Noviembre de 2004: Mapa de Intensidades Sísmicas para Cali, Cali, Observatorio Sismológico del SurOccidente, p. 25.

- Sauret, B., J. L. Bles, y G. Paris, 1993, Colombié: néotectonique et paléosismicité: Géochronique, v. 46, p. 21-22.
- Schumm, S. A., 1991, To interpret the earth-ten ways to be wrong: Cambridge UK, Cambridge Univer. Press.
- Schwinn, W. L., 1969, Guidebook to the Geology of the Cali Area, Valle del Cauca, Colombia, Bogotá, Colombian Society of Petroleum Geological and Geophysicists, p. 29.
- Serva, L., y D. B. Slemmons, eds., 1995, Perspectives in paleoseismology: Association of engineering geologist, v. Special publication No. 6: Seatle, Washington, Peanut Butter Publishing, 139 p.
- Shimazaki, K., 1986, Small and large earthquakes: The effects of the thickness of seismogenic layer and the free surface, *in* S. D. e. a. Maurice Ewing Ser. 5, ed., Earthquake Source Mechanics, American Geophys. Union, p. 209-216.
- Shimazaki, K., 1992, Recurrence interval of an eathquake estimated from the parameters of an active fault (in Japanese): Earth Monthly, v. 5, p. 78-79.
- Sieh, K. E., 1978, Pre-historic large earthquakes produced by slip on the San Andreas fault at Pallet Creek, California: Jounal of Geophysical Research, v. 83, p. 3907-3939.
- Slemmons, D. B., 1977, State-of-the-art for assessing earthquake hazards in the United States: faults and earthquake magnitude, Vicksburg, Mississippi, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Soils And Pavements Laboratory, p. 129.
- Slemmons, D. B., y C. M. dePolo, 1986, Evaluation of active faulting and associated hazard, in R. E. Wallace, (Panel Chairman), ed., Active tectonics: Washington D. D., National Academy Press, p. 45-62.
- Stutzer, O., 1934, Contribución a la geología del Foso Cauca-Patía: Compilación de los Estudios Geológicos Oficiales en Colombia, v. 2, p. 69-140.
- Taboada, A., R. L. A., A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Phillipe, H. Bijwaard, J. Olaya, y C. Rivera, 2000, Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia): Tectonics, v. 19, p. 787-813.
- Toro, G. H., y W. Marín, 1994, Tefraestratigrafía del Valle y Sur del Quindío. Informe de Campo, Universidad Eafit Ingeominas.

- Toussaint, J. F., y J. J. Restrepo, 1974, Obducción Cretácea en el Occidente Colombiano, MagObducción Cretácea en el Occidente Colombianoazine, p. 1-23.
- Toussaint, J. F., y J. J. Restrepo, 1987, Límites de placas y acortamientos recientes entre los paralelos 5°N y 8°N.
- Trenkamp, R., J. N. Kellogg, J. T. Freymueller, y H. P. Mora, 2002, Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations: Journal of South American Earth Sciences, v. 15, 2, p. 157-171.
- Tsukuda, T., 1985, Long-term seismic activity and present microseismicity on active faults in southwest Japan: Earthquake Prediction Research, v. 3, p. 253-284.
- Utsu, T., y A. Seki, 1954, A relation between the area of aftershock region and energy of main shock (in Japanese): Journal of Seismological Society of Japan, v. 7, p. 233-240.
- Van der Hammen, T., 1957, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes Colombianos: Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, v. 6, 1-3, p. 67-128.
- Van der Hammen, T., 1958, Estratigrafía del Terciario y Maastrichtiense continentales y tectonogénesis de los Andes Colombianos: Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional, v. 6, 1-3, p. 67-128.
- Vergara, H., 1988, Rasgos neotectónicos en el Noreste del Departamento del Tolima, Boletín Geológico, Bogotá, Ingeominas, p. 21-42.
- Vittori, E., S. S. Labini, y L. Serva, 1991, Palaeoseismology: review of the state-of-the art: Tectonophysics, v. 193, p. 9-32.
- Weldon, R., T. Fumal, y G. Biasi, 2004, Wrigthwood and the earthquake cycle: What a long recurrence record tell us about how faults work: GSA Today, v. 14, 9, p. 3-10.
- Wells, D., y K. Coppersmith, 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement: Bulletin of Seismological Society of America, v. 84, 4, p. 974-1002.
- Wesnouski, S. G., C. H. Scholz, K. Shimazaki, y T. Matsuda, 1983, Earthquake frequency distribution and the mechanics of faulting: Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 9331-9340.

- Wesnouski, S. G., 1986, Earthquakes, quaternary faults, and seismic hazards in California: Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 12587-631.
- Willett, S. D., 1999, Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts: Jounal of Geophysical Research, v. 104, 28, p. 957-981.
- Woodward-Clyde Consultants, 1983, Seismic hazard evaluation Calima III proyect, Cali, Consorcio Integral - Planes, Ltda. Ingenieros Consultores. Corporación Autónoma Regional del Cauca (C.V.C.), p. 116.
- Yamanaka, Y., y K. Shimazaki, 1990, The scaling relationship between the number of aftershocks and the size of the main shock: Journal of Physical Earth, v. 38, p. 305-324.
- Yeats, R. S., K. Sieh, y C. R. Allen, 1997, The geology of earthquakes: New york, Oxford University Press, Inc., 549 p.