

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 indedor. 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.

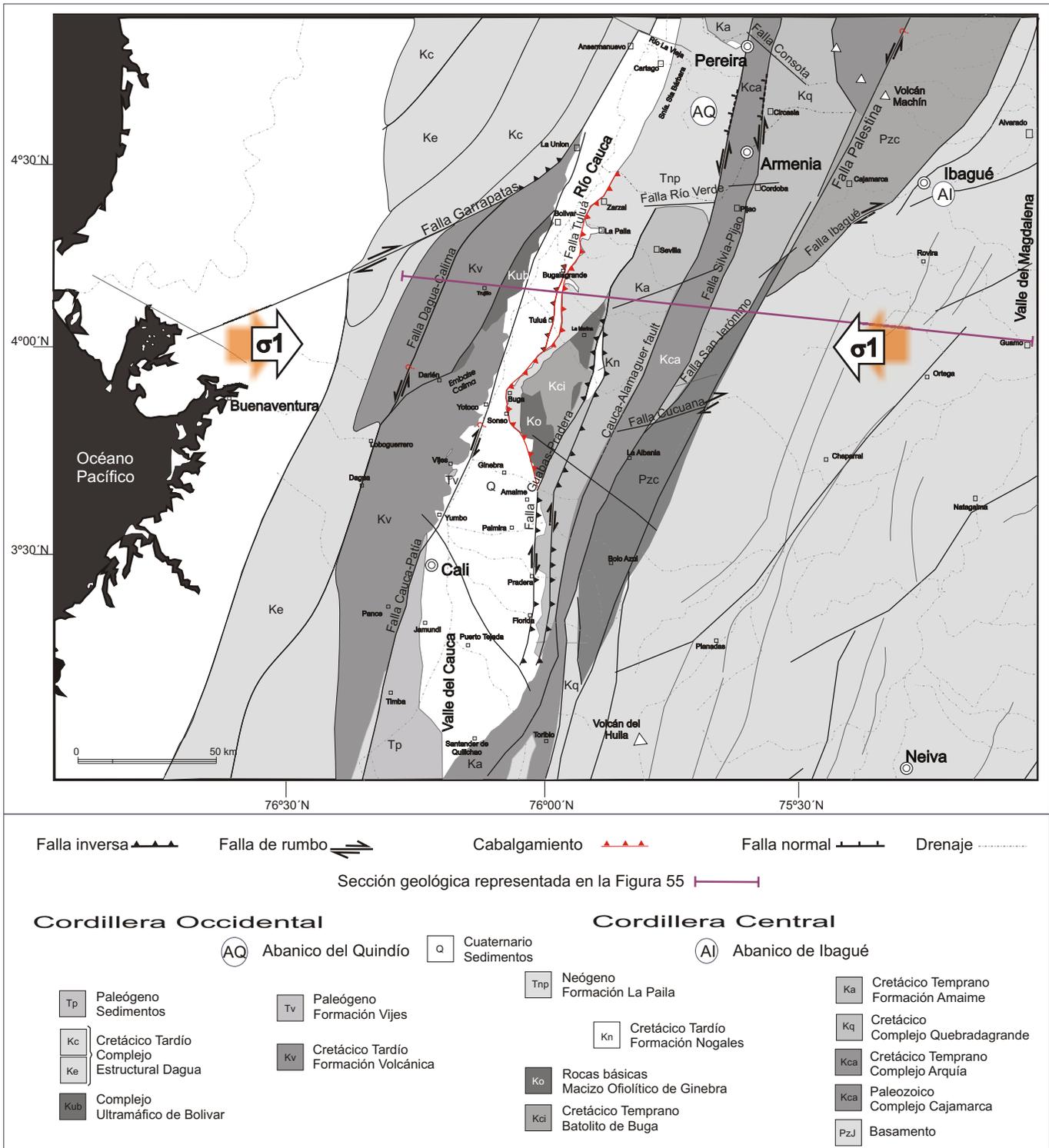


Figura 53. Localización de la estructura principal que conforma la zona de compresión Holocena documentada en este estudio en la “Saliente de Buga” entre Bugalagrande y Amaime. El mapa geológico es adaptado y modificado de Ingeominas (1988) y los desplazamientos de fallas son tomados de Woodward-Clyde (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.

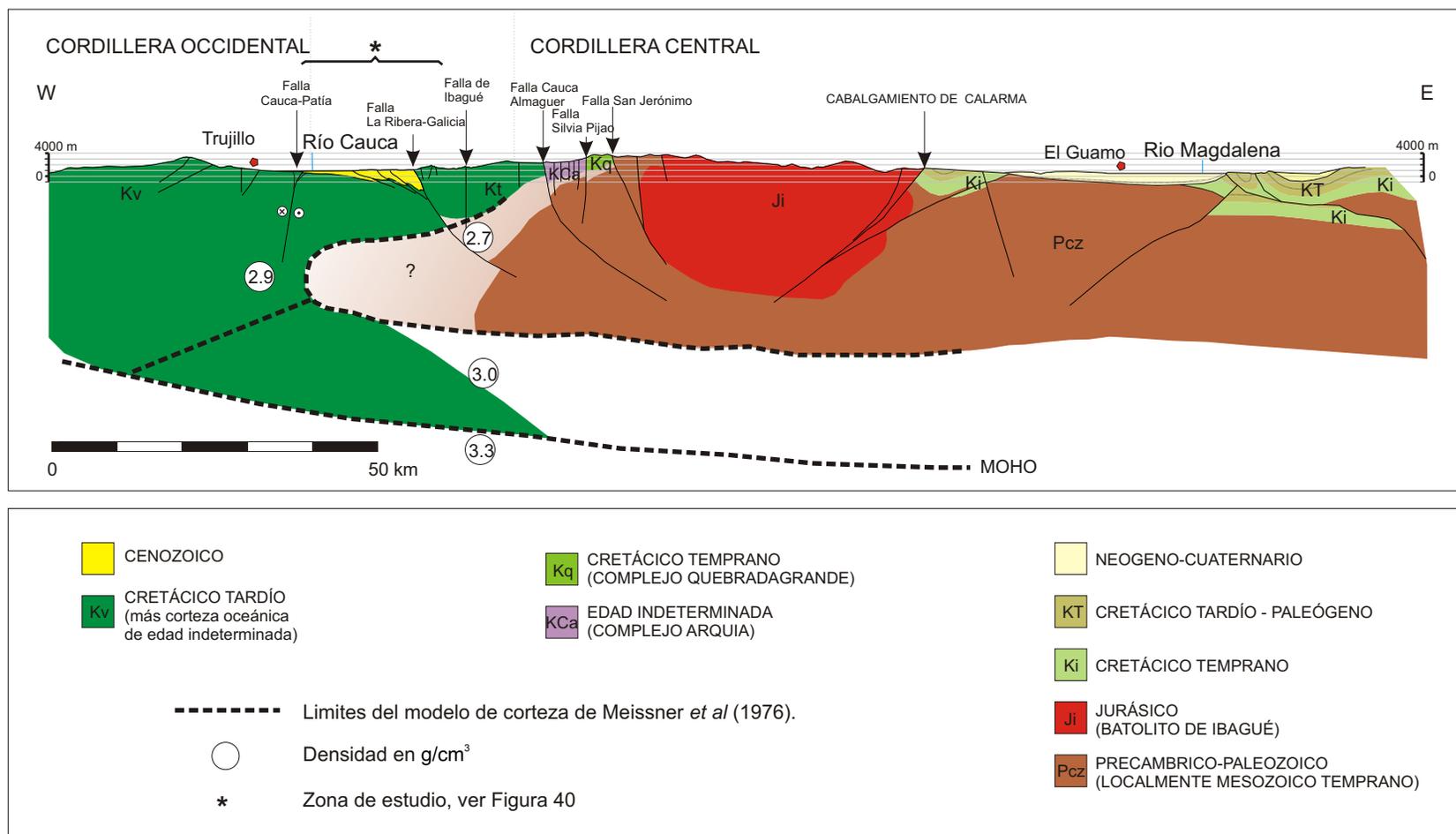


Figura 54. Sección geológica compuesta entre Trujillo al este de la Cordillera Occidental y el Guamo en el Valle Superior del Magdalena. La geología de superficie en el valle del Cauca y flanco este de la Cordillera Central es basada en Ingeominas (1988) y datos de este trabajo. La geología del Valle 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 concluir 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.

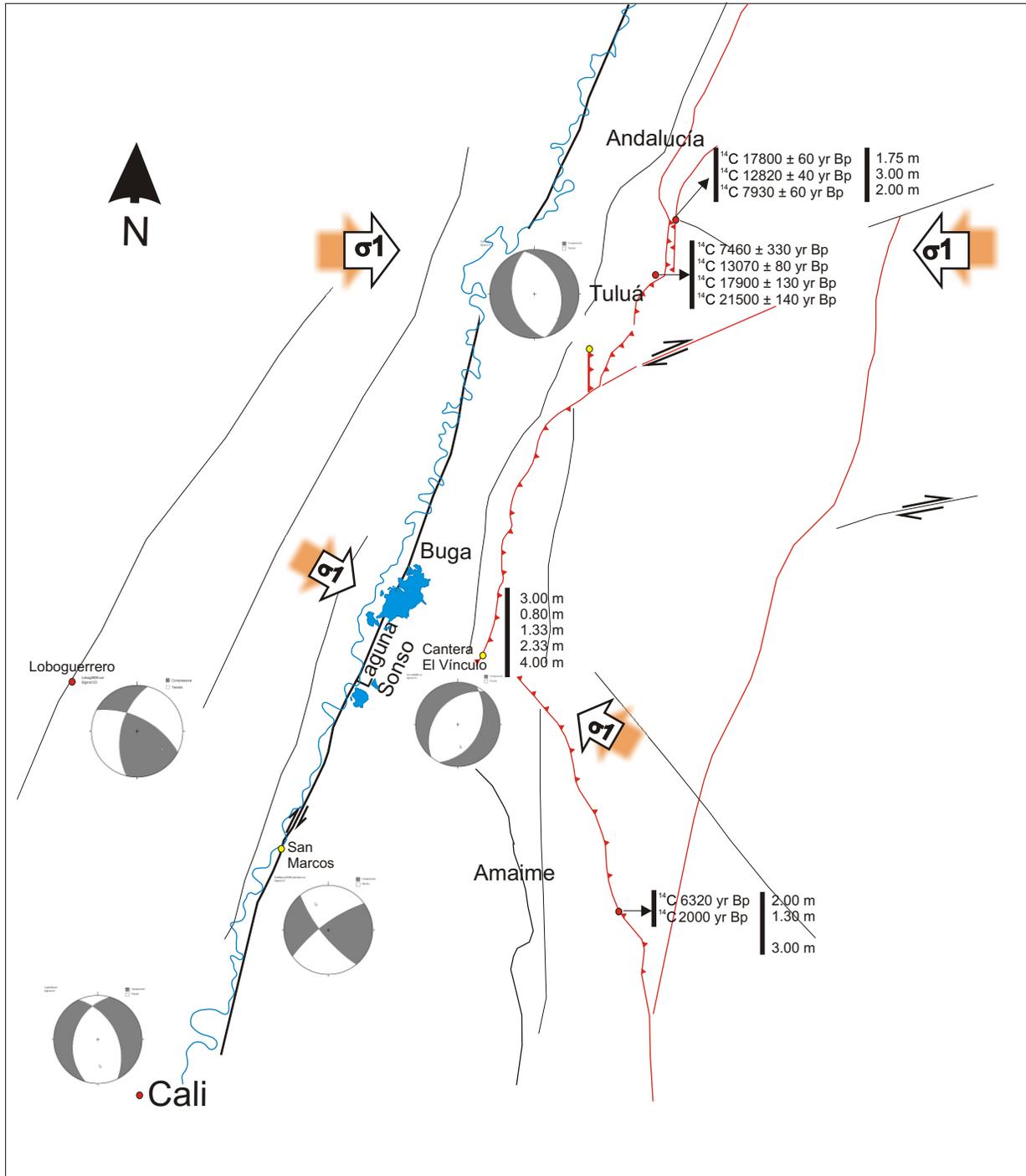
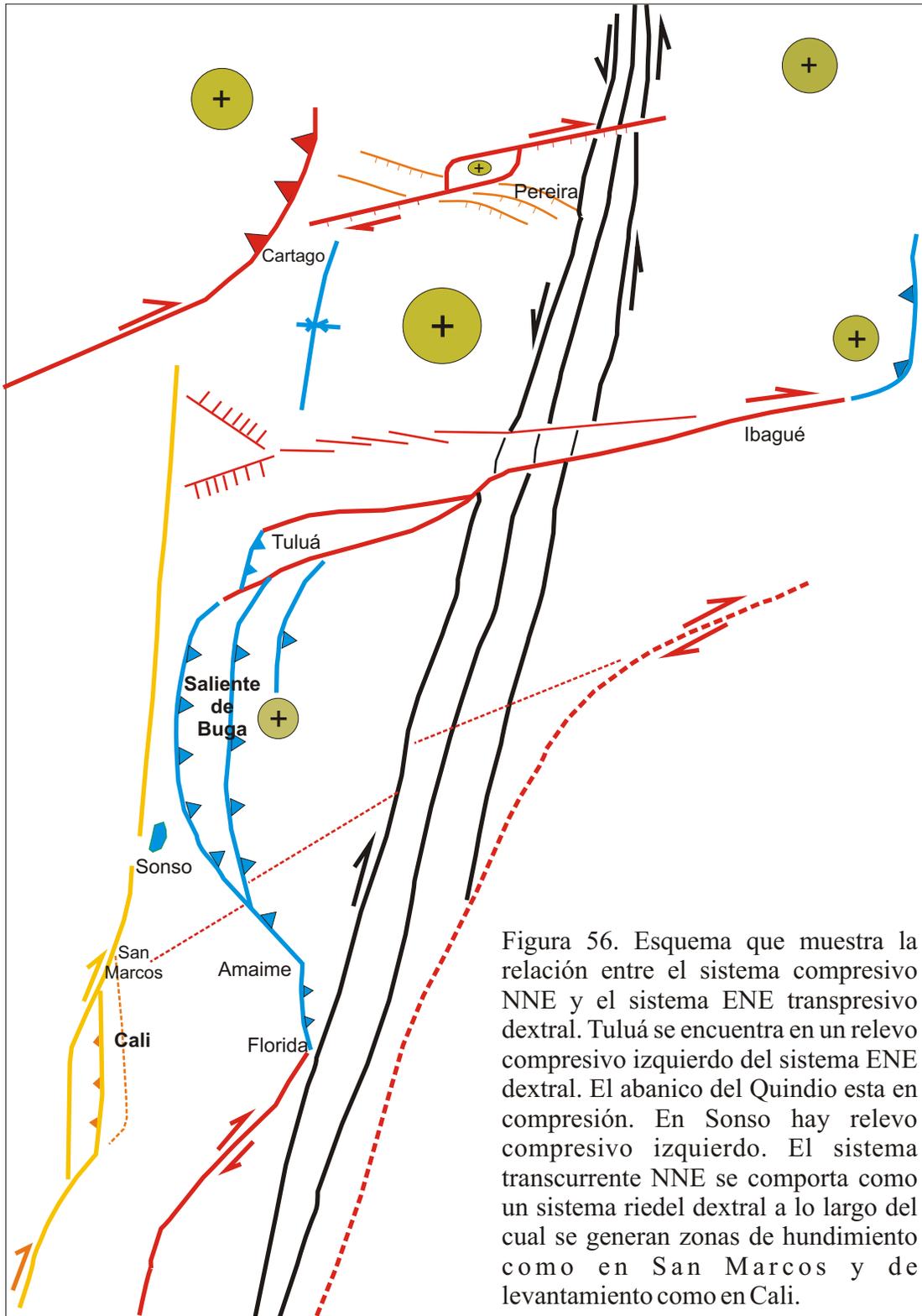


Figura 55. Esquema a escala con los resultados paleosísmicos. Las evidencias geomorfológicas, estratigráficas, cinemáticas y las dataciones permiten definir el segmento del frente de cabalgamiento.



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 indiscriminado 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 último 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 Coppersmith (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 cosísmico para un área de falla de 1400 km² sería de 1.5 cm. Si se elimina 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 $M_s \geq 7.0$; 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) | Magnitud según diferentes relaciones | | | | °Tiempo entre terremotos (años) | Tasa deslizamiento (mm/año) | °Intervalo promedio recurrencia (años) |
|---|---|---|---|--|--------------------------------------|--|-----------|----------------|---------------------------------|-----------------------------|--|
| | Max. | Promedio | | | Mo | M | Mw | Ms | | | |
| | 4 | ^a 2.19 ^b 1.50 ^c 1.90 | | 0.95 | 7.7 | ^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14 | 6.46-7.67 | Rasgos geomorf | 0.7 – 0.8 | 5000–6000 | |
| Segmento Saliente de Buga: *Longitud: 50 Km, **Area: 1400km² | | | | | | | | | | | |
| Sector Tuluá | | | | | | | | | | | |
| Carreteable Oreja Norte (A en Figura 12 y 13, Falla 18 en Figura 14) | | 1.75 inversa | 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. 12, Falla 1 en Fig. 16) | | 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 (F en Figura 12) | P1 | | 13070 ± 80 -26.8* | | | | | | | | |
| Paleosuelos en cuña coluvial datan episodios de crecimiento y erodación del escarpe (Figura 21) | P2 | | 17900 ± 130 -25.8* | | | | | | | | |
| | P3 | | 7460 ± 330 -23.8* | | | | | | | | |
| | P4 | | 21.500 ± 40 -24.1* | | | | | | | | |
| | P5 | | 22.000 ± 160 -25.2* | | | | | | | | |
| | P6 | | 5.770 ± 130 -17.8* | | | | | | | | |

| 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) | Magnitud según diferentes relaciones | | | °Tiempo entre terremotos (años) | Tasa deslizamiento (mm/año) | °Intervalo promedio recurrencia (años) |
|--|---|---|---|--|--------------------------------------|--|-----------|---------------------------------|-----------------------------|--|
| | Max. | Promedio | | | Mo | M | Mw | | | |
| | 4 | ^a 2.19 ^b 1.50 ^c 1.90 | | 0.95 | 7.7 | ^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14 | 6.46-7.67 | Rasgos geomorf | 0.7 – 0.8 | 5000–6000 |
| Segmento Saliente de Buga: *Longitud: 50 Km, **Area: 1400km² | | | | | | | | | | |
| Sonso - Cantera El Vínculo | | | | | | | | | | |
| (Fallas 19 y 21 en Figuras 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 | | | | | | | | | | |
| Figura 36. Falla Occidental de Venecia en Figura 37 | | 2 (inversa) | 6320 | | | | 7.17 | | ♦ 0.2-1.0 | |
| 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* | | | | | | | |

| 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) | Magnitud según diferentes relaciones | | | ◊Tiempo entre terremotos (años) | Tasa deslizamiento (mm/año) | °Intervalo promedio recurrencia (años) |
|-----------------------------------|---|---|--|--|--------------------------------------|--|-----------|---------------------------------|-----------------------------|--|
| | Max. | Promedio | | | Mo | M | Mw | | | |
| | 4 | ^a 2.19 ^b 1.50 ^c 1.90 | | 0.95 | 7.7 | ^d 7.25 ^e 7.05 ^f 7.15 ^g 6.6 – 7.14 | 6.46-7.67 | Rasgos geomorf | 0.7 – 0.8 | 5000–6000 |

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

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

◊ 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.

^b Deslizamiento cosísmico calculado según Aggarwal (1981) para un área de 1400 km²

^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)