

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.

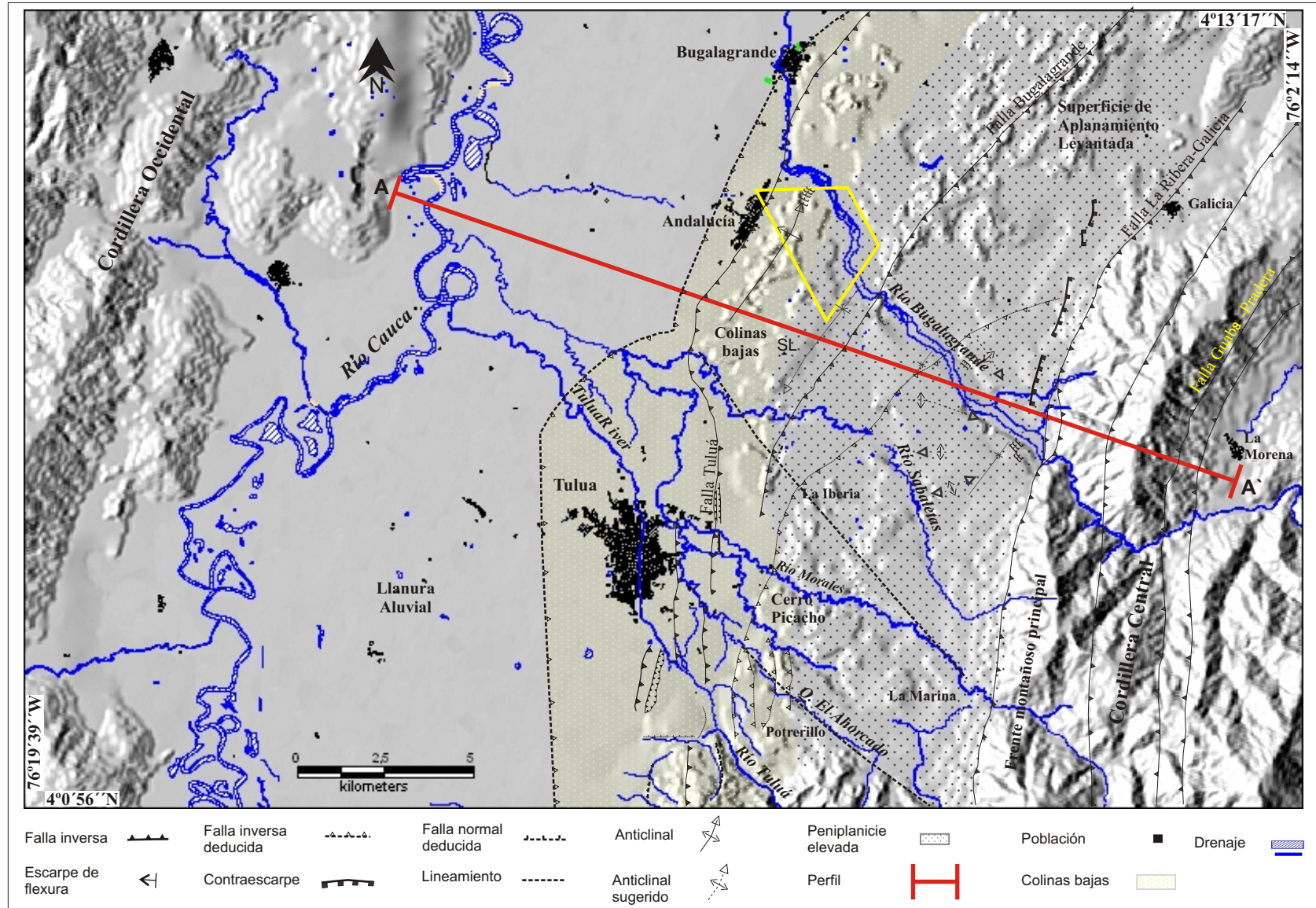


Figura 39. Principales superficies geomorfológicas y estructurales del sector Bugalagrande - Tuluá. Trazadas sobre un modelo de sombras realizado a partir de curvas cada 25m. En la zona de colinas bajas, SL representa la superficie inclinada La Llanada. AA' es la sección presentada en la Figura 40. El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

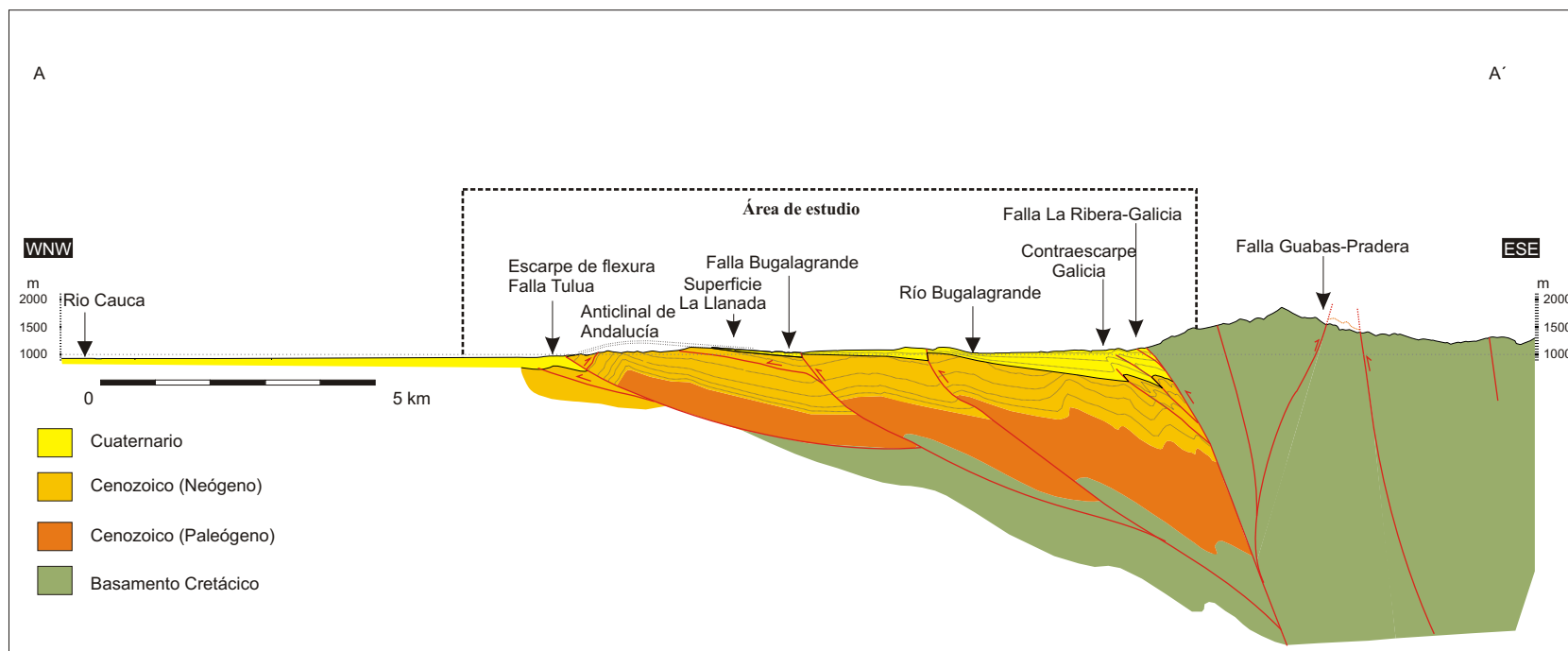


Figura 40. Corte AA' en dirección N80W del valle del río Cauca y la Cordillera Central que pasa entre Bugalagrande en el norte y Tuluá en el Sur. Resalta el anticlinal en la superficie de aplanamiento; en líneas punteadas se representa la superficie original del terreno. Relacionadas con el núcleo de este anticlinal se encuentran las terrazas documentadas en el río Bugalagrande. Note 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 pliegues. 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 más 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

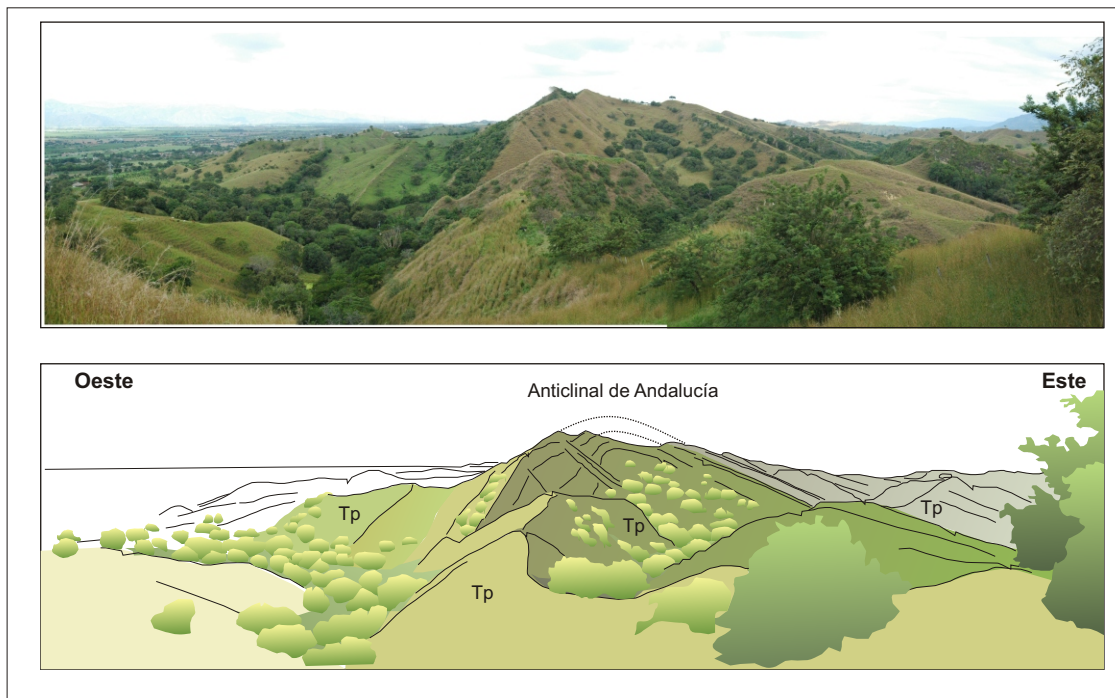
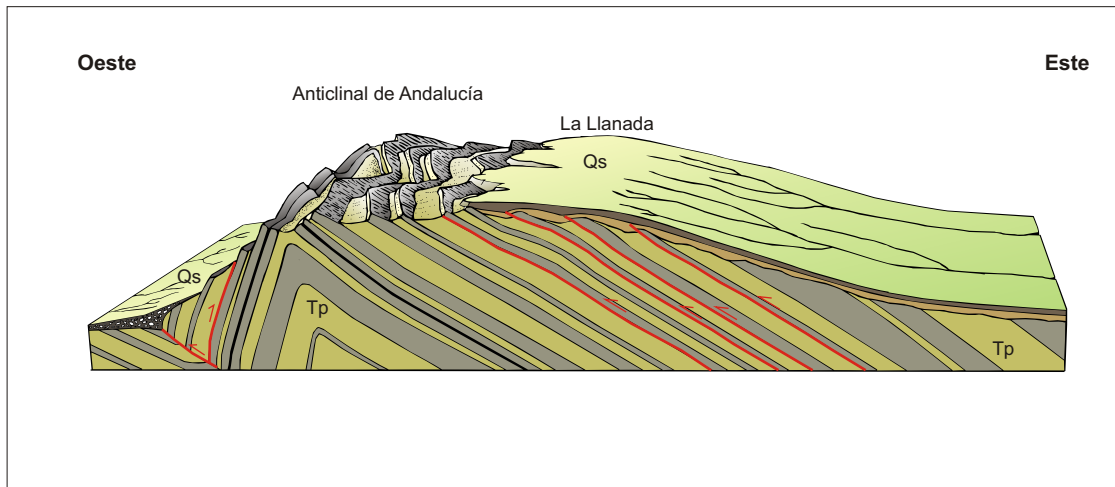


Figura 41. Arriba, esquema simplificado del escarpe de flexura del piedemonte occidental de la Cordillera Central en proceso actual de erosión, representado en el flanco oeste del Anticlinal de Andalucía (no a escala). Se sugiere que el plegamiento de los depósitos cuaternarios (Qs) ha ocurrido por la 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 interrupción 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

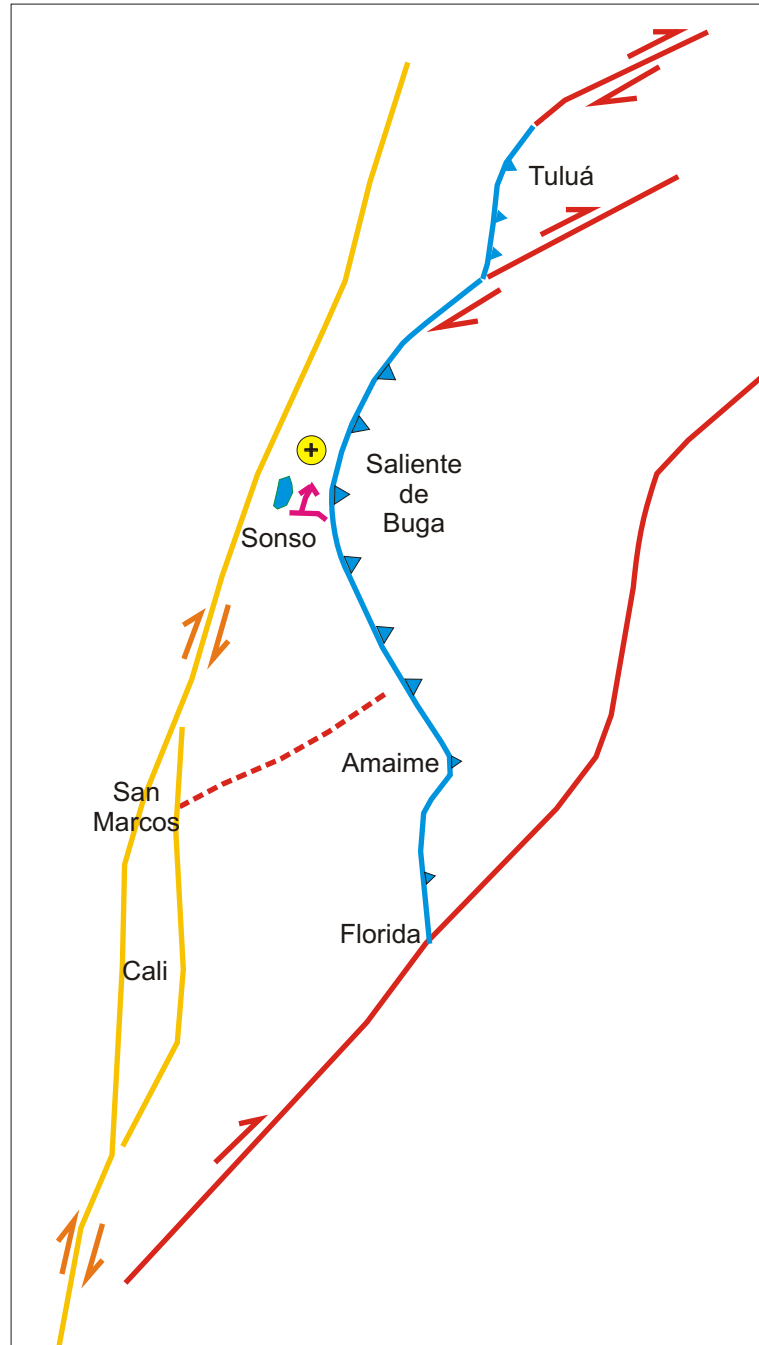


Figura 42 Esquema que muestra la relación entre el sistema compresivo NNE y el sistema ENE transpresivo dextral. Tuluá se encuentra en un relevo compresivo izquierdo del sistema ENE dextral que corresponde a la cizalla principal generada por un esfuerzo principal dirigido ENE. El sistema transcurrente 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 atravesando 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 sitios estas estructuras aparecen cubiertas por depósitos cuaternarios y en algunos sectores los cortan. Posiblemente actuaron como un sistema riedel dextral que hoy induce un desplazamiento sinistral 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.