



UNIVERSIDAD  
**NACIONAL**  
DE COLOMBIA

# **Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga**

**Francisco Alberto Velandia Patiño**

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias

Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2017



# **Cinemática de las fallas mayores del Macizo de Santander - énfasis en el modelo estructural y temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga**

**Francisco Alberto Velandia Patiño**

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:

**Doctorado en Geociencias**

Director:

Ph.D. Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Codirector:

Ph.D. Mauricio Alberto Bermúdez Cella

Línea de Investigación:

Geología Estructural - Termocronología

Universidad Nacional de Colombia

Facultad de Ciencias, Departamento de Geociencias

Bogotá, Colombia

2017



*Dedicada a mis hijos y a mi madre*



## Agradecimientos

Agradezco a la Universidad Industrial de Santander (UIS) por la comisión de estudios que me concedió para realizar el doctorado e igualmente a la beca de COLCIENCIAS - COLFUTURO (Convocatoria PDBC 6172), las cuales me permitieron completa dedicación al proyecto de investigación doctoral.

En la Universidad Nacional de Colombia (UNAL) a Luis Castillo por su apoyo inicial como tutor y a Carlos Zuluaga por la dirección de la tesis, incluidas las discusiones sobre la geología regional del Macizo de Santander, correcciones y sugerencias al documento. También a las clases y discusiones con Gustavo Sarmiento, Andreas Kammer y Pedro Patarroyo. Documentos previos a la tesis tuvieron revisión y correcciones de Andreas Kammer de la UNAL, Martín Cortés de Ecopetrol y Jaime Romero del Servicio Geológico Colombiano (SGC) a quienes agradezco por sus sugerencias. Muchas gracias también a Alfredo Taboada de la Universidad de Montpellier por el apoyo y discusión de conceptos sobre tensores de esfuerzos.

Especiales agradecimientos a Mauricio Bermúdez, quien además de su amistad, me brindó como codirector la oportunidad de conocer y trabajar el tema de termocronología; por su acompañamiento en campo y apoyo constante para lograr resultados de (U-Th)/He, con la separación de apatitos y circones en la Universidad Paul Sabatier (Francia) y en los análisis de laboratorio a través de la Universidad de Melbourne (Australia) con Barry Kohn a quien también agradezco mucho su colaboración. Gracias también a Matthias Bernet de la Universidad de Grenoble-Alpes por su apoyo con la irradiación y lectura en los análisis de huellas de fisión y los cursos de termocronología.

Para el manejo y tratamiento inicial de las muestras de termocronología recibí el apoyo de María Isabel Marín de la Universidad EAFIT junto con la habilidad de Wilton Echavarría a quienes agradezco sinceramente. Para el arduo trabajo de lograr apatitos y circones pude

contar con el laboratorio de preparación de muestras del Servicio Geológico Colombiano gracias a la colaboración de Héctor Enciso (Director de Laboratorios) y Francisco Santaella. También gracias a la cooperación de Mary Luz Peña y Sergio Amaya del Laboratorio de Termocronología del SGC se logró la preparación de las muestras para los análisis de huellas de fisión. Agradezco además a Juan Carlos Molano y Ricardo Molano por la colaboración con el laboratorio de la UNAL.

Los análisis de termocronología también fueron posibles gracias al apoyo económico y administrativo de la Escuela de Geología de la UIS a través de fondos de investigación y a la gestión de Juan Diego Colegial y Giovanny Jiménez.

Este estudio del Macizo de Santander y zonas adyacentes se inició a través de la labor docente con la dirección de trabajos de grado, campo con estudiantes y discusiones con profesores de la Escuela de Geología de la UIS, a quienes les manifiesto mi agradecimiento.

Para el trabajo de campo de la tesis conté con el acompañamiento de estudiantes, ahora colegas, de la UIS y de la UNAL. Especiales agradecimientos a Helbert García, Diego Osorio, Jorge John Baquero, Nicolás Villamizar y Milton Galvis. Gracias también a Nelson López-Herrera por su apoyo con las herramientas tecnológicas y descarga de modelos digitales del terreno. Igualmente a Sofía Navarro y Nardy Neiza por la colaboración con mapas digitales y uso del SIG en momentos claves. A Patricia Pedraza del SGC por su colaboración con información sísmológica.

La parte final del doctorado la desarrollé en Ecuador a través de la pasantía patrocinada por COLCIENCIAS en la Universidad Técnica del Norte para trabajar los temas de Geomorfología y Fotointerpretación y dictar clase en estas asignaturas. Gracias por su apoyo a los profesores Miguel Naranjo, Oscar Rosales, Jorge Granja y Mónica León. Especial agradecimiento a Guillermo Beltrán y su familia por su amistad y hospitalidad.

Muchas gracias a mis hijos por su amor y su presencia en mi vida. A las montañas, paisajes, caminos y campesinos de mi Tierra.

## Resumen

El objetivo general del presente trabajo es obtener un modelo estructural de la deformación frágil del Macizo de Santander, con énfasis en el extremo sur de la Falla de Bucaramanga, incluyendo aspectos de temporalidad. Ante la incertidumbre de los modelos existentes sobre la geología estructural del Macizo de Santander, se presenta aquí una propuesta de los estilos estructurales del macizo y zonas adyacentes, la cual se consiguió con el análisis e integración de la cartografía geológica regional, trabajos existentes y modelos digitales del terreno. Se define la continuidad, vergencia y cinemática de las estructuras mayores, identificando como estructura principal de la zona el Sistema de Fallas S2M2 integrado de sur a norte por las fallas de Soapaga, Río Servitá, Mutiscua y Las Mercedes, el cual constituye el límite E del “Alto de Santander”. En el macizo predominan las fallas de rumbo sinistral y resalta la estructura en flor positiva de Bucaramanga, de doble vergencia (simétrica), con el bloque E limitado por la Falla de Guamalito y el bloque W por la Falla de Lebrija. La exposición de las rocas más antiguas de la zona se relaciona con esta estructura transpresiva y con la Cuña de Pamplona, que a su vez se define como la zona de deformación más joven del área.

El modelo estructural del Macizo de Santander que se presenta aquí está soportado en el análisis de indicadores cinemáticos y tensores de esfuerzo. Los 236 tensores obtenidos en 100 estaciones de campo ayudan a explicar la configuración del macizo con un modelo transpresivo sinistral, en estructura en flor positiva, con bloques en estilo dominó adyacentes a la Falla de Bucaramanga y donde las fallas internas muestran cinemática contraria (dextral). Al norte del macizo se identifica también el dominó de Teorama. Estas estructuras transpresivas se expresan con un tensor regional W-E con azimut aproximado a 95°, el cual se identifica como el campo actual de esfuerzos por las relaciones de corte observadas en la Cuña de Pamplona. Los tensores también indican un patrón radial del SHm (Sigma horizontal máximo) hacia el frente de deformación de esta cuña orogénica, cuya influencia alcanza el borde W del Macizo de Santander. El tensor regional W-E permite también explicar la sintaxis tectónica que se configura entre la Cuña de Pamplona al norte y la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy al sur.

La terminación de una falla de rumbo regional como la Falla de Bucaramanga genera interés geológico y lleva a la necesidad de definir y caracterizar su mecanismo de deformación.

Con este énfasis se presenta aquí un modelo cinemático de la falla y su terminación sur en el Macizo de Floresta. De Bucaramanga al sur la falla presenta un tramo individual de 82 km de longitud con un corredor o zona de daño que varía de 5 a 8 km de ancho, el cual se subdividió en secciones. Los tensores de esfuerzos asociados principalmente con su terminación sur muestran un SHm con una dirección NW-SE. Esta terminación sur de la Falla de Bucaramanga se presenta con fallas subparalelas de hasta 60 km de longitud, donde los tensores confirman predominio de la transcurrencia pura y que en conjunto configuran un sistema transpresivo (estructura en flor positiva) en estilo dominó con comportamiento fractal. Se deduce un desplazamiento sinistral de mínimo 18 km y máximo 30 km en el tramo principal de la Falla de Bucaramanga. Con esta cinemática de rumbo sinistral, el sistema transpresivo capturó las fallas de Boyacá y Soapaga.

Para conocer la temporalidad y entender los procesos relacionados con la exhumación del sistema transpresivo se realizó un estudio de termocronología de baja temperatura. Se presentan nuevos datos de edades del Mesozoico y Cenozoico, los cuales incluyen tres (3) muestras de huellas de fisión en apatitos, ocho (8) de huellas de fisión en circones, 16 de (U-Th)/He en apatitos y 31 de (U-Th)/He en circones. La mayoría de las muestras están distribuidas en cinco perfiles edad-elevación. Se discriminaron cinco pulsos que indican inicio de exhumación/denudación: (i) 53-51 Ma, (ii) 39-36 Ma, (iii) 22-17 Ma, (iv) 5,5-4,5 Ma, (v) 0,4 Ma (?). Los dos primeros están relacionados con la exhumación de la zona al inicio y al final del Eoceno, asociados con la actividad de las fallas de Boyacá y Soapaga durante la inversión tectónica del área. El inicio del pulso de enfriamiento más evidente en la zona se discriminó en el intervalo de 22-17 Ma (Mioceno temprano) con altas tasas de enfriamiento (entre 20 y 28°C/Ma). Este pulso se asocia con la edad de la Falla de Bucaramanga y el comienzo de su actividad transpresiva en su zona sur. Otro pulso importante de enfriamiento se registra al comienzo del Plioceno (5,5-4,5 Ma) también con una alta tasa (20°C/Ma), mientras el pulso más reciente por reactivación de la falla de Bucaramanga parece ocurrir hace 400.000 años. Se calcula una tasa promedio de exhumación de 0,3 y 0,4 km/Ma, pero con aceleraciones de hasta 0,9 km/Ma.

**Palabras clave: tensores de esfuerzo, termocronología (U-Th)/He, modelo estructural, cinemática, Macizo de Santander, Cuña de Pamplona, Andes del Norte, Cordillera Oriental, Colombia.**

## Abstract

The general goal of this thesis is to obtain a brittle structural model of the Santander Massif with emphasis in the Bucaramanga Fault southern termination, including timing. Given the uncertainty of the existing models on the structural geology of the Santander Massif a new proposal is presented here about structural styles along the massif and adjacent zones. This was achieved through the analysis of geological maps, previous works and digital terrain models. The continuity, kinematics and vergence of major structures were defined. The S2M2 Fault System is proposed as the main structure of the area, which integrates from north to south the Soapaga, Río Servitá, Mutiscua and Las Mercedes faults, and constitutes the E border of Santander High. Sinistral strike-slip faults prevail in the massif, where the Bucaramanga positive flower structure stand out, with double vergence and blocks bordered to the E and W by the Guamalito and Lebrija faults, respectively. The exposure of the oldest rocks in the area is related to this transpressive structure and to the Pamplona Wedge, which in turn is defined as the most recent deformation in the area.

The structural model of the Santander Massif is based on the analysis of kinematics indicators and related stress tensor analysis. The 236 tensors from 100 sites help to explain the configuration of the massif under a sinistral transpressive model of a positive flower structure, with blocks in dominoes style adjacent to the Bucaramanga Fault, where inner faults have opposite kinematics (dextral). To the north of the massif, the Teorama domino is also identified. These transpressive structures are expressed with a regional W-E tensor in 95° azimuth, which corresponds to the current stress field, so determined by cross-cutting relations observed in the Pamplona wedge. Stress tensors also show a SHm (Maximum Horizontal Stress) radial pattern toward the orogenic wedge deformation front, whose influence reaches the Santander Massif W border. The W-E regional tensor also explain the tectonic sintaxis that is set with the Pamplona Wedge to the north and the Sierra Nevada of Güicán o El Cocuy to the south.

The termination of a regional strike-slip fault like the Bucaramanga Fault is objet of geological interest and leads to define and characterize its deformation mechanism. Under this emphasis a model is presented here to explain kinematics of the Bucaramanga Fault and its southern termination. Southward from Bucaramanga, the fault exhibits 82 km length with a 5 to 8 km damage zone width, which is split here in sections. Stress tensors linked

mainly with the southern ending faults show a NW-SE SHm. This Bucaramanga Fault southern termination consists of subparallel faults that reach up to 60 km length, along where tensors confirm wrench prevalence (pure strike-slip), and together they configure a transpressive system (positive flower structure), which is characterized by a domino style with fractal pattern. Sinistral displacements along the main Bucaramanga Fault are deduced from 18 km minimum to 30 km maximum. Sinistral slip of this southern Bucaramanga Fault termination captures the Boyacá and Soapaga faults.

A low-temperature thermochronology study was carried out to know about timing and understand processes related to the exhumations of the transpressive system. New Mesozoic and Cenozoic ages of the Cordillera Oriental are presented here, which include three (3) apatite fission tracks, eight (8) zircon fission tracks, 16 apatite (U-Th)/He, and 31 zircon (U-Th)/He. Most of the samples were taken in five age-elevation profiles. Five exhumation/denudation pulses were distinguished: (i) 53-51 Ma, (ii) 39-36 Ma, (iii) 22-17 Ma, (iv) 5.5-4.5 Ma, (v) 0.4 Ma (?). First and second pulses are related to exhumation in the area during the early and late Eocene, due to the Boyacá and Soapaga faults inversion tectonics. The most evident cooling pulse start is defined for the early Miocene (22-17 Ma) with high cooling rates (20-28°C/Ma). This is the proposed age for the Bucaramanga Fault and the start of its southward transpressional activity. Another important cooling pulse is registered for the early Pliocene (5.5-4.5 Ma) also with high rate (20°/Ma), while the younger pulse caused by Bucaramanga Fault reactivation seems to occur 400.000 years ago. An average exhumation rate of 0.3 and 0.4 km/Ma is calculated, although with accelerations of up to 0.9 km/Ma.

**Keywords:** stress tensors, thermochronology, (U-Th)/He, structural model, kinematics, Santander Massif, Pamplona Wedge, Northern Andes, Cordillera Oriental, Colombia.

# Contenido

Agradecimientos .....	VII
Resumen.....	IX
Abstract .....	XI
Lista de figuras .....	XVII
Lista de tablas.....	XX
Introducción .....	21
<b>1. Análisis y discusión de la geología regional y estructuras mayores del Macizo de Santander y zonas aledañas.....</b>	<b>25</b>
Resumen .....	25
1.1 Introducción.....	26
1.2 Diagnóstico y discusión del estado del conocimiento en geología estructural y tectónica .....	27
1.3 Descripción e interpretación de las fallas geológicas mayores del Macizo de Santander y áreas adyacentes.....	35
1.3.1 Sistema de Fallas S2M2 (Soapaga - Río Servitá - Mutiscua - Las Mercedes)...	37
1.3.2 Cuña de Pamplona .....	38
1.3.3 Principales fallas de rumbo sinestrales .....	41
1.3.4 Fallas secundarias de rumbo dextral .....	43
1.4 Geología regional y fallas mayores .....	45
1.4.1 Rocas metamórficas de alto grado (Neoproterozoico - Ordovícico-Silúrico) ....	45
1.4.2 Rocas metamórficas de grado medio (Ordovícico-Silúrico).....	47
1.4.3 Rocas ígneas, metamórficas de bajo grado y sedimentarias (Ordovícico-Pérmico).....	47
1.4.4 Jurásico (rocas ígneas, volcánicas y sediment. con contenido volcánico) .....	48
1.4.5 Rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico .....	53
1.4.6 Rocas sedimentarias y depósitos del Cenozoico .....	55
1.5 Información neotectónica.....	58
1.6 Conclusiones.....	59

---

<b>2. Modelo estructural del Macizo de Santander y Cuña de Pamplona (Colombia) con base en el análisis de tensores de esfuerzos .....</b>	<b>63</b>
Resumen.....	63
2.1 Introducción.....	64
2.2 Marco geológico.....	65
2.3 Método de análisis (cinemática y paleoesfuerzos - planos estríados) .....	70
2.3.1 Toma de datos .....	71
2.3.2 Criterios teóricos.....	72
2.3.3 Procesamiento de datos.....	77
2.4 Resultados .....	79
2.4.1 Generalidades de los tensores obtenidos .....	91
2.4.2 Orientación y distribución de los tensores.....	93
2.4.3 Regímenes de esfuerzo .....	101
2.4.4 Temporalidad .....	102
2.5 Interpretación - Discusión.....	103
2.5.1 Evolución.....	103
2.5.2 Modelo actual de dominó transpresivo del Macizo de Santander .....	105
2.5.3 Modelo Cuña de Pamplona .....	114
2.5.4 Sintaxis tectónica.....	117
2.6 Conclusiones.....	120
<b>3. Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur en un sistema transpresivo .....</b>	<b>123</b>
Resumen.....	123
3.1 Introducción.....	124
3.2 Marco geológico.....	125
3.3 Métodos.....	128
3.4 Resultados .....	130
3.4.1 Cartografía de la Falla de Bucaramanga en su terminación sur .....	130

---

3.4.2 Análisis de tensores de esfuerzos .....	134
3.4.3 Sistema Transpresivo Sur de la Falla de Bucaramanga .....	139
3.4.4 Desplazamientos en rumbo sinistral .....	141
3.5 Discusión .....	144
3.6 Conclusiones.....	149
4. Temporalidad y magnitud de eventos de exhumación al sur de la Falla de Bucaramanga .....	151
Resumen.....	151
4.1 Introducción.....	152
4.2 Marco geológico.....	153
4.3 Técnicas de datación empleadas.....	156
4.3.1 Huellas de fisión en apatito y circón .....	157
4.3.2 (U-Th)/He en apatito y circón .....	158
4.4 Método aplicado.....	159
4.4.1 Estrategia de muestreo .....	159
4.4.2 Tratamiento de las muestras .....	160
4.4.3 Modelamiento numérico.....	162
4.4.4 Estimación de tasas de enfriamiento y exhumación .....	163
4.5 Resultados generales.....	163
4.6 Interpretación de pulsos de enfriamiento .....	184
4.6.1 Pulsos a lo largo de fallas geológicas.....	185
4.6.2 Pulsos de enfriamiento (perfiles) – modelos CON calentamiento .....	187
4.6.3 Pulsos y tasas de enfriamiento (perfiles) – modelos SIN calentamiento .....	190
4.7 Resultados e interpretación de tasas de exhumación .....	193
4.7.1 Tasas de exhumación a partir de la relación edad-elevación (REE).....	193
4.7.2 Tasas de exhumación (ER) a partir de tasas de enfriamiento .....	195
4.8 Discusión de resultados .....	197
4.8.1 Exhumación y tasas por el movimiento de las fallas .....	199

---

<b>4.8.2 Modelos y “pulsos de calentamiento” .....</b>	<b>200</b>
<b>4.8.3 Pulsos de enfriamiento por exhumación .....</b>	<b>201</b>
<b>4.9 Conclusiones.....</b>	<b>206</b>
<b>Referencias .....</b>	<b>209</b>

## Lista de figuras

### **Análisis y discusión de la geología regional y estructuras mayores del Macizo de Santander y zonas aledañas**

<b>Figura 1-1.</b> Localización regional del área de estudio .....	<b>27</b>
<b>Figura 1-2.</b> Mapa Geológico .....	<b>28</b>
<b>Figura 1-3.</b> Indentor de Pamplona como propuesta de Boinet <i>et al.</i> (1985). .....	<b>30</b>
<b>Figura 1-4.</b> Modelo morfoestructural regional del Macizo de Santander (Osorio, <i>et al.</i> , 2008).....	<b>32</b>
<b>Figura 1-5.</b> Fallas cuaternarias de la zona de cordillera en la frontera de Colombia y Venezuela según París <i>et al.</i> (2000) y Audemard (2000).....	<b>33</b>
<b>Figura 1-6.</b> Modelo geodinámico esquemático de Audemard & Audemard (2002). .....	<b>36</b>
<b>Figura 1-7.</b> Mapa generalizado con las principales fallas geológicas del Macizo de Santander y zonas aledañas. ....	<b>40</b>
<b>Figura 1-8.</b> Falla de Lebrija y rasgos estructurales de desplazamiento en rumbo sinistral. ....	<b>43</b>
<b>Figura 1-9.</b> Distribución de las unidades de rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico y Ordovícico-Silúrico. Fuente Gómez <i>et al.</i> (2015).....	<b>46</b>
<b>Figura 1-10.</b> Mapa de rocas metamórficas del Paleozoico de protolito sedimentario.....	<b>49</b>
<b>Figura 1-11.</b> Mapa unidades de ígneas, metamórficas de bajo grado y sedimentarias del Paleozoico. ....	<b>50</b>
<b>Figura 1-12.</b> Mapa unidades de intrusivas, volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico. ....	<b>51</b>
<b>Figura 1-13.</b> Mapa unidades de rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico. ....	<b>56</b>
<b>Figura 1-14.</b> Mapa unidades de rocas y depósitos del Cenozoico. ....	<b>57</b>
<b>Figura 1-15.</b> Mapas de sismicidad.....	<b>59</b>

### **Modelo estructural del Macizo de Santander y Cuña de Pamplona (Colombia) con base en el análisis de tensores de esfuerzos**

<b>Figura 2-1.</b> Localización regional del área de estudio (recuadro).....	<b>66</b>
<b>Figura 2-2.</b> Mapa Geológico .....	<b>67</b>
<b>Figura 2-3.</b> Mapa de fallas geológicas del Macizo de Santander, Cuña de Pamplona y norte del Macizo de Floresta.....	<b>73</b>
<b>Figura 2-4.</b> Criterios cinemáticos para una falla dextral. ....	<b>74</b>
<b>Figura 2-5.</b> Indicadores cinemáticos en estaciones del área de trabajo .....	<b>75</b>
<b>Figura 2-6.</b> Ejemplos del procesamiento de los datos de planos estriados de fallas en el programa Tensor (Delvaux & Sperner, 2003) . ....	<b>80</b>

<b>Figura 2-7.</b> Distribución de los tensores de esfuerzos obtenidos según el régimen de esfuerzos resultante y el número de planos involucrados en cada tensor.....	<b>92</b>
<b>Figura 2-8.</b> Distribución de los tensores (n=236) según el Esfuerzo Principal Horizontal Máximo (SHm), proporción y calidad $QRt$ .....	<b>93</b>
<b>Figura 2-9.</b> Mapa de zonas de deformación y estructuras mayores .....	<b>95</b>
<b>Figura 2-10.</b> Histogramas con la distribución de los tensores en cada una de las zonas .....	<b>98</b>
<b>Figura 2-11.</b> Histograma con la distribución de los regímenes de esfuerzo representados en todos los tensores para cada una de las zonas de análisis .....	<b>99</b>
<b>Figura 2-12.</b> Mapas de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. <b>A</b> , tensor a (N-S), <b>B</b> , tensor b (SW-NE), <b>C</b> , tensor c (W-E), <b>D</b> , tensor d (NW-SE).....	<b>107</b>
<b>Figura 2-13.</b> Cortes geológicos.....	<b>111</b>
<b>Figura 2-14.</b> Modelo de dominós transpresivos del Macizo de Santander .....	<b>112</b>
<b>Figura 2-15.</b> Modelo de la Cuña de Pamplona con trayectorias del esfuerzo horizontal máximo y mínimo .....	<b>116</b>
<b>Figura 2-16.</b> Tensores de esfuerzo en depósitos Plio-Cuaternarios (de Taboada <i>et al.</i> , 2000)...	<b>117</b>
<b>Figura 2-17.</b> Sintaxis tectónica que por un tensor de esfuerzos regional a 95° .....	<b>119</b>

### **Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur en un sistema transpresivo**

<b>Figura 3-1.</b> Mapa geológico del extremo sur de la Falla de Bucaramanga .....	<b>126</b>
<b>Figura 3-2.</b> Cartografía de la Falla de Bucaramanga con secciones propuestas y terminación sur en varios ramales .....	<b>131</b>
<b>Figura 3-3.</b> Cartografía de la Falla de Bucaramanga por sectores, rasgos morfológicos y sistema Riedel .....	<b>133</b>
<b>Figura 3-4.</b> Corredor de la Falla de Bucaramanga (zona de daño) y terminación sur transpresiva. Tensores de esfuerzo .....	<b>135</b>
<b>Figura 3-5.</b> Proyección estereográfica en hemisferio sur de los planos y estrías de falla .....	<b>138</b>
<b>Figura 3-6.</b> Círculos de Mohr de los 30 tensores obtenidos.....	<b>140</b>
<b>Figura 3-7.</b> Sistema transpresivo sur de la terminación de la Falla de Bucaramanga en patrón de dominó fractal. ....	<b>143</b>
<b>Figura 3-8.</b> Cortes geológicos.....	<b>145</b>
<b>Figura 3-9.</b> Desplazamientos aproximados por el movimiento sinistral de las fallas de Bucaramanga, Chaguacá y Los Micos .....	<b>146</b>

### **Temporalidad y magnitud de eventos de exhumación al sur de la Falla de Bucaramanga**

<b>Figura 4-1.</b> Mapa geológico.....	<b>155</b>
<b>Figura 4-2.</b> Mapa de las principales fallas geológicas de la zona. Ubicación de las muestras ...	<b>161</b>
<b>Figura 4-3.</b> Edades AHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU) y radio esférico equivalente (Rs) .....	<b>172</b>
<b>Figura 4-4.</b> Edades ZHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU) y radio esférico equivalente (Rs).....	<b>173</b>
<b>Figura 4-5.</b> Edades ZHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU) y radio esférico equivalente (Rs) para cada perfil.....	<b>174</b>
<b>Figura 4-6.</b> Distribución de edades según su elevación topográfica.....	<b>175</b>

---

<b>Figura 4-7.</b> Histograma y Gráficos radiales para la distribución de edades de AHe de todos los granos. ....	<b>176</b>
<b>Figura 4-8.</b> Histograma y Gráficos radiales para la distribución de edades de ZHe de todos los granos. ....	<b>177</b>
<b>Figura 4-9.</b> Panorámica de la ubicación de las muestras del Perfil de Ricaurte.....	<b>179</b>
<b>Figura 4-10.</b> Panorámica del Perfil El Tendido .....	<b>180</b>
<b>Figura 4-11.</b> Perfil San Joaquín en panorámica .....	<b>181</b>
<b>Figura 4-12.</b> Perfil Chaguacá en panorámica .....	<b>182</b>
<b>Figura 4-13.</b> Perfil Páramo en panorámica .....	<b>183</b>
<b>Figura 4-14.</b> Panorámica de la Falla de Chaguacá, localización de las muestras.....	<b>186</b>
<b>Figura 4-15.</b> Muestras a lo largo de la Falla Los Micos .....	<b>187</b>
<b>Figura 4-16.</b> Modelos QTQt con calentamiento para muestras individuales de los perfiles topográficos .....	<b>188</b>
<b>Figura 4-17.</b> Integración de los modelos QTQt con calentamiento de cada perfil .....	<b>189</b>
<b>Figura 4-18.</b> Integración de los modelos QTQt sin calentamiento .....	<b>191</b>
<b>Figura 4-19.</b> Relación edad-elevación a a partir de las edades (U-Th)/He seleccionadas .....	<b>195</b>
<b>Figura 4-20.</b> Relación edad-elevación obtenida a partir del promedio de edades (U-Th)/He .....	<b>196</b>
<b>Figura 4-21.</b> Comparación de las tasas de exhumación/denudación obtenidas con la relación edad-elevación (REE) y las tasas de erosión (ER) .....	<b>198</b>
<b>Figura 4-22.</b> Compilación cronoestratigráfica en las cuencas adyacentes a los macizos de Santander y Floresta. Tomado de Jiménez <i>et al.</i> (2014).....	<b>205</b>

## Lista de tablas

### **Modelo estructural del Macizo de Santander y Cuña de Pamplona (Colombia) con base en el análisis de tensores de esfuerzos**

<b>Tabla 2-1.</b> Resultados de la solución de los tensores de esfuerzo obtenidos a partir del análisis de planos estriados .....	<b>83</b>
<b>Tabla 2-2.</b> Localización de tensores por régimen de esfuerzos .....	<b>96</b>
<b>Tabla 2-3.</b> Resumen de la distribución de tensores en las distintas zonas según régimen de esfuerzos. ....	<b>97</b>
<b>Tabla 2-4.</b> Porcentaje de tensores por zona, calculado sobre el total de tensores en toda el área (n=236). ....	<b>98</b>
<b>Tabla 2-5.</b> Porcentaje de régimen de esfuerzos por zona .....	<b>99</b>

### **Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur en un sistema transpresivo**

<b>Tabla 3-1.</b> Tensores de esfuerzos obtenidos con el análisis de planos estriados de falla .....	<b>136</b>
--	------------

### **Temporalidad y magnitud de eventos de exhumación al sur de la Falla de Bucaramanga**

<b>Tabla 4-1.</b> Parámetros utilizados en el programa Age2edot para estimar tasas de erosión (ER) para los sistemas AHe y ZHe .....	<b>164</b>
<b>Tabla 4-2.</b> Datos y edades obtenidas por el método de huellas de fisión en apatitos y circones .....	<b>165</b>
<b>Tabla 4-3.</b> Datos y edades (U-Th)/He en apatitos por grano individual .....	<b>166</b>
<b>Tabla 4-4.</b> Datos y edades (U-Th)/He en circones por grano individual .....	<b>167</b>
<b>Tabla 4-5.</b> Tasas de aceptación de las cadenas iniciales (Birth) y finales (Death) de Markov para los modelos QTQt con y sin calentamiento .....	<b>184</b>
<b>Tabla 4-6.</b> Cálculo de tasas de enfriamiento (°C/Ma) durante la historia termal de cada perfil en modelos QTQt sin y con calentamiento, tanto Expected como MaxLike .....	<b>192</b>
<b>Tabla 4-7.</b> Distribución de muestras por perfiles y estimación de las relaciones edad-elevación (REE) .....	<b>194</b>
<b>Tabla 4-8.</b> Tasas de exhumación (ER) para cada intervalo de enfriamiento .....	<b>197</b>

## Introducción

El Macizo de Santander hace parte del núcleo de la Cordillera Oriental de Colombia, con estructuras mayores que controlan su cambio de rumbo NE a NNW. La evolución geológica de este complejo está ligada a otros relieves y geoformas de los Andes del Norte, como el Macizo de Floresta al sur, la Serranía de Perijá al norte y los Andes de Mérida al NE (en Venezuela).

Se trata de una zona clave de la Cordillera Oriental, denominada “Alto de Santander” en los modelos tectónicos que atribuyen a un régimen distensivo (*rifting?*, *backarc?*, *intra-arc?*) el depósito de las secuencias volcánicas y sedimentarias del Mesozoico en dos cuencas adyacentes. Sin embargo, es escasa la información geológica sobre las estructuras al interior del macizo y sus límites con los vecinos altos de basamento (Floresta, Perijá y Mérida), salvo los estudios realizados hacia el centro de la Cordillera Oriental, con influencia de las fallas de Boyacá y Soapaga, donde estas estructuras se han interpretado con inversión tectónica. El problema estructural de la zona se puede resumir en que no se han diferenciado claramente las fallas mayores de la zona, ni su relación con las estructuras menores, como tampoco sus vergencias o evolución tectónica, y en consecuencia poco se sabe de los estilos estructurales del Macizo de Santander. El bajo conocimiento de las estructuras se refleja también en la confusa nomenclatura de las fallas.

Respecto de la deformación frágil al NE de la Cordillera Oriental, faltan más datos de campo que soporten modelos de cinemática. Los estudios existentes, realizados con datos estructurales, se refieren de manera general al origen transpresivo de la Cordillera Oriental. Ante la ausencia (en unos sectores) o escasez de datos estructurales en el Macizo de Santander, y la incertidumbre de los pocos modelos regionales existentes, se plantea como alternativa de trabajo el análisis de tensores de esfuerzos como soporte a un modelo cinemático integrador del macizo y zonas aledañas. Entender y documentar la actual

configuración estructural de esta parte de la cordillera se convierte en el punto de partida para soportar modelos de evolución tectónica, y aportar información sobre estilos estructurales, vergencias y temporalidad de las fallas mayores del Macizo de Santander.

La Falla de Bucaramanga es una de las estructuras más nombradas en la geología de Colombia, pero los rasgos asociados no están definidos en la mayor parte de su trazo; tampoco se han planteado variaciones en su estilo estructural, ni desplazamientos al sur de esta estructura regional. El trazo mismo de la falla al sur, en el Macizo de Floresta, no está claramente definido con cartografía, a pesar de que existen suficientes rasgos geomorfológicos asociados. Es también evidente que se necesitan dataciones relacionadas con los eventos de exhumación para entender la evolución de la terminación sur de la estructura.

El objetivo general del presente trabajo es obtener un modelo estructural de la deformación frágil del Macizo de Santander, con énfasis en el extremo sur de la Falla de Bucaramanga, para lo cual se desarrollaron cuatro capítulos a modo de artículos, ligados a objetivos específicos para resolver los problemas planteados.

En el primer capítulo, para entender reconocer las estructuras mayores y relación con las fallas menores, se hace un análisis y discusión de la geología regional del Macizo de Santander y zonas aledañas, plasmada en la cartografía geológica existente, y en artículos con enfoque estructural y tectónico. Se aprovechan modelos digitales de terreno disponibles en adecuada resolución del terreno para llevar a cabo una reinterpretación de algunas estructuras. Esto permitió separar y proponer zonas con distinto estilo estructural y dar continuidad a las fallas mayores que configuran el Macizo de Santander y zonas aledañas como la Serranía de Perijá, Macizo de Floresta y Cuña de Pamplona. Además de la definición de cinemática, el análisis permite también proponer un cambio de nomenclatura de algunas de las fallas principales del área. Igualmente, se hace una descripción y análisis de la distribución y posible evolución de las unidades geológicas en el marco de las estructuras mayores.

En el segundo capítulo, ante la incertidumbre de los esquemas estructurales conocidos y los escasos datos de superficie publicados, se presenta un modelo estructural para el Macizo de Santander y la Cuña de Pamplona con base en el análisis de tensores de

esfuerzos que fueron obtenidos a partir de mediciones en planos estriados de falla. Se infiere una temporalidad de los tensores y se analiza su comportamiento debido a influencias locales. Según la distribución y regímenes de esfuerzo de los paleotensores se soporta la cinemática de las fallas mayores y se proponen modelos de deformación y estilos estructurales en la zona.

En el tercer capítulo, para aportar al conocimiento geológico de la zona, se hace énfasis estructural en la parte sur de la Falla de Bucaramanga y su terminación en el Macizo de Floresta, con apoyo de tensores de esfuerzos y la cartografía de rasgos morfoestructurales. Se logra determinar un corredor o zona de daño en un tramo individual de la falla y luego la configuración de un sistema transpresivo en su terminación sur, para el cual se presenta un modelo de deformación con desplazamientos aproximados en el rumbo. Se muestra que con una cinemática sinistral este sistema transpresivo captura las fallas de Boyacá y Soapaga.

El cuarto capítulo se aportan nuevos datos y modelos para entender la temporalidad y mecanismos de exhumación en un sistema transpresivo como la terminación sur de la Falla de Bucaramanga, lo cual se logró a partir de termocronología de baja temperatura, especialmente por (U-Th)/He. Se realizaron análisis en cinco perfiles topográficos donde se modelan estas historias térmicas y de exhumación, en las cuales es posible distinguir la actividad de la Falla de Bucaramanga y de las estructuras relacionadas a su sistema transpresivo sur. Se determinaron pulsos y tasas de enfriamiento, además de tasas de exhumación con base en el análisis de los perfiles de edad – elevación y en los pulsos de enfriamiento identificados.



# 1. Análisis y discusión de la geología regional y estructuras mayores del Macizo de Santander y zonas aledañas

## Resumen

El análisis de la cartografía geológica regional, trabajos existentes y modelos digitales del terreno permiten plantear una diferenciación de los estilos estructurales del Macizo de Santander y zonas adyacentes, así como la interpretación de continuidad y vergencia de las estructuras mayores; esto ante la incertidumbre de la escasa información existente sobre la geología estructural del macizo. Se plantea como estructura principal de la zona el Sistema de Fallas S2M2 integrado de sur a norte por las fallas de Soapaga, Río Servitá, Mutiscua y Las Mercedes, el cual constituye el límite E del “Alto de Santander” que en un estilo de hemigraben separó las cuencas sedimentarias del Mesozoico temprano (El Tablazo y El Cocuy). Como parte de este alto basculado al W, las paleo fallas de Bucaramanga y Lebrija configuraron en el borde del macizo una cuenca alargada (Arcabuco-Noreán) que tuvo continuidad al sur con las fallas de Boyacá y Pueblo Viejo. En el Jurásico, otra cuenca se distingue en tracción y oblicua a la anterior, la cual favoreció la acumulación del gran espesor del Grupo Girón en zona de Los Yarigués. La inicial inversión tectónica del Cenozoico se muestra con pliegues paralelos al sistema S2M2 en su bloque yacente, característicos de tectónica compresiva, los cuales se conservan en el borde oriental de la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta. En el Macizo de Santander predominan las fallas de rumbo sinistral y resalta la estructura en flor positiva de Bucaramanga, de doble vergencia (simétrica), con el bloque E limitado por la Falla de Guamalito y el bloque W por la Falla de Lebrija. La exposición de las rocas más antiguas de la zona se relaciona con esta estructura transpresiva y con la Cuña de Pamplona, que a su vez se define como la zona de deformación más joven del área. La Cuña de Pamplona tiene vergencia al W y separó las cuencas del Catatumbo y El Cocuy, su frente de deformación está conformado por las fallas de Sulasquilla, Morro Negro, Pamplona y Chinácota. En su convergencia con el Macizo de Santander se produce complejidad estructural por efecto de contrafuerte y zonas levantadas tipo *pop-up* como el Alto de Vetas.

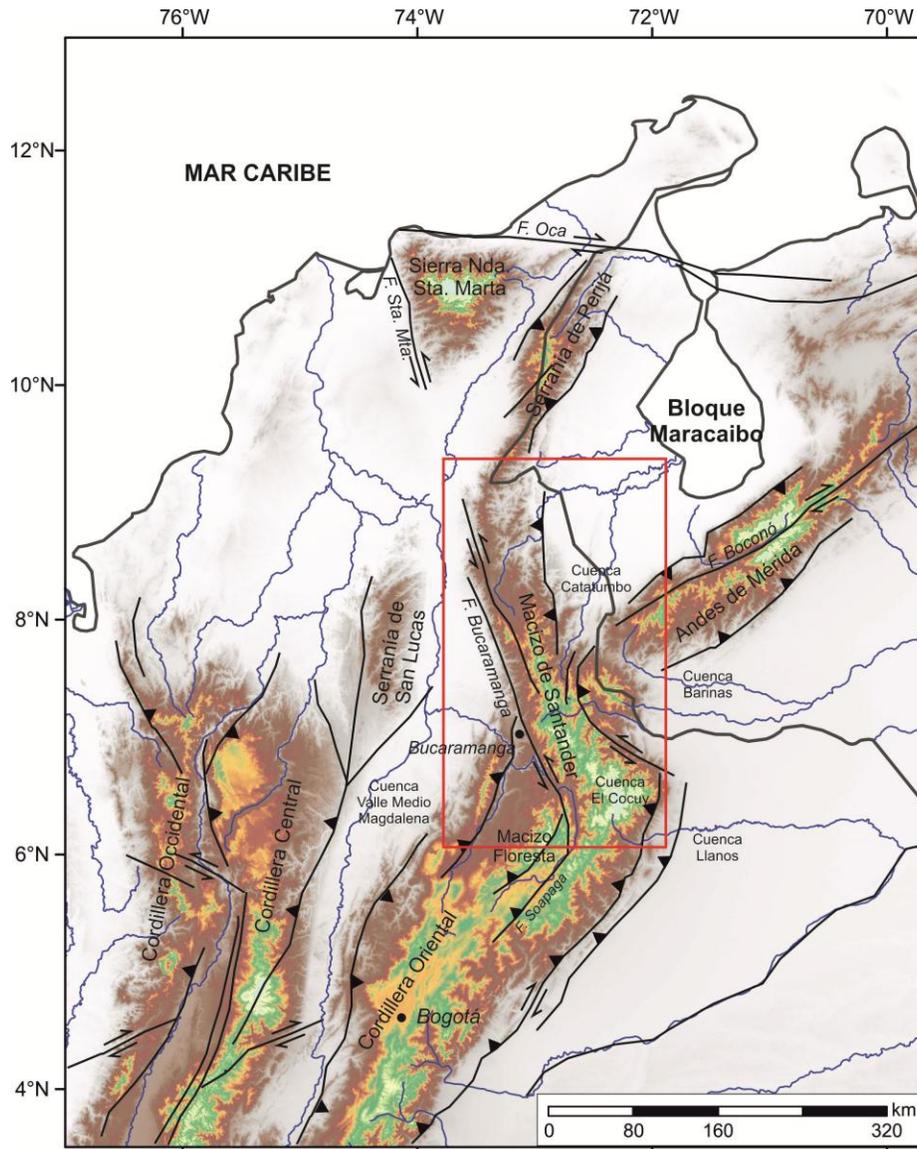
## 1.1 Introducción

En la literatura geológica publicada del Macizo de Santander los modelos estructurales muestran distintas interpretaciones en cuanto a las características de las fallas: tipos, vergencias, nomenclatura, y en general la dirección de transporte tectónico en el límite del macizo con los Andes de Mérida (esquina sur del Bloque Maracaibo; Figura 1-1). En general existe incertidumbre sobre el estilo o estilos estructurales de la zona, por eso en este capítulo se enfrenta el problema y se propone un modelo integrador de la información geológica existente. Se citan algunas de estas interpretaciones estructurales, se discuten y se hace la comparación con las fallas asociadas según la cartografía geológica conocida de la zona. Mediante el análisis de mapas geológicos en escalas regionales, revisión de campo en transectas y uso de modelos digitales del terreno se muestra una visión alternativa de la deformación frágil regional del Macizo de Santander y zonas aledañas; este análisis permite confirmar y/o reinterpretar la continuidad de las estructuras.

Las descripciones hechas aquí respecto de las fallas geológicas y las unidades adyacentes se basan en la cartografía geológica del Servicio Geológico Colombiano (SGC) en escalas regionales, desde el mapa y atlas en escalas 1:2'800.000, 1:1'000.000 y 1:500.000 (Gómez *et al.*, 2007, 2015) hasta los mapas geológicos departamentales de Santander en escala 1:300.000 (Royero & Vargas, 1999) y Norte de Santander en 1:250.000 (Clavijo, 1997) y las planchas geológicas en escala 1:100.000 de Tamalameque (Royero *et al.*, 1994), Miraflores (Daconte & Salinas, 1980a), Aguachica (Clavijo *et al.*, 1992), Ocaña (Daconte & Salinas, 1980b), Ábrego (Vargas & Arias, 1981a), Cáchira (Vargas & Arias, 1981b), Durania (Fuquen *et al.*, 2010a), Villa del Rosario (Fuquen *et al.*, 2010b), Pamplona (Ward *et al.*, 1977a), Bucaramanga (Ward *et al.*, 1977b), Toledo (Royero *et al.*, 1999), Río Cobugón (Daconte & Salinas, 1982), San Gil (Pulido, 1985), Málaga (Vargas *et al.*, 1976), Soatá (Vargas *et al.*, 1987) y Paz de Río (Ulloa *et al.*, 1998).

En el Macizo de Santander y zonas aledañas afloran rocas de basamento ígneo metamórfico con edades del Proterozoico al Mesozoico, en contacto con secuencias continentales del Jurásico y sedimentarias marinas y transicionales del Cretácico y Paleógeno (Figura 1-2). Después de un análisis sobre la distribución de las unidades geológicas y estructuras mayores se plantea un marco integrado en tiempo y espacio, el cual incluye una organización en la nomenclatura de las fallas según su relación genética.

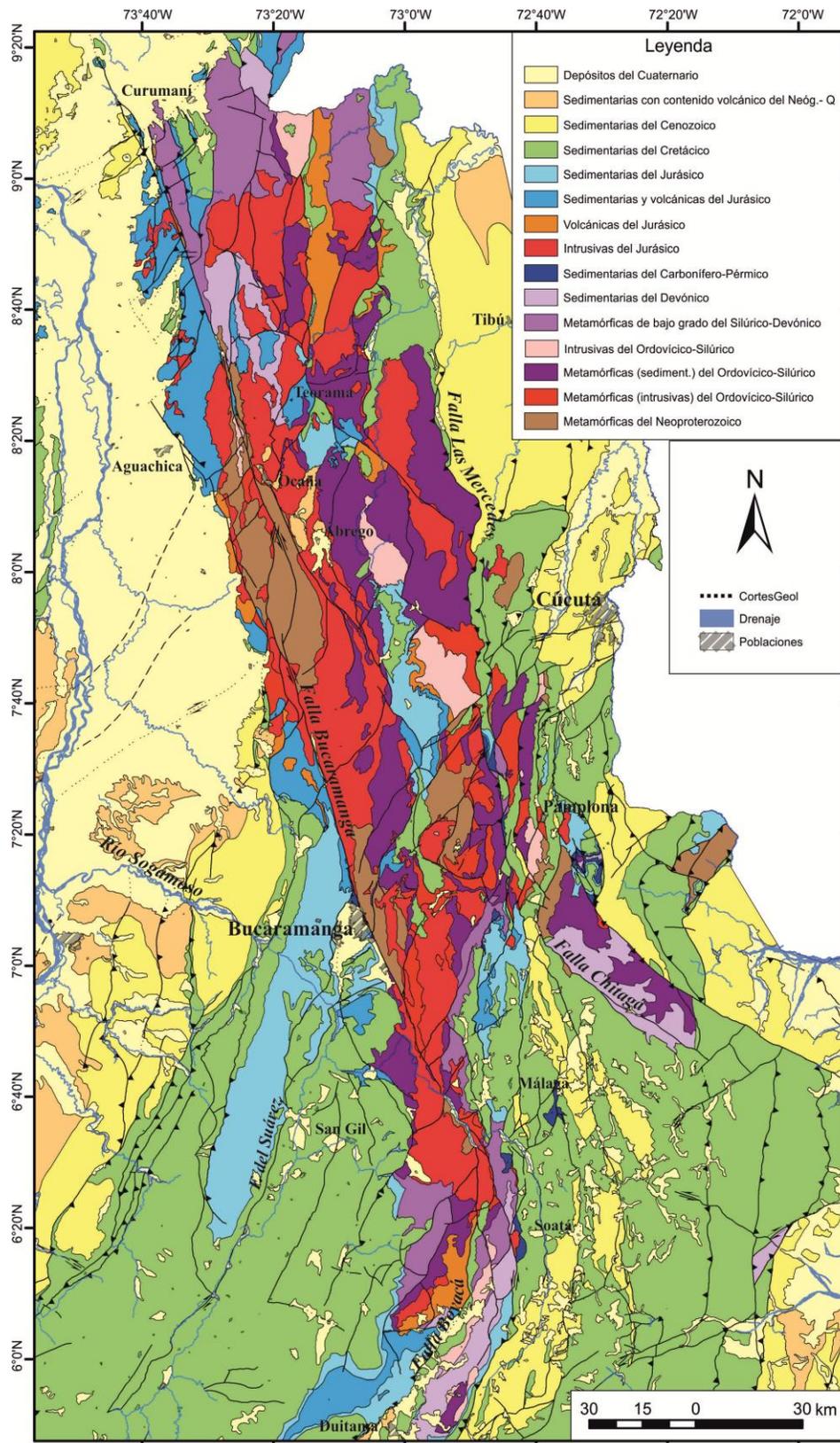
**Figura 1-1.** Localización regional del área de estudio (recuadro), al NE de la Cordillera Oriental de Colombia y esquina sur del Bloque de Maracaibo.



## 1.2 Diagnóstico y discusión del estado del conocimiento en geología estructural y tectónica

Los primeros modelos estructurales conocidos del Macizo de Santander que se realizaron con base en la cartografía geológica del Ingeominas (actual Servicio Geológico Colombiano) no muestran la vergencia de las fallas, ya que en los mapas geológicos más antiguos éstas son trazadas de manera vertical con modelamiento de bloques hundidos y levantados.

Figura 1-2. Mapa Geológico, modificado de Gómez *et al.* (2015).



En los mapas regionales más recientes que integran la cartografía 1:100.000 a escalas de menor detalle (Gómez *et al.*, 2007, 2015) ya se indican las estructuras que predominan en el Macizo de Santander como fallas inversas y de rumbo. En el Macizo de Santander se pueden presentar los tres tipos de deformación (compresión, transcurrencia y distensión) como resultado del actual movimiento de Los Andes del Norte hacia el NE (Audemard & Audemard, 2002; Egbue, *et al.*, 2010). Sin embargo, se observa un predominio de deformación en fallas de rumbo (Restrepo-Pace, 1995; Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Cediél, *et al.*, 2003; Velandia, 2005; y Acosta *et al.*, 2007).

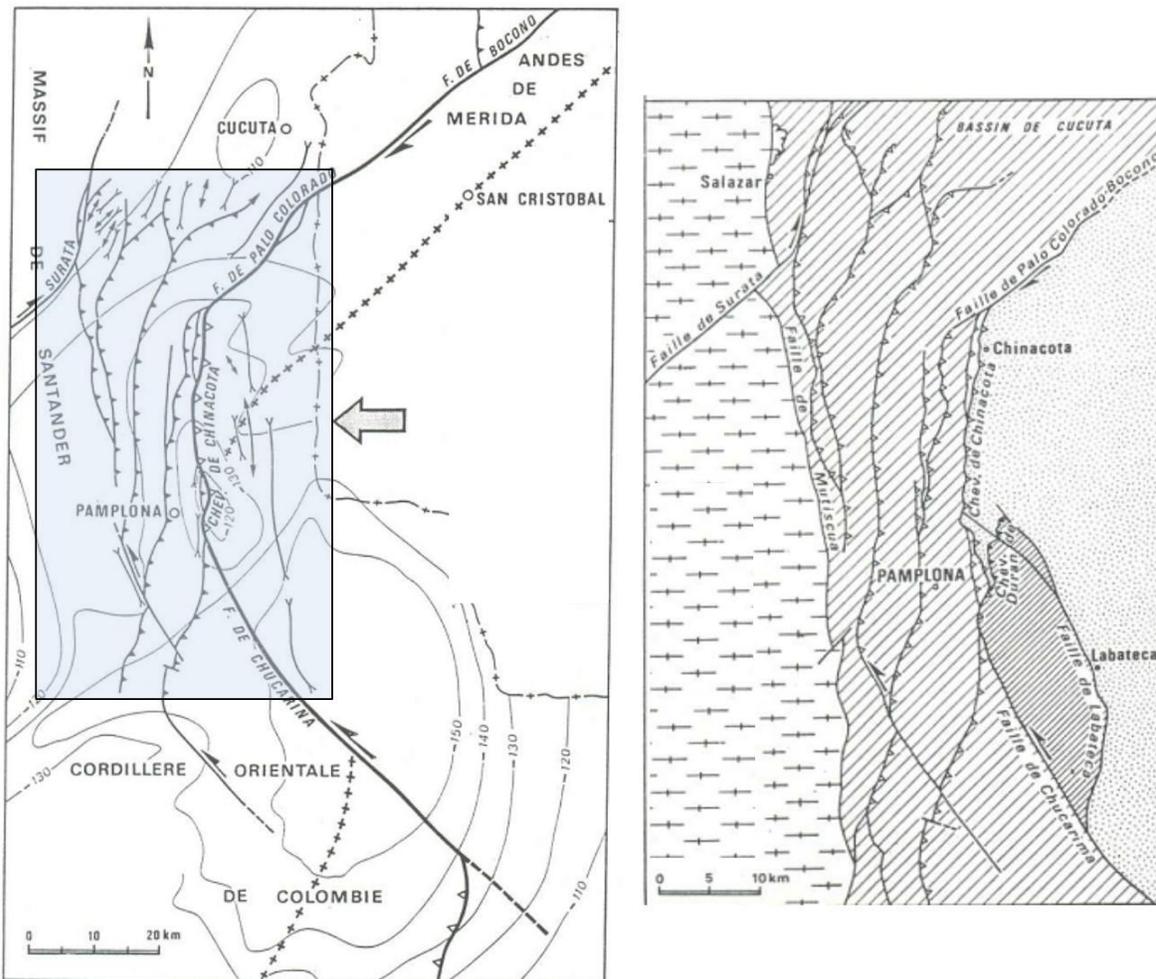
Uno de los primeros modelos presentados hacia el E del Macizo de Santander es Boinet *et al.* (1985), que propone el Indentor (o Punzón) de Pamplona como causa de la deformación (Figura 1-3). Estos autores mencionan dos fases de cabalgamientos posteriores al Mioceno medio y separadas por una extensión. La primera fase compresiva con vergencia al E y la segunda al W a lo largo de las fallas de Chinácota (referida aquí como Chitagá) y Chucarima (identificada aquí con vergencia al E). De todas maneras esta vergencia al W es clara en la Falla de Chitagá (Ward *et al.*, 1970) que sería la estructura a la que los autores anteriores hacen referencia como Falla de Chinácota en unión con la Falla de Boconó. El Indentor de Pamplona lo definen como la megaestructura activa de la segunda fase de cabalgamientos con movimiento hacia el W que gradualmente va imbricando el lado E del Macizo de Santander. También interpretan que la vergencia al W por la influencia del Indentor aplica hasta la Falla de Mutiscua.

Una visión diferente es presentada por Kammer (1993) con base en cartografía de detalle hacia la parte oriental del macizo (Pamplona) y hacia el sector de Málaga, donde predominan rocas sedimentarias. En la primera zona, define todas las fallas norte-sur como normales (menos la Falla de Labateca que identifica como inversa con vergencia al E). Además de las fallas normales del Jurásico, menciona una tectónica extensiva del Neógeno. Kammer (1993) describe el Alto de Vetas como una estructura dómica alargada morfológicamente y con un patrón radial de drenaje, limitado hacia el W y E por pliegues en unidades sedimentarias; asume que los contactos del basamento corresponden a fallas normales con buzamiento hacia el centro del macizo, con el bloque colgante en el Alto de Vetas para ambas fallas. En Ward *et al.* (1970) la falla oriental de Alto de Vetas (Falla de Mutiscua) pone en contacto las rocas cristalinas antiguas al W con las sedimentarias al E,

lo cual también puede interpretarse como una falla de cabalgamiento con vergencia al E, siendo el Alto de Vetas el bloque colgante. Respecto al límite del Macizo de Santander, para Kammer (1993) el borde oriental está formado por la Falla Labateca- Chucarima.

Restrepo-Pace (1995) presenta un esquema de la distribución y evolución de las estructuras frágiles del Macizo de Santander desde la extensión del Mesozoico temprano hasta la cupla en cizalla simple posterior al Mioceno entre la Falla de Bucaramanga y el frente de cabalgamiento que denomina Pamplona-Cobugón-Las Mercedes. Se destaca de modelo el mecanismo propuesto para la actual deformación frágil del macizo, pero la vergencia E del frente de cabalgamiento propuesto no es congruente con la vergencia W que presenta la Falla de Pamplona.

**Figura 1-3.** Indentor de Pamplona como propuesta de Boinet *et al.* (1985). Asumen la Falla de Chucarima como parte del frente del Indentor por su deslizamiento en rumbo sinistral, aunque también tiene vergencia al E.

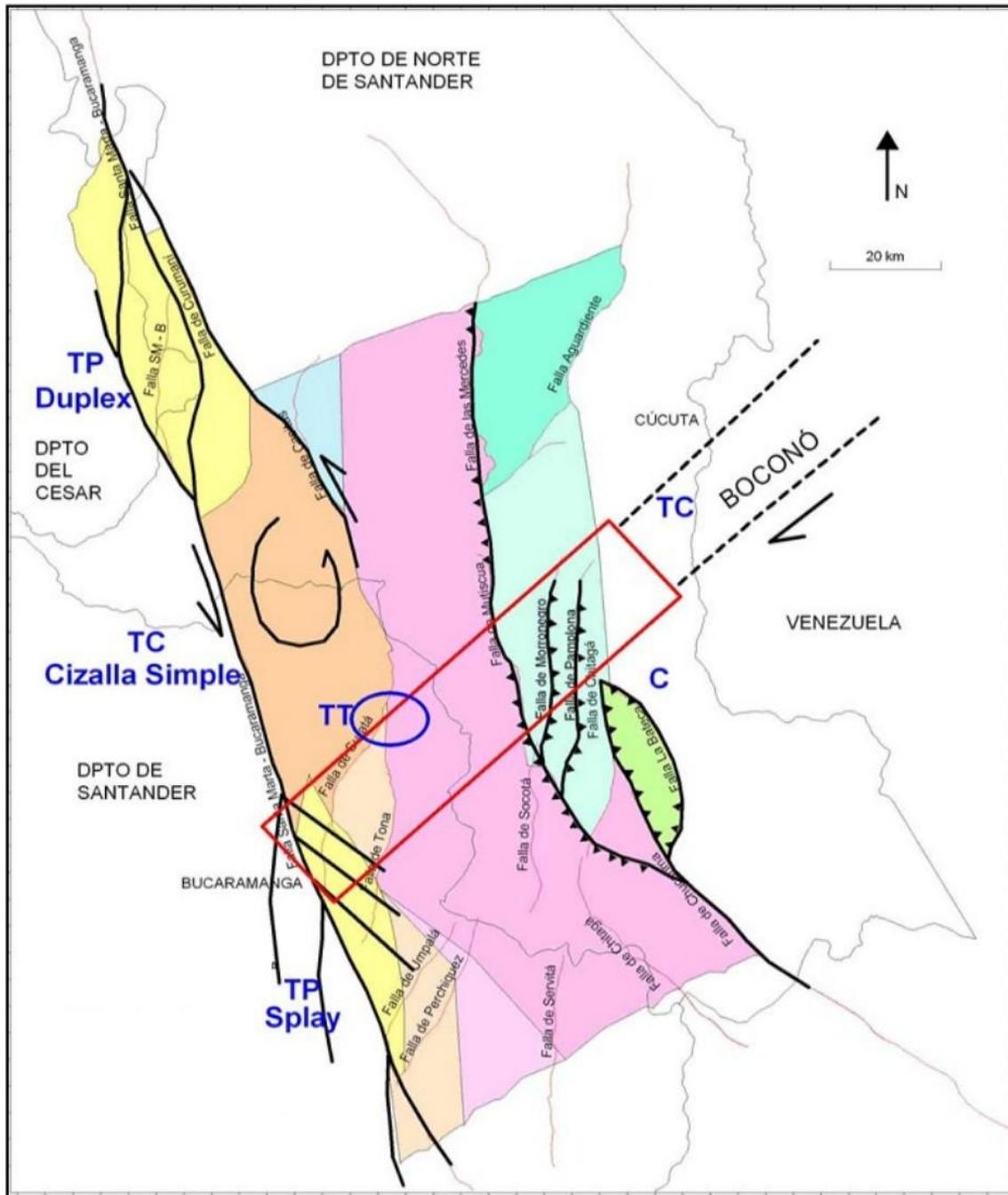


Un modelo más reciente (Osorio *et al.*, 2008) (Figura 1-4), define una serie de bloques homogéneos y marca claramente la deformación a lo largo de las fallas de rumbo NNW, donde el bloque más oriental ejerce presión y sobreimposición de la deformación en los bloques de Macizo de Santander. Además, en este modelo se recalca la influencia de la Falla de Boconó en el macizo a lo largo de un sector que denominan Zona de Transición Transversal. La deformación por el movimiento de la Falla de Boconó se interpreta como afectando el borde W del macizo, incluso hasta la geometría de la Falla de Bucaramanga y su bloque yacente. También relacionan esta zona transversal con la presencia de cuerpos magmáticos mineralizados en los sectores de transtensión. El modelo de Osorio *et al.* (2008) muestra un avance en cuanto a la integración de aspectos morfoestructurales del área, aunque requiere mayor análisis de la cartografía geológica respecto de la continuidad de algunos trazos de falla con distintos estilos estructurales. Los autores concuerdan con la influencia del Indentor de Pamplona de Boinet *et al.* (1985) sólo en su zona norte a lo largo de la prolongación de la Falla de Boconó, pero no en la zona sur donde es claro el rasgo regional sinistral de la Falla de Chitagá (Ward *et al.*, 1970). Del modelo de Osorio *et al.* (2008) es controversial la continuidad de la Falla de Mutiscua con Chucarima ya que sus relaciones con las unidades geológicas son muy distintas en la cartografía geológica y en medio de ellas existen otras fallas con continuidad norte-sur (Ward *et al.*, 1970).

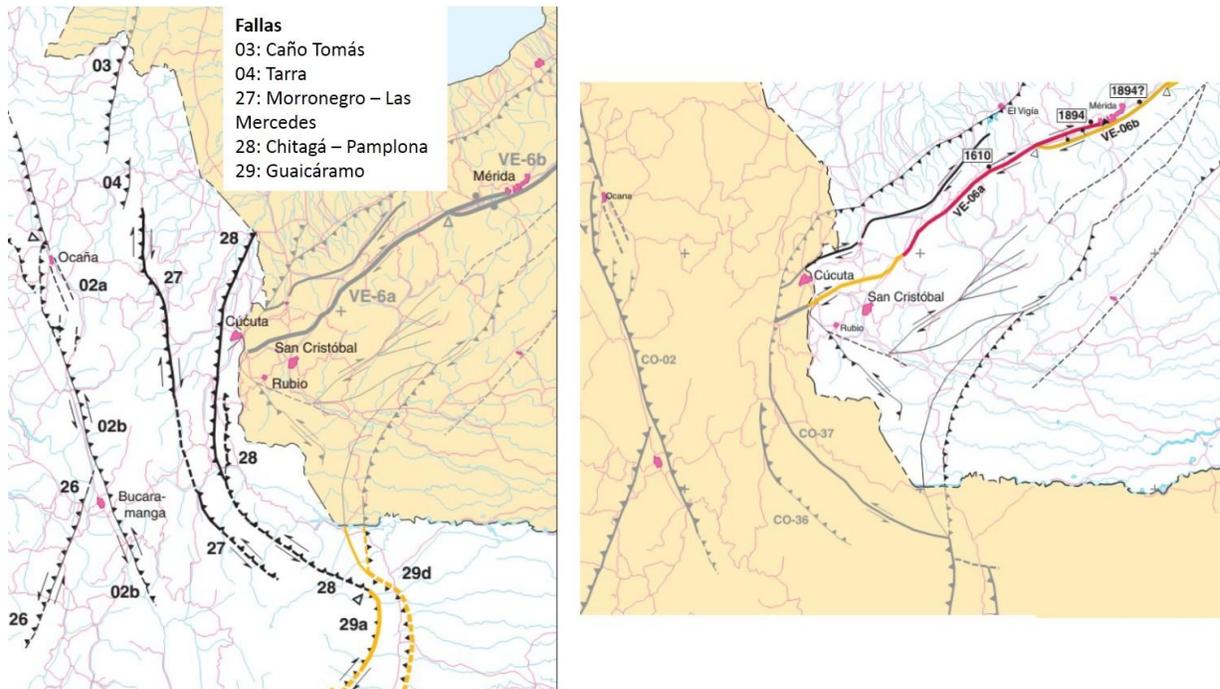
El problema de la confusa relación de las fallas en algunos trabajos regionales se evidencia en el Mapa y Base de Datos de Fallas Cuaternarias en Colombia (París *et al.*, 2000) (Figura 1-5) donde se asume la continuidad de las fallas de Morro Negro con Las Mercedes (identificada con el número 27 en el mapa citado de la Figura 1-5), y de Chitagá con Pamplona (28). La cartografía geológica (Ward *et al.*, 1970 y Gómez *et al.*, 2015) muestra que en realidad las Falla de Morro Negro y Las Mercedes son dos fallas diferentes, la primera con vergencia al W y la segunda al E, y que no tienen continuidad; además, el trazo sur de ese sistema de fallas (27) corresponde en realidad con la Falla de Chitagá. Por lo mismo, las fallas que París *et al.* (2000) identifican como Chitagá-Pamplona (28) tampoco corresponden con lo evidenciado en los mapas geológicos, ya que el tramo sur coincide en realidad con la Falla de Chucarima, pero ésta no se conecta con la Falla de Pamplona. Además, las vergencias como fallas inversas mostradas por París *et al.* (2000) para estas dos fallas tampoco están de acuerdo con las interpretaciones que se pueden hacer a partir de los mapas geológicos. Audemard (2000) en el Mapa de Fallas Cuaternarias de Venezuela, muestra para la zona de frontera en Colombia de manera más acorde los trazos

de las fallas de Chitagá y Chucarima (Figura 1-5), y resalta que hacen parte del Indentor de Pamplona junto con sus subparalelas en Venezuela, como la Falla de Bramón.

**Figura 1-4.** Modelo morfoestructural regional del Macizo de Santander (Tomado de Osorio, *et al.*, 2008). Diferencia una serie de bloques con predominio de zonas conformadas por cizalla simple (transcurrentes – T, transpresivas – TP, transtensivas – TT, además de una zona de compresión – C). Se indica también la ubicación de la Zona de Transición Transversal asociada con la Falla de Boconó.



**Figura 1-5.** Fallas cuaternarias de la zona de cordillera en la frontera de Colombia y Venezuela según París *et al.* (2000) y Audemard (2000), izquierda y derecha respectivamente. Para Colombia se identifican en la región el sistema de fallas Morro Negro-Las Mercedes (27) y fallas Chitagá-Pamplona (28), además del sistema de fallas Santa Marta (02a) – Bucaramanga (02b). En el mapa de Venezuela se observa sin embargo, que el trazo de las fallas en Colombia es distinto a París *et al.* (2000).



El problema de nomenclatura e interpretación también se extiende a los modelos publicados del subsuelo, donde se muestran interpretaciones contrastantes de vergencia. Corredor (2003a) elabora una sección estructural desde el bloque yacente de la Falla de Bucaramanga (Mesa de Los Santos) hasta Saravena en Arauca, mostrando que a partir de esta falla de rumbo se desprenden hacia el E las fallas del Servitá y Labateca (en los mapas geológicos aparece como Falla Chucarima, ya que la Falla de Labateca aunque con la misma vergencia E, se restringe a un bloque de menor extensión). En este modelo, la Falla de Chitagá es interpretada como un retrocabalgamiento asociado a la Falla de “Labateca”. La baja inclinación con que se modela esta falla de cabalgamiento difiere de los mapas geológicos donde esta falla (de Chucarima) aparece con componente de rumbo sinistral. Este aspecto si es considerado por Bayona *et al.* (2008) quienes la denominan como Zona Transversal de Chucarima y la analizan en el marco de la propuesta del Indentor de Pamplona de Boinet *et al.* (1985). Sin embargo, la vergencia E interpretada en su sección Norte (Bayona *et al.*, 2008) involucra también a la Falla de Chinácota, la cual es explicada

por Boinet *et al.* (1985) (Figura 1-3) como una falla inversa con vergencia al W que hace parte del frente de deformación del Indentor.

Los modelos tectónicos que analizan el Bloque de Maracaibo en Los Andes del Norte (Cediel *et al.*, 2003; Audemard & Audemard, 2002), coinciden en la interpretación de vergencia general del bloque al NW. El trabajo de Cediel *et al.* (2003) recuerda que anteriores autores han asignado a la Falla de Bucaramanga desplazamientos sinestrales entre 40 y 100 km y que este movimiento lateral se traduce en cabalgamientos que influyeron en el levantamiento de la Serranía de Perijá desde el Mioceno. Sobre la subplaca de Maracaibo, indican que la deformación interna inició en el Cretácico Tardío y resumen el levantamiento en tres fases, la primera con la reactivación de fallas como Bucaramanga y Oca, cuya transpresión se incrementa en una segunda fase durante el Paleoceno y Eoceno; y la fase tres la caracterizan con el despegue y levantamiento de los Andes de Mérida, Serranía de Perijá y Sierra Nevada de Santa Marta desde el Mioceno.

Sobre el mismo tema de temporalidad de la deformación, Audemard & Audemard (2002) igualmente mencionan la formación de unos Andes de Mérida menos pronunciados en el Mioceno por la colisión del Arco de Panamá contra Suramérica, quizás coetánea con el levantamiento de la Cordillera Oriental como es interpretado por Taboada *et al.* (2000). En Audemard & Audemard (2002) se asume una edad de 5 a 3 Ma para la expulsión del Bloque Maracaibo por la relación del Bloque de Panamá y Suramérica, en contraste con la interpretación de 10 Ma de Duque-Caro (1978). En Mora *et al.* (2015) se relaciona la deformación en el flanco E de la Cordillera Oriental con un tectonismo rápido ligado a la colisión de Panamá hace 4 Ma.

Audemard & Audemard (2002) y Monod *et al.* (2010) explican la idea de orógeno flotante como importante causa de la evolución tectónica del Bloque de Maracaibo; los primeros además, a partir de cálculos de desplazamientos de la Falla de Boconó relacionan la deformación de los Andes de Mérida y el Macizo de Santander. La zona está sometida a una compresión W-E por la subducción de Placa de Nazca bajo el occidente colombiano y por un acortamiento NNW por el límite sur de la Placa Caribe. Dividen los Andes de Mérida en dos partes, una al norte con vergencias claras al SE y otra al sur con vergencias al NW, con la Falla de Boconó desplazada con respecto al eje de la cordillera, deformación que relacionan con el Indentor de Pamplona a lo largo del sistema Bramón-Chucarima-

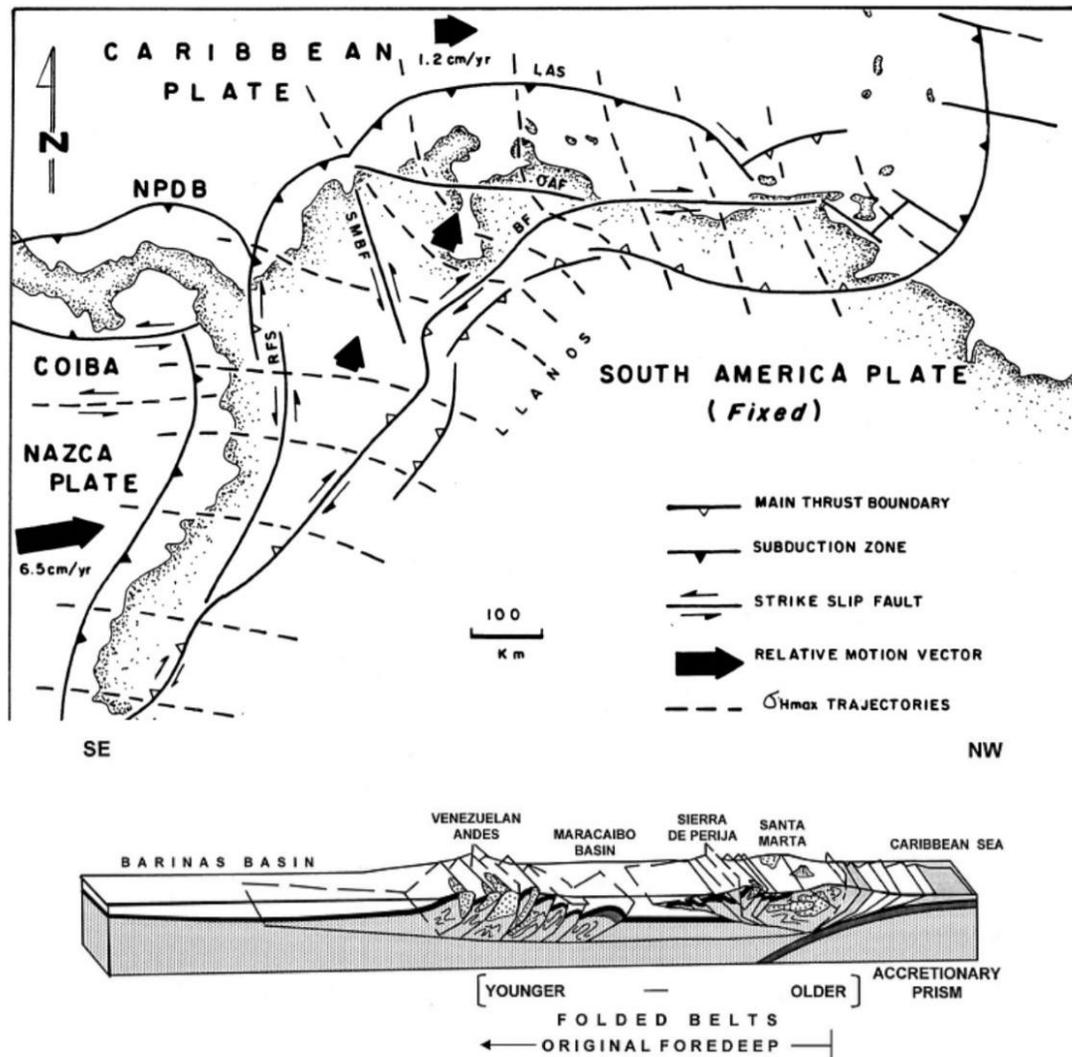
Pamplona y el cabalgamiento de Chinácota. Igualmente mencionan que la tasa de desplazamiento de la Falla de Boconó disminuye al sur por efecto de la convergencia del indector y la redistribución de la deformación a lo largo de ramales de Boconó y fallas menores subparalelas. De Audemard & Audemard (2002) también es interesante el trazado de trayectorias de máximos esfuerzos horizontales a lo largo de Los Andes del Norte y la deflexión que se observa de las mismas a partir del Indector de Pamplona, así como deformación más joven de los Andes de Mérida respecto de la Sierra Nevada de Santa Marta (el extremo NW del bloque Maracaibo) (Figura 1-6). Estas trayectorias fueron más soportadas posteriormente con análisis de tensores a partir de mecanismos focales (Audemard & Castilla, 2016) que comparan con los obtenidos por estrías de falla en depósitos del Plio-Cuaternario.

La diferencia básica entre los modelos tectónicos de Colombia (Corredor, 2003a; Bayona *et al.*, 2008; Mora *et al.*, 2015) y los del sur del Bloque de Maracaibo (Boinet *et al.*, 1985; Audemard & Audemard, 2002) es que los primeros asumen una vergencia principal hacia el E, mientras que en los segundos el transporte tectónico ocurre hacia el W, medido en desplazamientos de la Falla de Boconó y con base en la vergencia de las fallas que configuran el frente de deformación del Indector de Pamplona.

### **1.3 Descripción e interpretación de las fallas geológicas mayores del Macizo de Santander y áreas adyacentes**

Con el objetivo de sintetizar y aportar al conocimiento de la geología estructural del Macizo de Santander y sus zonas aledañas se presenta esta descripción e interpretación de las fallas de la región, incluyendo nomenclatura y cinemática (Figura 1-7). La interpretación se realiza con base en el análisis geológico de mapas, imágenes de satélite (Google Earth), modelos digitales del terreno (NASA, 2015, con resoluciones de 30 y 12,5 m y procesados como mapas de sombras) y observaciones de campo, así como en consideraciones sobre la evolución geológica de la Cordillera Oriental de Colombia (específicamente en esta parte oriental) y la zona vecina de Venezuela. Se aclara que sólo se hace referencia a la parte superior de la corteza, donde la deformación es de tipo frágil; sin embargo, se asume que en especial las estructuras transcurrentes como la Falla de Bucaramanga presentan también deformación dúctil por la profundidad que alcanzan debido a su alto ángulo de inclinación.

Figura 1-6. Modelo geodinámico esquemático de Audemard & Audemard (2002). Sin la subducción de la Placa Caribe, proponen la idea de un orógeno flotante para el bloque de Maracaibo.



La primera observación importante es el predominio de las fallas de rumbo e inversas. Las fallas inversas se presentan especialmente hacia el norte en la Serranía de Perijá y en el sur en el Macizo de Floresta, mientras en el centro de la zona de trabajo están relacionadas con una estructura que se denomina aquí la Cuña de Pamplona o "Indentor" en el sentido de Boinet *et al.* (1985). Las fallas de rumbo sobresalen por su longitud regional y dirección NW, paralelas o subparalelas a la Falla de Bucaramanga. Al analizar los mapas geológicos en escala 1:100.000 se identifica que la mayoría de los trazos NW de las fallas desplazan en forma lateral izquierda a las unidades geológicas adyacentes y al ser paralelas configuran en su interior extensas zonas levantadas. Un ejemplo de las estructuras formadas por este mecanismo es el llamado "dúplex" de Ocaña (Osorio *et al.*, 2008), donde

las rocas más antiguas del área (Figura 1-2) afloran en el centro de la estructura levantada, indicando mayor exhumación. Además de la Cuña de Pamplona y las fallas de rumbo similares a la Falla de Bucaramanga, regionalmente se distinguen fallas longitudinales en dirección N-S con vergencia al E, en especial las que limitan la Serranía de Perijá y los macizos de Santander y Floresta. A continuación se hace una descripción de las principales características geológicas de estas estructuras mayores.

### **1.3.1 Sistema de Fallas S2M2 (Soapaga – Río Servitá – Mutiscua – Las Mercedes)**

Se propone la denominación S2M2 para integrar fallas regionales que tienen el mismo significado tectónico como el límite E de la gran estructura del “Alto de Santander”, definido como producto de la tectónica distensiva que dio lugar a las cuencas cretácicas del Tablazo y El Cocuy (Fabre, 1983). Este alto tiene una extensión regional desde el Macizo de Floresta al sur a la actual Serranía de Perijá al norte (Sarmiento, 2001); su inversión tectónica ha sido documentada especialmente al sur, en la Falla de Soapaga (Colletta *et al.*, 1990; Dengo y Cowey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; De Freitas *et al.*, 1997; Toro *et al.*, 2004, Saylor, *et al.*, 2012a). Tras las fases de compresión e inversión tectónica, estas fallas hacen aflorar basamento y rocas sedimentarias del Jurásico y más antiguas sobre unidades sedimentarias del Cretácico y Paleógeno. Al sur mantienen el rumbo NE que caracteriza a la Cordillera Oriental, mientras que al bordear el Macizo de Santander toman rumbo N-S, el cual mantienen hacia la Serranía de Perijá.

Al sur, como Falla de Soapaga, S2M2 presenta rasgos de fuerte compresión con pliegues tumbados asociados en el bloque colgante (Ulloa *et al.*, 1998) y con salto apreciable que pone en contacto rocas sedimentarias del Cretácico y del Paleógeno (Toro *et al.*, 1990) con fallas transversales que ayudan a acomodar la deformación (Villar *et al.*, 2017). La estructura continúa al norte del río Chicamocha como Falla del Río Servitá (Vargas *et al.*, 1976) con un estilo de escamación de piel gruesa que involucra rocas del Paleozoico en el bloque colgante y con cabalgamientos en abanico imbricado en las rocas cretácicas del bloque yacente (Barragán & Forero, 2014). Al acercarse a la falla transversal NW de Chitagá, los trazos N-S se vuelven discontinuos y en echelón (Ward *et al.*, 1977a) hasta unirse con la Falla de Mutiscua de vergencia E. Su trazo de nuevo se complica cuando pasa por la zona

transversal de Boconó (Osorio *et al.*, 2008) en el área de Cucutilla y Arboledas, pero a continuación la relación es clara con el basamento en el bloque colgante y rocas del Paleógeno en el yacente (Fuquen *et al.*, 2010a). Como Falla Las Mercedes, su trazo es más sinuoso (cabalgamiento) y con pliegues paralelos en su bloque yacente, aunque con cambios de dirección al cruzar fallas transversales de rumbo (Villa Caro y Haca). Así, las fallas de Soapaga-Servitá-Mutiscua-Las Mercedes, conformarían un sistema (S2M2) que configura el borde oriental del alto de basamento de los macizos de Floresta y Santander, y de la Serranía del Perijá (señalado por Sarmiento, 2001), y que desde el punto de vista de un modelo de hemigraben del Mesozoico (Cooper *et al.*, 1995) constituye la falla principal, normal inicialmente y luego protagonista en los procesos de inversión tectónica.

### 1.3.2 Cuña de Pamplona

Se describen en forma resumida las fallas relacionadas con la estructura denominada Indentor de Pamplona por Boinet *et al.* (1985), pero aquí se usa el término “cuña” por considerarse descriptivo con relación a la forma o geometría de la zona de deformación alrededor del bloque rígido que converge desde el E (orógeno).

El frente de deformación de la Cuña de Pamplona está conformado por una serie de cabalgamientos con vergencia al W, cuya estructura principal es la Falla de Morro Negro que al sur se conecta con la Falla de Chitagá (Figura 1-7). La falla más occidental de la cuña orogénica corresponde a la Falla de Sulasquilla que se desprende como un *splay* en el bloque yacente de la Falla de Morro Negro. Otras fallas paralelas ubicadas más al E son las de Pamplona y Chinácota, también con vergencia al W. Los retrocabalgamientos principales hacia la parte trasera de la cuña son las fallas de Bramón, Chucarima, y Labateca. Los modelos de Restrepo-Pace (1995), Corredor (2003a) y Bayona *et al.* (2008) interpretan la deformación en estructuras con frente hacia Arauca (Cuenca de Los Llanos), asumiendo estas fallas como cabalgamiento principales en contraste con la interpretación de retrocabalgamientos en este modelo de Cuña de Pamplona.

Así como el frente de la Cuña de Pamplona se manifiesta en fallas inversas, la deformación en sus bordes se transmite especialmente en fallas transcurrentes que la restringen lateralmente. En el límite norte se puede observar el desplazamiento de rumbo dextral de la Falla de Boconó, que al entrar a Colombia (en varios trazos menores y subparalelos) se

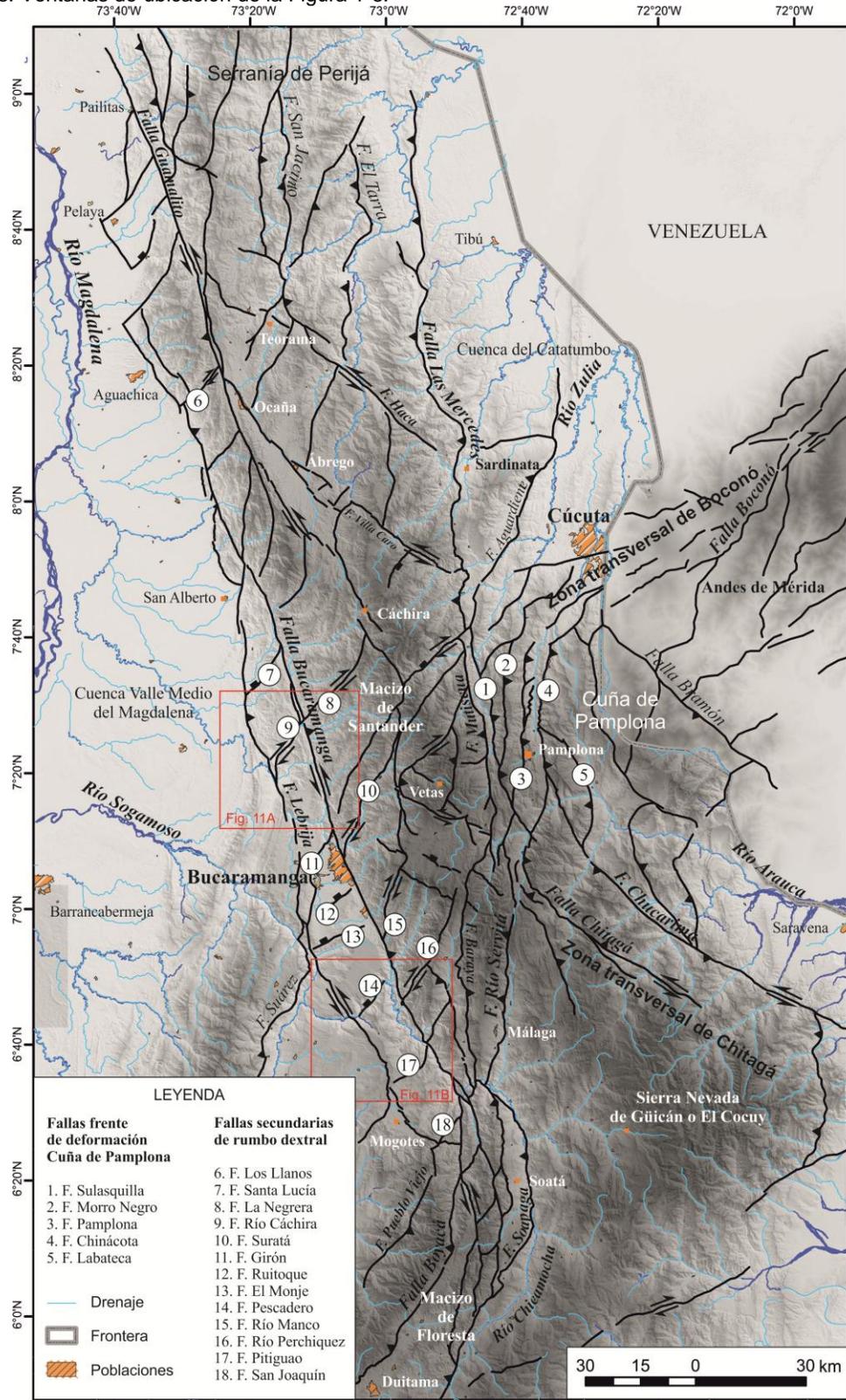
conecta con las fallas inversas de la cuña orogénica por lo que se han interpretado como ramales en una terminación transpresiva de Boconó (“cola de caballo”) (Audemard & Audemard, 2002). Esta influencia del desplazamiento lateral de Bococó configura la zona que Osorio *et al.* (2008) denominan Zona de Transición Transversal, la cual tiene continuidad en el Macizo de Santander con implicaciones importantes en la deformación en profundidad ya que por tratarse de una zona transcurrente rompería la corteza y facilitaría el tránsito de fluidos en sus segmentos transtensivos y así ayudaría a explicar la presencia de las mineralizaciones en la zona de Vetas y California (Figura 1-7).

La deformación en el límite sur de la cuña orogénica se presenta en desplazamientos de rumbo sinestrales a lo largo de las fallas de Chucarima (activa) y Chitagá, cuya terminación al W puede relacionarse también con los cabalgamientos del frente de deformación, pero que con relación al Macizo de Santander puede configurar otra zona transversal (de Chitagá) con estructuras transtensivas, como fallas normales con rumbo NW que limitan al sur el Páramo de Berlín o “Alto de Vetas” como lo denomina Kammer (1993). Este alto se interpreta aquí como una estructura en *pop-up*, producida por la convergencia de la Cuña de Pamplona y el Macizo de Santander, la cual también está limitada lateralmente por las continuaciones transversales de Boconó y Chitagá en el macizo. Otra estructura en *pop-up* está configurada en la misma Cuña de Pamplona y se forma entre la Falla de Chinácota como falla inversa principal y la Falla de Labateca como retrocabalgamiento asociado (Figuras 1-2 y 1-10).

Por la convergencia de la Cuña de Pamplona con el borde oriental del Macizo de Santander (sistema S2M2) las fallas del frente de deformación incrementan su ángulo como inversas superando los 30°, lo cual se atribuye al efecto de contrafuerte (*buttressing effect*), característico de zonas de deformación limitadas por fallas de rumbo (Beck *et al.*, 2015) y que se ocasiona por la resistencia del bloque rígido de basamento que en este caso soporta el desplazamiento al W de la cuña orogénica.

La Cuña de Pamplona se considera la continuación al SW de Los Andes de Mérida por el desplazamiento dextral de la Falla de Boconó, y por efecto del orógeno flotante que configura la Placa Sudamericana bajo el Bloque de Maracaibo (Audemard & Audemard, 2002, Monod *et al.*, 2010).

Figura 1-7. Mapa generalizado con las principales fallas geológicas del Macizo de Santander y zonas aledañas. Ventanas de ubicación de la Figura 1-8.



### 1.3.3 Principales fallas de rumbo sinestrales

Estas fallas de rumbo se ubican al W del Sistema de Fallas S2M2 que limita el Macizo de Santander al W. Con una orientación NNW, la estructura más conocida en la zona es la Falla de Bucaramanga, por su clara expresión geomorfológica, por exponer rocas del Precámbrico en su bloque E, como núcleo de la Cordillera Oriental (Figuras 1-1 y 1-2), y por presentar además rasgos que la definen como una falla activa (París & Romero, 1994; Ingeominas, 1997; París *et al.*, 2000; Diederix *et al.*, 2008; 2009; Osorio *et al.*, 2008). Aunque en la mayoría de artículos y modelos tectónicos las fallas de Santa Marta y Bucaramanga se han considerado como una sola estructura, en el presente trabajo se acogen los argumentos de Ujueta (2003) que recomienda tratarlas de forma independiente porque con el análisis de información geofísica no encuentra evidencias en profundidad de la conexión entre las dos fallas. Ujueta (2003) también resume las distintas versiones sobre cálculos del desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga, las cuales habían señalado hasta más de una centena de kilómetros, concluyendo que carecen de marcadores reconocibles y como tal no hay evidencias para estas magnitudes, tal como ya lo había mencionado Toro (1990). Así mismo Cediel *et al.* (2003) recuerdan los datos del desplazamiento sinistral del orden de 100 km (Campbell, 1968) considerando la Falla de Santa Marta, y de 40 km (Toro, 1990) en la parte sur de la falla, donde, con base en secciones balanceadas, Toro (1990) indica que el desplazamiento lateral de la Falla de Bucaramanga está representado en el acortamiento que representan las fallas de cabalgamiento de Boyacá, Soapaga y similares.

Aunque el trazo de la Falla de Bucaramanga a la latitud de San Alberto (Figura 1-7) ha sido prolongado a través del “dúplex” de Ocaña (Osorio *et al.*, 2008; Vargas & Arias, 1981a), es preferible continuar la falla con el mismo rumbo NNW hacia Aguachica (Figura 1-7) ya que se mantienen los rasgos geomorfológicos y geológicos que limitan la cordillera de la cuenca del Valle Medio del Magdalena.

El denominado “dúplex” de Ocaña (Osorio *et al.*, 2008) es una zona transpresiva levantada y elongada de más de 200 m de extensión que se forma entre las fallas de Guamalito al E y de Bucaramanga al W. La Falla de Guamalito corresponde a la misma Falla El Carmen de Galvis & Rodríguez (1995) y Cediel *et al.* (2003), pero aquí se evita este nombre porque esta falla está más relacionada con la deformación de la Serranía de Perijá y porque genera

sinonimia con otra estructura así conocida en el Valle Medio del Magdalena (Royero & Clavijo, 2001). Este nombre de Falla Guamalito se propone aquí para toda la estructura hasta más al sur de la latitud de Bucaramanga (Figura 1-7), y por tanto involucra otras estructuras ya cartografiadas de norte a sur como fallas Bolo Azul (Royero *et al.*, 1994), Bucaramanga (Daconte & Salinas, 1980 a y b), El Carmen (Galvis & Rodríguez, 1995), Veguitas (Vargas & Arias, 1981a), Casitas (Vargas & Arias, 1981b), La Cristalina y Tona (Ward *et al.*, 1977a).

Respecto del “dúplex” de Ocaña, se presenta aquí una interpretación diferente, ya que un dúplex se forma por fallas oblicuas a subparalelas al interior de la zona transpresiva y con la misma cinemática de las principales (Woodcock & Fisher, 1986), lo que no se cumple en este caso, salvo en el par de fallas secundarias con las cuales Vargas & Arias (1981a) proponen el cruce de la Falla de Bucaramanga hasta la Falla de Guamalito. Otra explicación cinemática se dará en el siguiente capítulo del presente trabajo. Además, tampoco se comparte la idea de nombrar esta estructura como Ocaña ya que la ciudad no se ubica en este alto de basamento, ni a lo largo de la Falla Guamalito, sino en el bloque yacente. Al norte del área, en la terminación de esta estructura transpresiva, Cuellar *et al.* (2012) presentan un detalle de la relación entre la transcurrencia sinistral del que llaman sistema de fallas de Bucaramanga (Falla de Guamalito aquí) con el borde occidental de la Serranía de Perija y otro sistema de fallas con orientación NE denominado Espíritu Santo entre Pailitas y Curumaní (figuras 1-2 y 1-10).

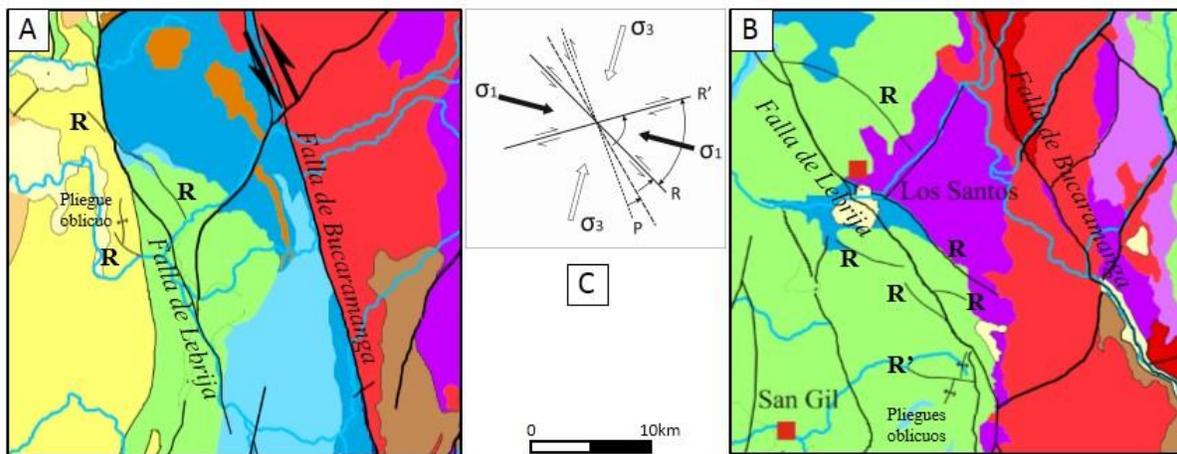
La Falla de Lebrija es otra estructura que tiene continuidad regional paralela a la Falla de Bucaramanga, pero al W; configurando una nueva zona relativamente elongada y levantada por el movimiento sinistral de las dos fallas principales. En la cartografía geológica de Vargas & Arias (1981b) y Ward *et al.* (1977b) es evidente el trazo de la Falla de Lebrija porque pone en contacto rocas del Paleozoico y Jurásico en el bloque colgante al E, y unidades sedimentarias del Cretácico y Paleógeno en el bloque yacente al W. Pero además de esta relación como falla inversa, también se identifican rasgos transcurrentes asociados, tales como pliegues oblicuos y trazos sintéticos (R) y antitéticos (R') indicando movimiento sinistral de la Falla de Lebrija (Figura 1-8). La continuidad de la falla al sur de Lebrija es similar a los lineamientos que se plantearon Ward *et al.* (1977b), pero que hoy se pueden definir mejor con base en modelos digitales y control de campo. La estructura adquiere un carácter regional al unirse con la Falla Los Santos, la cual también presenta rasgos

sintéticos e indicativos de transcurrancia sinestral (Ward *et al.*, 1977b); Pulido, 1985; Velandia, 2010) hasta unirse con la Falla de Boyacá (Figura 1-7).

De esta manera la Falla de Bucaramanga define una estructura en flor positiva y relativamente simétrica con el bloque E limitado por la Falla Guamalito y el bloque W limitado por la Falla de Lebrija. El límite W del Macizo de Santander quedaría entonces configurado por la Falla de Lebrija y su límite E por la estructura principal S2M2.

Otras fallas de rumbo se presentan en una zona de transición al norte del Macizo de Santander y sur de la Serranía de Perijá, donde se destacan por sus trazos rectilíneos y desplazamientos sinestrales las Fallas de Villa Caro y Haca (Figuras 1-2 y 1-10), las cuales configuran un área relativamente elevada que se explica más adelante (siguiente capítulo) como resultado de transpresión entre sinestrales paralelas.

**Figura 1-8.** Falla de Lebrija y rasgos estructurales de desplazamiento en rumbo sinestral similar a la Falla de Bucaramanga a partir de cartografía de Ward *et al.* (1977b), Pulido (1985) y Gómez *et al.* (2015). Ver Figura 1-7 para localización y Figura 1-1 para geología. **A**, norte de los ríos Cáchira y Sogamoso. **B**, en la localidad de Los Santos, pasando el río Chicamocha. **C**, modelo de trazos Riedel asociados a falla de rumbo sinestral, de Woodcock & Shubert (1994) en Davis *et al.* (2012).



### 1.3.4 Fallas secundarias de rumbo dextral

Se hace referencia a fallas que no son regionalmente extensas, sino restringidas entre las fallas longitudinales principales y cuya cinemática dextral está documentada en mapas geológicos escala 1:100.000, algunos de los cuales se citan aquí de norte a sur para señalar o dar nombre a las fallas donde el movimiento dextral es más evidente (Figura 1-7), aunque

también presentan desplazamientos en el buzamiento de tipo normal o inverso según la orientación de la falla. Algunas de estas fallas secundarias presentan depósitos cuaternarios asociados a su trazo (Figura 1-2).

Entre las fallas de Bucaramanga y Guamalito se destacan: (i) la Falla Los Llanos que controla el curso del río del mismo nombre y desplaza dextralmente rocas metamórficas e ígneas del Proterozoico y Jurásico (Daconte & Salinas, 1980b), (ii) la Falla La Vega que mueve las mismas unidades, (iii) la Falla La Negrera (Vargas & Arias, 1981b), (iv) la Falla Suratá (Ward *et al.*, 1977b); y además se observan otras estructuras como las fallas de Tona, Picacho, Sevilla, Río Manco, Umpalá y Río Perchiquez que muestran también cinemática dextral en Ward *et al.* (1977a).

Entre las fallas de Bucaramanga y Lebrija también se distinguen fallas dextrales así: La Esperanza, Río San Pablo, Santa Lucía (Vargas & Arias, 1981b), Río Cáchira, Solferino, Girón, Ruitoque, El Monje y Pescadero. Se aclara que aunque los trazos de estas últimas cuatro fallas no aparecen en Ward *et al.*, (1977b) y Pulido (1985) se nominan y definen aquí para limitar y separar de norte a sur las “mesas” de Bucaramanga, Ruitoque, Los Santos y San Pedro. Estas presentan cinemática principalmente normal al interior del bloque W de la estructura en flor de Bucaramanga, aunque también pueden presentar movimiento dextral como lo anotan Araque & Otero (2016) para la que denominan Falla Los Santos, que en el presente trabajo equivale a la Falla El Monje.

El significado estructural de la Falla Girón como límite norte de los depósitos de Bucaramanga implica que la Falla del Suárez llega con cinemática inversa (Flórez y Núñez, 2015) sólo hasta la Falla de Lebrija, donde cambia su cinemática a normal (Falla Girón). Aunque esto debe revisarse en detalle frente a las observaciones de Diederix *et al.* (2008), la presente interpretación apoya el modelo de Julivert (1958), Tesón *et al.* (2015) y Solano (2016) sobre un paleocauce del río Sogamoso que formó los depósitos cuaternarios potentes al sur de Girón, ya que explicaría la generación del espacio necesario para la acumulación por la interacción y actividad reciente entre las fallas de Lebrija (transcurrente) y Girón (normal y posible dextral); esta actividad neotectónica y continua de la Falla Lebrija favorecería el desvío del río Sogamoso (Figura 1-2) al levantar su bloque E.

Hacia el sector sur de la Falla de Bucaramanga y continuación de la Falla de Lebrija se localizan otras fallas locales con desplazamiento dextral, como la Falla Pitiguao, al norte de Mogotes, y las fallas de Ricaurte y San Joaquín (Vargas *et al.*, 1976).

## **1.4 Geología regional y fallas mayores**

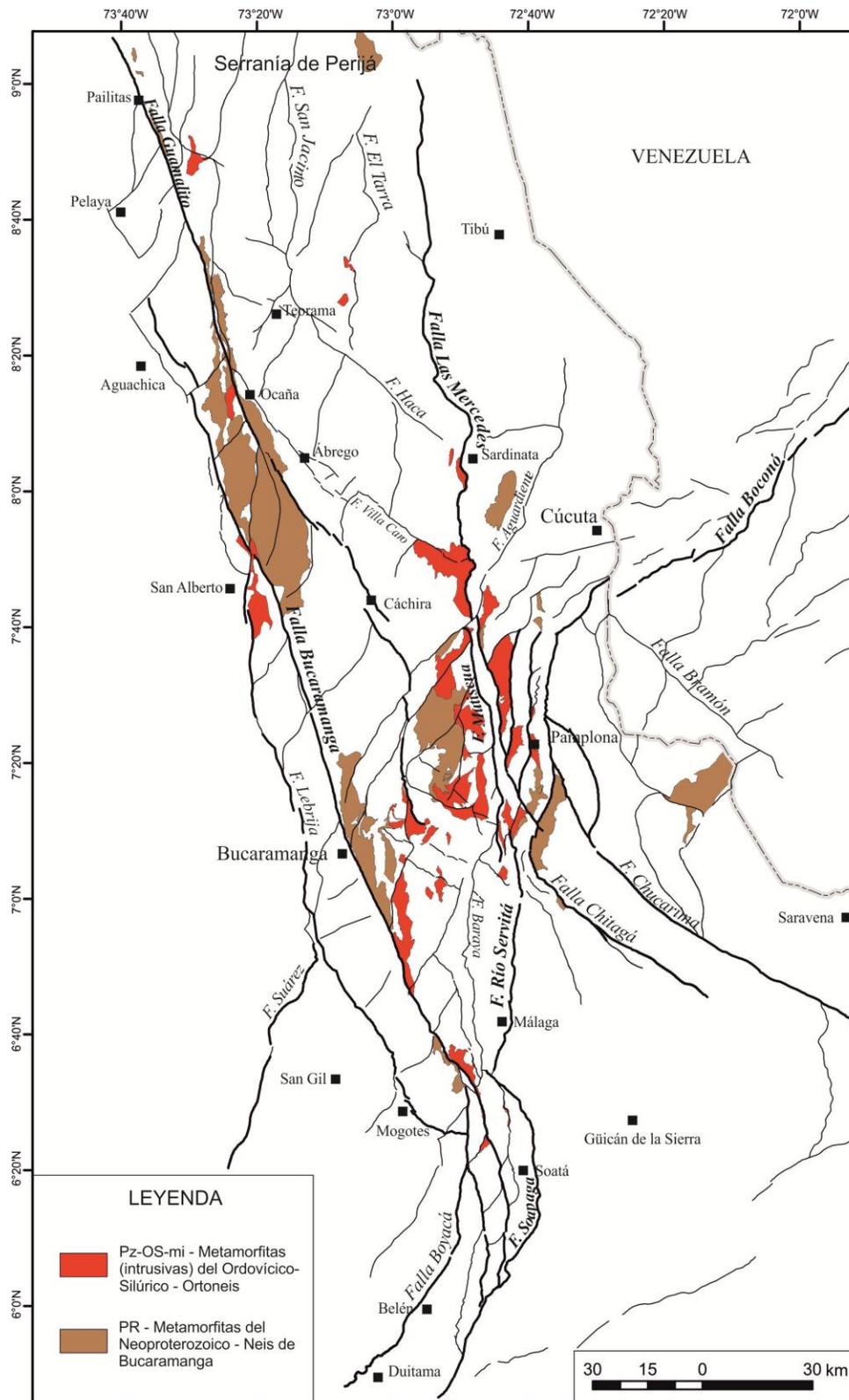
Se presenta un análisis de la distribución regional de las unidades geológicas en el marco de las fallas mayores del Macizo de Santander y zonas adyacentes como Serranía de Perijá, Macizo de Floresta y Cuña de Pamplona. Se pretende ofrecer generalidades sobre la evolución geológica del área, por eso se hará la descripción desde las unidades más antiguas a recientes según la compilación del mapa geológico de Colombia del Servicio Geológico Colombiano (Gómez *et al.*, 2015).

### **1.4.1 Rocas metamórficas de alto grado (Neoproterozoico – Ordovícico-Silúrico)**

Las rocas metamórficas más antiguas, el Neis de Bucaramanga del Neoproterozoico, con protolito sedimentario, afloran en dos extensas zonas alargadas entre las fallas de Bucaramanga y Guamalito, así como en fajas longitudinales muy relacionadas con el trazo de estas dos estructuras, tanto al norte como al sur (Figura 1-9). También aparece relacionado con las fallas del frente de deformación de la Cuña de Pamplona y en la parte posterior de la misma. Igualmente en la parte oriental del Macizo de Santander que se enfrenta con la forma de cuña. Los dos afloramientos de la Serranía de Perijá y del bloque yacente de la Falla Las Mercedes (o colgante de la Falla Aguardiente) se asocia con la escamación gruesa de las fallas inversas. El Ortoneis (Ordovícico-Silúrico) se encuentra muy asociado con el Neis de Bucaramanga en la parte central, y permite resaltar las fallas inversas de los frentes de deformación de la Cuña de Pamplona y al oriente del Macizo de Santander (Figura 1-9). Además se observa ligado a la Falla de Bucaramanga y en la zona de intersección de otra falla de rumbo (Villa Caro) con la Falla de Las Mercedes.

Con esta distribución de las unidades más antiguas es posible deducir que la máxima exhumación se ha dado en las zonas transpresivas (por las fallas de Bucaramanga, Guamalito y Villa Caro) y en el centro de la zona, muy posiblemente por efecto de la Cuña de Pamplona y su influencia en el Macizo de Santander.

Figura 1-9. Distribución de las unidades de rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico y Ordovícico-Silúrico. Fuente Gómez *et al.* (2015).



### **1.4.2 Rocas metamórficas de grado medio (Ordovícico-Silúrico)**

La Formación Sílgará del Ordovícico-Silúrico y con protolito sedimentario es la unidad que más se extiende en la zona (Figura 1-10). Hacia el centro está también asociada con el frente de deformación de la Cuña de Pamplona y su zona de influencia en el Macizo de Santander, así como afloramientos en la zona transpresiva entre las fallas de Guamalito y Bucaramanga, y hacia el sur con la Falla de Lebrija. Aunque también aflora al sur en relación con las fallas de Boyacá y Soapaga, los mayores afloramientos de la unidad se encuentran al norte, tanto en la zona transpresiva de Teorama, como en la Serranía de Perijá.

### **1.4.3 Rocas ígneas, metamórficas de bajo grado y sedimentarias (Ordovícico – Pérmico)**

Rocas ígneas del Ordovícico-Silúrico similares al Granito de Duranía (Ward *et al.*, 1977b) afloran especialmente al W de la Falla Las Mercedes, separadas por la falla de rumbo de Villa Caro y con aparente desplazamiento sinistral (Figura 1-11). Todo el desplazamiento lateral no se asocia con esta falla y llama la atención que las exposiciones de encuentren limitadas por fallas secundarias N-S a NE. También se observan afloramientos en los extremos norte y sur de la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta, en los extremos del antiguo Alto de Santander. Otras exposiciones aparecen en el frente de deformación de la Cuña de Pamplona.

Las rocas del Silúrico-Devónico cartografiadas como parte de la Frm. Floresta con metamorfismo (Vargas *et al.*, 1976, 1987), o denominadas como Metasedimentitas de Guaca o de la Quebrada La Virgen (Royero, 1994; Mantilla *et al.*, 2016a), afloran especialmente en el Macizo de Floresta y Serranía de Perijá; al sur de Macizo de Santander también se diferencia una franja asociada a la Falla del Río Perchiquez (Figuras 1-10 y 1-12C) y justo en la angosta faja entre la Falla de Mutiscua como límite E del Macizo de Santander y la falla más frontal de la Cuña de Pamplona (Falla de Sulasquilla – Figura 1-7).

Las rocas sedimentarias del Devónico (Frm. Floresta) aparecen igualmente en los extremos de la zona, en la Serranía de Perijá y en el Macizo de Floresta (Figura 1-11), y además en dominio de la Cuña de Pamplona en el alto de basamento que constituye la Frm. Silgará

entre las fallas de Chitagá y Chucarima. Se distingue un afloramiento en el extremo SE de la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy, hacia el piedemonte de la Cordillera Oriental.

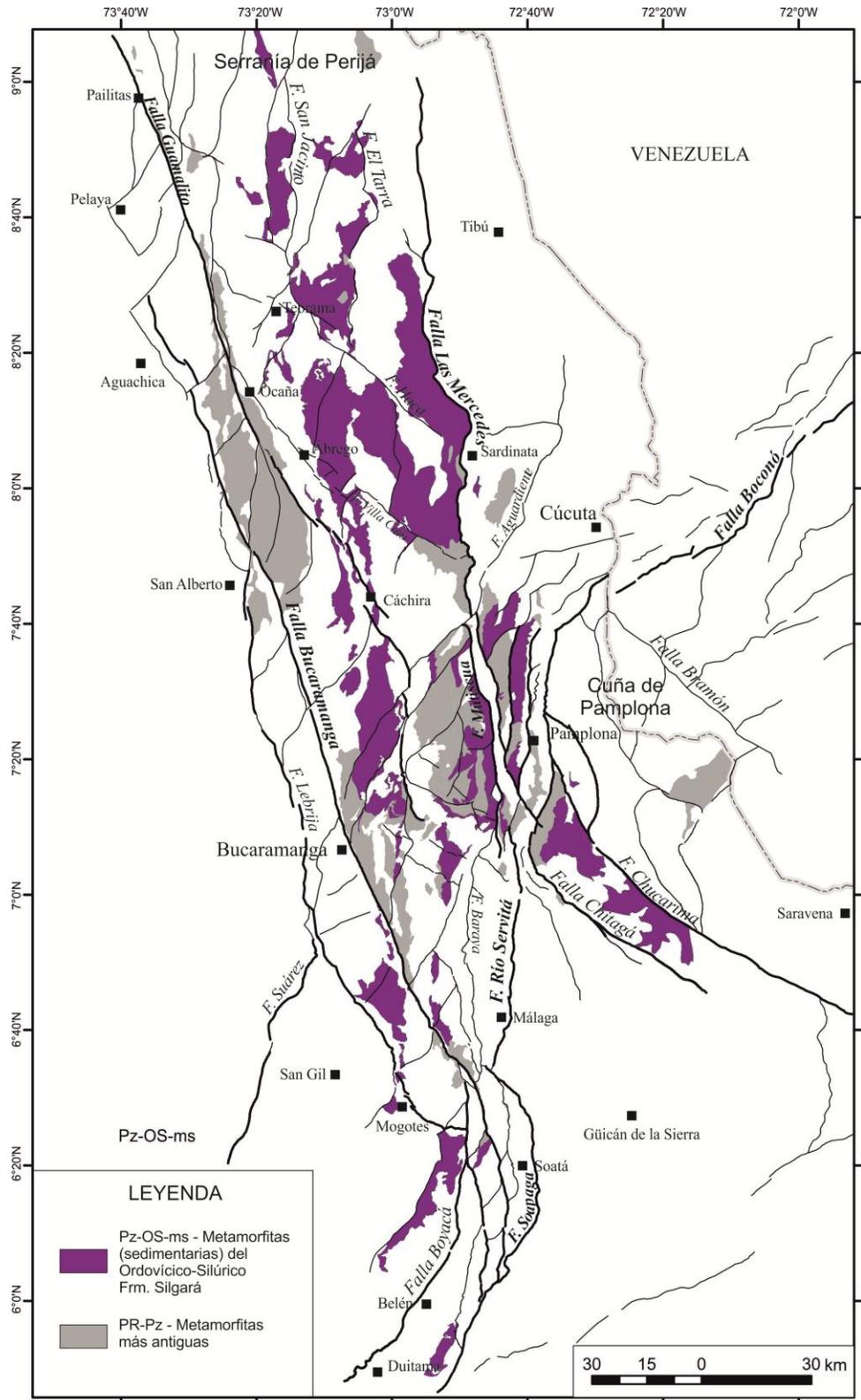
Las unidades más jóvenes del Paleozoico aparecen en exposiciones restringidas, en zonas que de W a E se pueden resumir así: (i) Bucaramanga, asociada al trazo de la falla, (ii) al W de las fallas de Soapaga y Río Servitá, que constituía el límite sur del Alto de Santander (S2M2), (iii) bloque yacente de la misma estructura incluyendo la delgada faja entre la Falla de Mutiscua (S2M2) y el frente de la Cuña de Pamplona, y (iv) en el *pop-up* de la Cuña de Pamplona, entre las fallas de Chinácota y Labateca.

La no presencia de unidades metamórficas (de origen sedimentario) y sedimentarias de gran parte del Paleozoico en el Macizo de Santander puede indicar que no se depositaron en la zona o que fueron erosionadas, especialmente a lo largo de la estructura en flor positiva que conforma la Falla de Bucaramanga junto con las fallas de Guamalito al E y Lebrija al W. El afloramiento de Bucaramanga (Frm. Diamante) pudo quedar resguardado en la esquina hundida por la interacción de las fallas de Bucaramanga y Girón (Figura 1-7). De todas maneras no se descarta la posibilidad de que las rocas de bajo metamorfismo (tipo Guaca-La Virgen) no hayan sido diferenciadas de la Frm. Silgará en el Macizo de Santander por Ward *et al.* (1977 a y b) aparte de las fajas de mármol asociadas con la Falla de Mutiscua. Algunos avances en detallar las características de la Frm. Silgará son los trabajos de Mantilla *et al.* (2016 a y b).

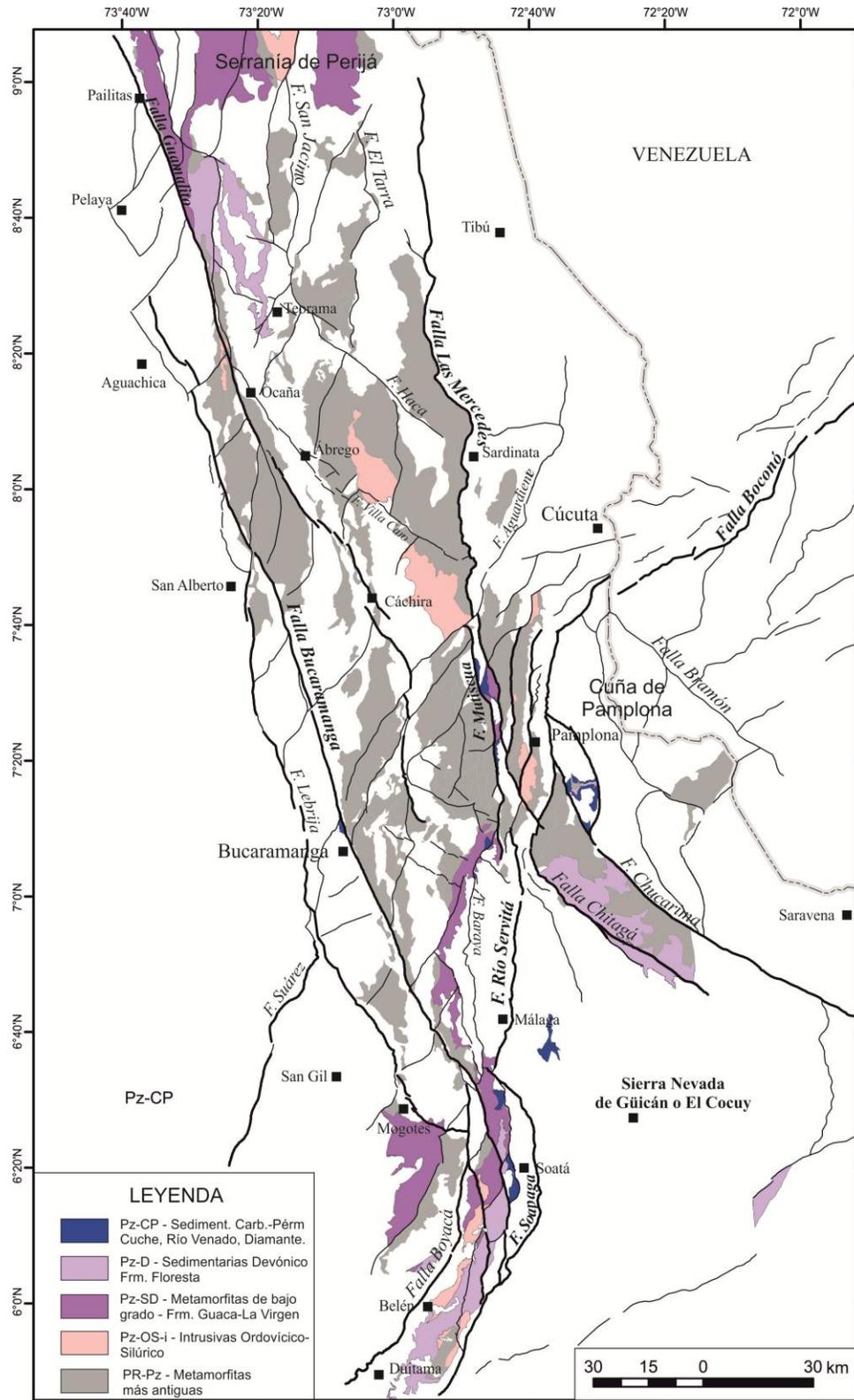
#### **1.4.4 Jurásico (rocas ígneas, volcánicas y sedimentarias con contenido volcánico)**

Las rocas intrusivas del Jurásico se encuentran en el Macizo de Santander y Serranía de Perijá (Figura 1-12) como parte del núcleo del paleo relieve (Alto de Santander). Aunque su amplia distribución en estas zonas no facilita determinar con certeza desplazamientos a lo largo de las fallas, de manera general se observan ciertos traslados laterales en sinistral por las fallas de Haca, Guamalito (al sur de Ábrego) y al sur del Macizo de Santander por la Falla de Bucaramanga. Cuerpos menores de estos intrusivos aparecen también en el Macizo de Floresta y en la Cuña de Pamplona.

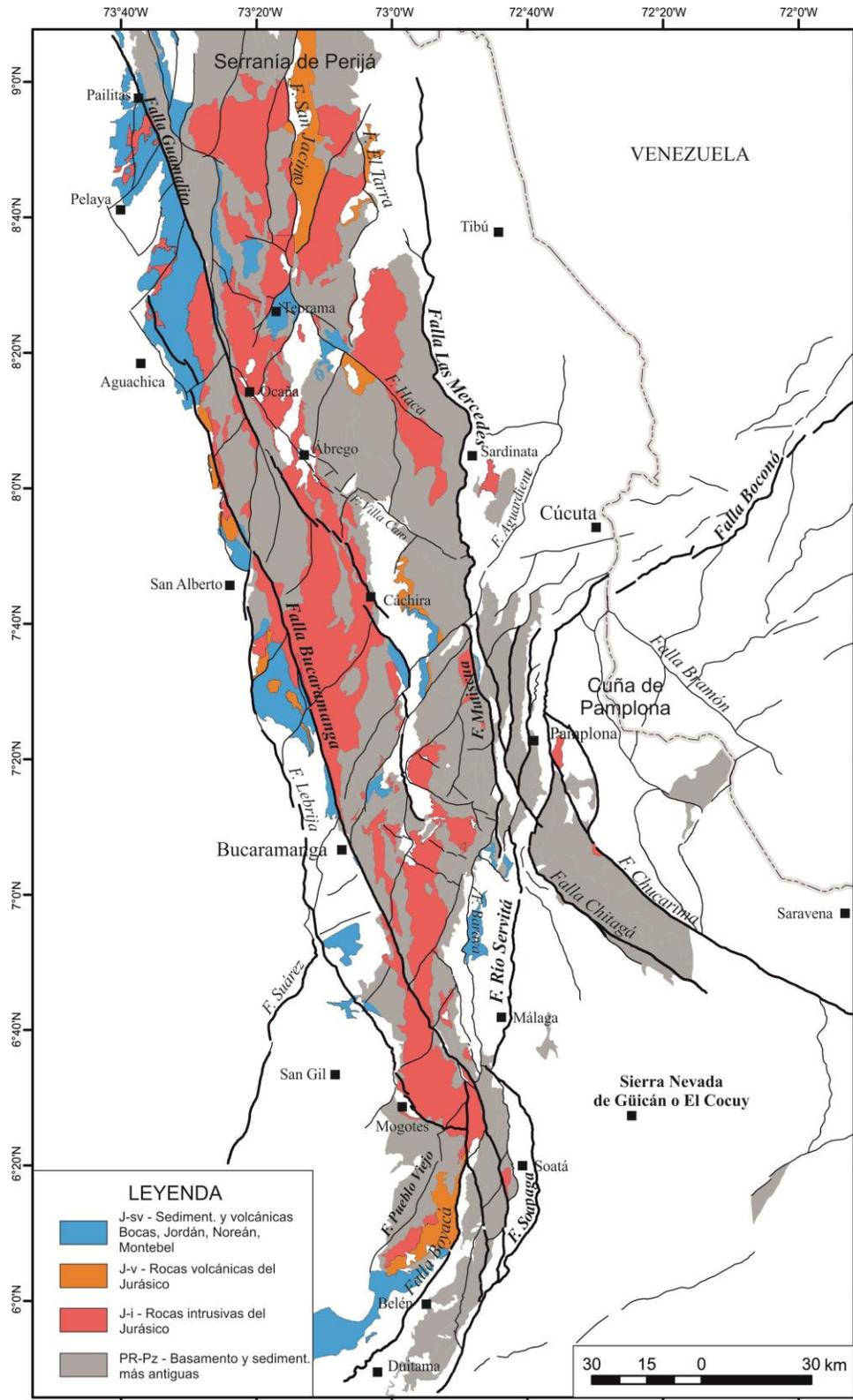
**Figura 1-10.** Distribución de las distintas unidades de rocas metamórficas del Paleozoico de protolito sedimentario. Fuente Gómez *et al.* (2015).



**Figura 1-11.** Distribución de las distintas unidades de ígneas, metamórficas de bajo grado y sedimentarias del Paleozoico. Fuente Gómez *et al.* (2015).



**Figura 1-12.** Distribución de las distintas unidades de intrusivas, volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico. Fuente Gómez *et al.* (2015).



Ante la extensión de estas rocas intrusivas queda la inquietud sobre cuáles son las unidades producto del metamorfismo de contacto que se debió generar (?). Por su distribución, aparentemente estos cuerpos ígneos guardan mayor relación con la Frm. Silgará y en menor grado con las unidades de Guaca-La Virgen y Neis de Bucaramanga.

Las rocas volcánicas que pueden ser el equivalente extrusivo del magmatismo Jurásico se localizan especialmente en la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta, así como en fajas interrumpidas en el bloque yacente de la Falla de Guamalito (al E de Cáchira – Figura 1-12) y en relación o muy cerca del trazo de la Falla de Bucaramanga y Falla de Haca. Llama la atención que los afloramientos al E de Cáchira y cercano a la Falla de Haca se ubican en los mismos bloques donde aparece el Granito de Durania (o de manera general las rocas ígneas del Ordovícico-Silúrico, Figura 1-11), como si hubieran constituido una zona continua de paleorelieve, ya desplazada en sinistral. En la mayoría de sectores de rocas volcánicas aparecen relacionados unidades de mezclas de sedimentarias y volcánicas, tipo Norean y Jordán, que hacia el Macizo de Floresta se hacen más clásticas (Frm. Montebel).

Otro aspecto a resaltar es la distribución de los afloramientos de estas unidades al W de las fallas de Bucaramanga y Boyacá, que aparecen también limitados al W por las fallas de Lebrija y Pueblo Viejo (Figura 1-12). Esto parece indicar que estas estructuras jugaron un papel importante en el borde el Alto de Santander basculado el W, como límites de cuenca en la tectónica distensiva a comienzos del Jurásico. Además sugieren que en este tiempo las fallas estuvieron unidas, es decir que la Falla de Bucaramanga es una paleo Boyacá, y la Falla de Lebrija es una paleo Pueblo Viejo, esto para mantener el carácter más conocido de la Falla de Boyacá como principal estructura durante la formación de la cuenca y posterior inversión tectónica. Por su carácter regional esta cuenca se denomina aquí como Arcabuco-Noreán. Como principal anisotropía preexistente, estas fallas constituyen las estructuras mayores para la inversión tectónica de la cuenca durante el Cenozoico, inclusive la Falla de Lebrija que tiene menor expresión morfológica y geológica comparada con las otras tres estructuras.

Si se considera que existían cuencas desde el Devónico (al observar los cuerpos restringidos de Floresta y Carbonífero-Pérmico) que luego se definen bien en el Jurásico, vale plantearse dónde están las rocas del Triásico (?); o acaso habría que retomar las

edades relativas que daban Triásico para algunas de estas unidades estratigráficas (?), tal como fue definido en la cartografía original de estas zonas (Ward *et al.*, 1977 a y b; Vargas & Arias, 1981a; Vargas *et al.*, 1987).

Por otra parte, los afloramientos más restringidos en extensión y menos potentes, ubicados en el Macizo de Santander, insinúan que el Alto de Santander estaba basculado hacia el W y que estos depósitos corresponden al borde E de la cuenca; similar situación puede interpretarse para los afloramientos al W de la Serranía de Perijá, donde el límite E de la cuenca lo conformaría una paleo falla de Guamalito.

El basculamiento al W del Alto de Santander y la presencia de estas unidades sedimentarias y volcanoclásticas sólo al W del Sistema de Fallas S2M2 (Soapaga, Río Servitá, Mutiscua, Las Mercedes) confirma esta estructura como la principal y límite E del Alto de Santander en un modelo de hemigraben durante la distensión del Mesozoico (Cooper *et al.*, 1995).

#### **1.4.5 Rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico**

El Grupo Girón aflora en secuencias relativamente restringidas cuando se presenta relacionado con las rocas volcanoclásticas más antiguas del Jordán o sedimentarias de Montebel entre el sistema de fallas S2M2 y la Falla Guamalito, así como en la franja entre las fallas de Bucaramanga y Lebrija, y su paleo continuación al sur (fallas de Boyacá y Pueblo Viejo).

En el sur, el Grupo Girón se apreciaba además como cuerpos locales a lado y lado de la paleocuenca, lo que indica que ésta era más somera hacia Mogotes (W) y hacia la Falla de Soapaga (E) (Figura 1-13). Además, una zona intermedia en extensión aparece al W de Málaga entre las fallas Río Servitá y Baraya, como límites de una pequeña cuenca posteriormente invertida en *pop-up*. Otros afloramientos se observan también en la Cuña de Pamplona, lo que indica el carácter regional de la unidad.

Sin embargo, el cuerpo más extenso y potente del Grupo Girón aparece asociado a la Falla del Suárez (Figura 1-13), estructura oblicua a la cuenca Arcabuco-Noreán que se configuró entre las actuales fallas de Bucaramanga y Lebrija. Esta cuenca, por su relación geométrica oblicua con las fallas principales del Alto de Santander, se puede interpretar como una

cuenca de tracción en zona transversal o de transferencia con respecto a la cuenca Arcabuco-Noreán, al borde del Alto de Santander. La posterior inversión tectónica de esta cuenca, que se denomina aquí Yariguíes, se produjo en varias fases (Osorio-Afanador, 2016) y al parecer con inicios en transpresión (Cetina & Patiño, 2013; Flórez & Núñez, 2015).

Con esta distribución del Grupo Girón quedan inquietudes sobre las relaciones estratigráficas de los distintos cuerpos, por ejemplo, (i) si los sectores de Teorama y Cáchira (Figura 1-13) estuvieron conectados y fueron desplazados posteriormente en rumbo sinistral o se trata de cuencas diferentes, (ii) si hay diferencias litológicas entre los afloramientos de Girón de la Cuña de Pamplona y el Macizo de Santander, (iii) las áreas fuente para cada localidad, etc.

La ausencia del Grupo Girón en el Macizo de Santander, entre las fallas de Bucaramanga y Guamalito puede indicar que en esta zona no se depositó la unidad. Esto si se compara con los cuerpos delgados que hoy persisten en elevaciones similares en el Macizo de Floresta y Falla de Baraya.

Los afloramientos de rocas cretácicas sobre el basamento o sedimentarias más antiguas (Figura 1-13) indican las zonas que estuvieron emergidas fuera del alcance o influencia de los depósitos jurásicos del Grupo Girón o unidades más antiguas como Bocas o Jordán.

Las unidades del Cretácico reposan sobre el Grupo Girón, en forma aparentemente concordante en lo observado tanto en el Macizo de Floresta como en la paleo cuenca de Los Yariguíes al W de la Falla del Suárez (Flórez & Núñez, 2015; Osorio-Afanador, 2016). Hacia el W del Macizo de Floresta tanto la secuencia del Cretácico como parte del Grupo Girón se depositan en discordancia litológica con *onlapping* sobre el basamento de metamorfitas de bajo grado.

Las cuencas cretácicas del Catatumbo y El Cocuy parecen estar hoy separadas en la convergencia de la Cuña de Pamplona con el Macizo de Santander (Figura 1-13). Estas dos cuencas estuvieron separadas de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (El Tablazo) por el Alto de Santander (Fabre, 1983, Sarmiento, 2001) y en este caso los remanentes del Cretácico que se observan entre las fallas de Guamalito y S2M2

corresponden a los niveles marginales al W de las cuencas del Catatumbo y El Cocuy. Desde este punto de vista es más conveniente usar la nomenclatura del Catatumbo para las unidades cretácicas del Macizo de Santander. Al respecto y ante la complejidad de la nomenclatura que se presenta en la literatura, donde se mezclan nombres de las cuencas del Valle Medio, Catatumbo y Cordillera, son necesarios estudios detallados de correlación estratigráfica que también se ocupen de los pequeños cuerpos que afloran en el antiguo Alto de Santander.

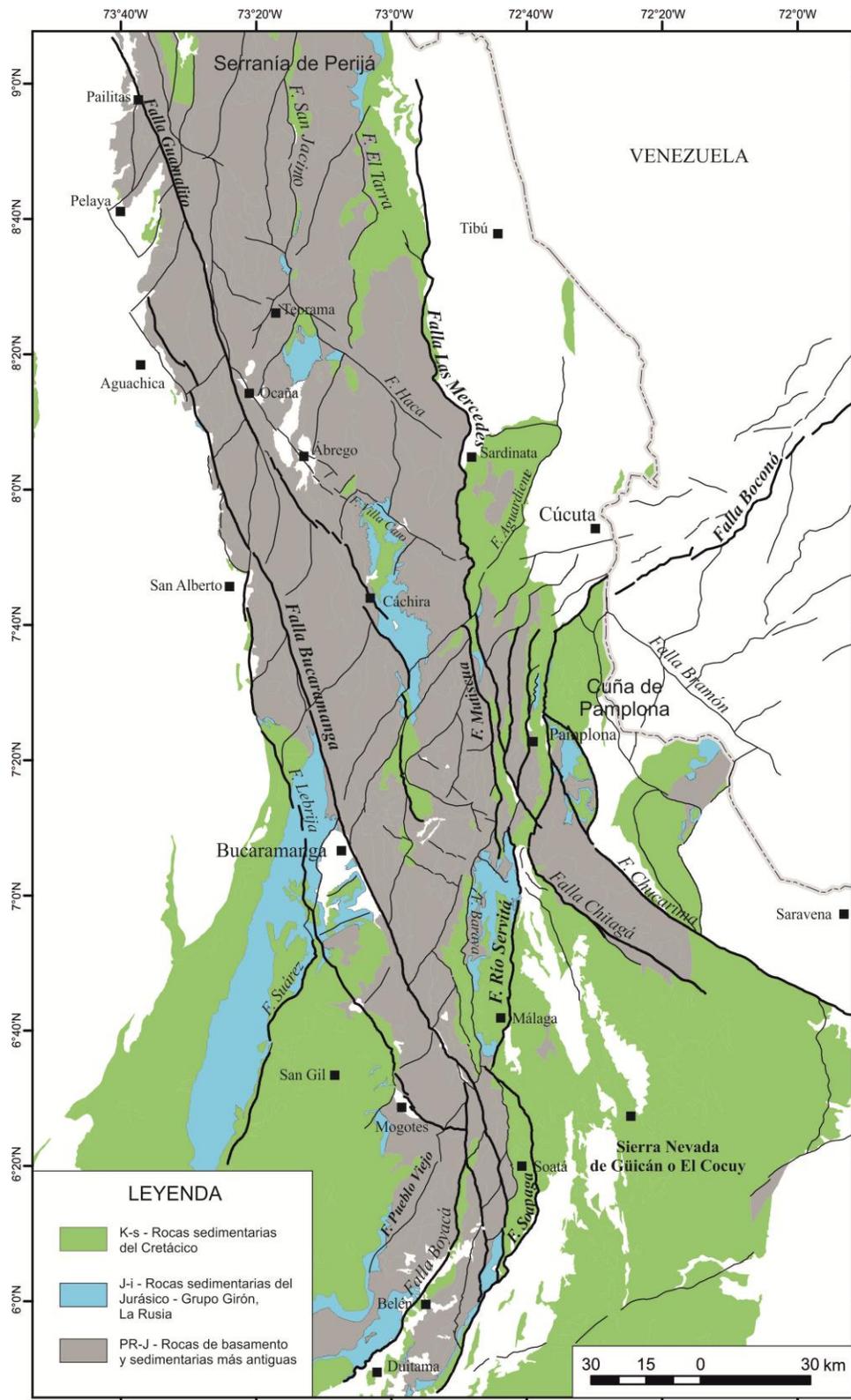
#### **1.4.6 Rocas sedimentarias y depósitos del Cenozoico**

Las rocas sedimentarias del Paleógeno están ubicadas en las cuencas del Valle Medio Medio del Magdalena, Catatumbo y El Cocuy, y hacia el borde E de la Cordillera Oriental (Figura 1-14). Estas unidades ya fueron erosionadas en la zona de convergencia de la Cuña de Pamplona y el Macizo de Santander, aunque permanece un angosto cuerpo en el bloque yacente de la Falla Morro Negro (figuras 1-10 y 1-12F).

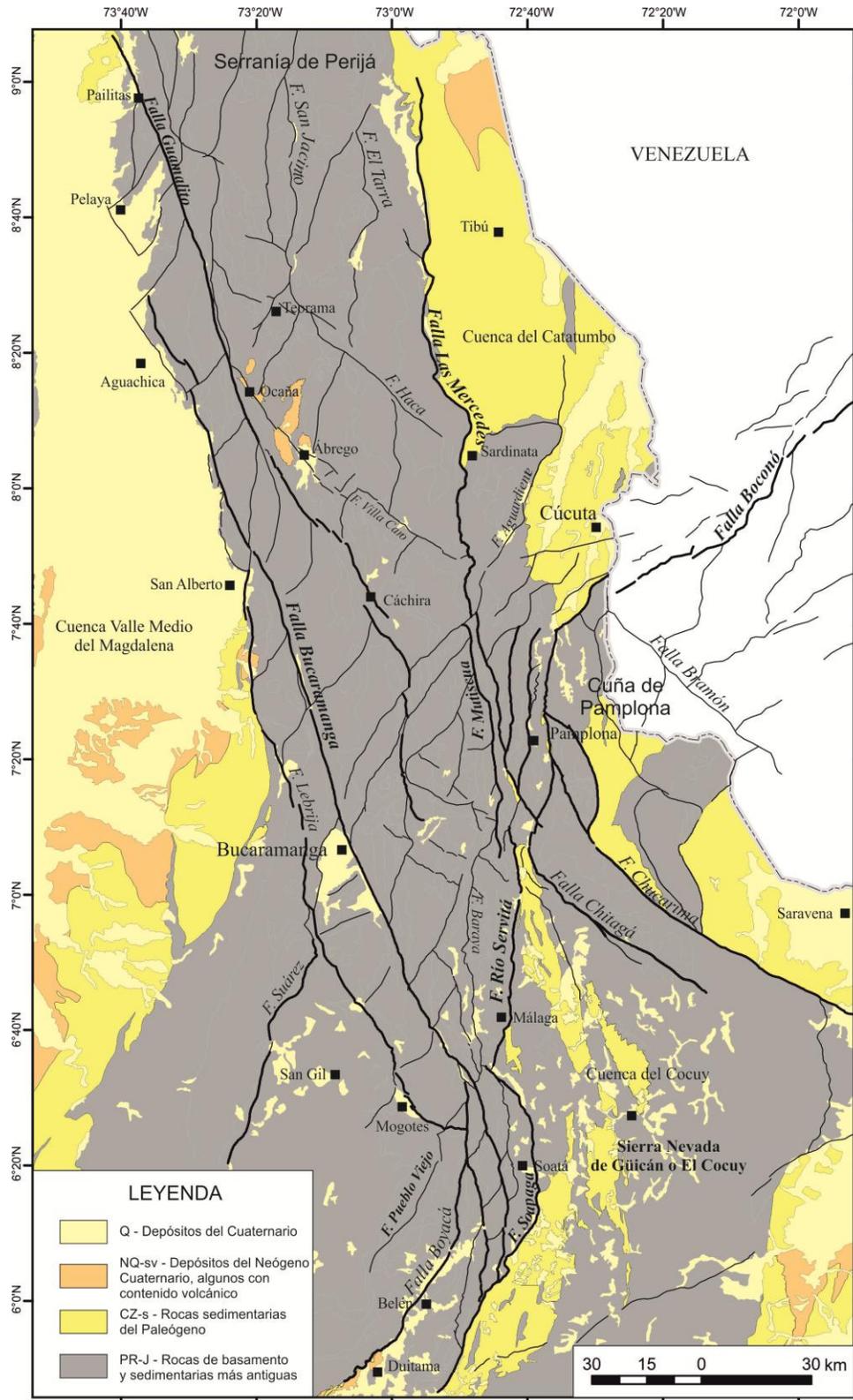
Igual que con las cuencas cretácicas, entre el Alto de Santander y la Cuña de Pamplona (continuación SW de Los Andes de Mérida), las rocas del Paleógeno se consideran parte de una gran cuenca que se hacía más somera al sur y más profunda al norte (Villamil, 1999). Sin embargo, el uso de diferente nomenclatura aún dificulta la correlación de las unidades estratigráficas.

Los depósitos cuaternarios más extensos hacen parte de las llanuras aluviales de los grandes ríos de la zona como el Magdalena, Sogamoso, Zulia y Arauca (figuras 1-10 y 1-12F), producto de la denudación en las partes más altas de sus cuencas hidrográficas; pero también se destacan depósitos intramontanos, en sectores cercanos a las principales fallas de la Cuña de Pamplona, como Boconó y Chitagá. También se localizan en los bloques yacentes de las fallas de Bucaramanga, Guamalito, Villa Caro y Boyacá. La denudación es notoria también en la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy, especialmente hacia la vertiente del río Chicamocha. Todas estas fuentes de depósitos del Cuaternario denotan el relieve más joven y en formación de este sector de la Cordillera Oriental.

**Figura 1-13.** Distribución de las distintas unidades de rocas sedimentarias del Jurásico y Cretácico. Fuente Gómez *et al.* (2015).



**Figura 1-14.** Distribución de las distintas unidades de rocas y depósitos del Cenozoico. Fuente Gómez *et al.* (2015).



## 1.5 Información neotectónica

En cuanto a la actividad neotectónica en el Macizo de Santander se ha mencionado la actividad reciente (o potencialidad) de fallas de Bucaramanga, Chucarima, Chinácota, Chitagá, Morro Negro, Las Mercedes, El Tarra, Servitá y Pamplona (París & Romero, 1994; Ingeominas, 1997; Paris *et al.*, 2000), pero con excepción de los estudios de Diederix *et al.* (2008 y 2009) y Osorio *et al.* (2008) sobre la Falla de Bucaramanga, en la región hacen falta trabajos más enfocados a la cartografía neotectónica local que permita definir mejor las secciones y segmentos de fallas activas. Hacia la zona de Cúcuta, en rocas sedimentarias y depósitos del Cenozoico (Figura 1-2), Oviedo (2015) muestra evidencias de neotectónica en pliegues y fallas de flexura. Rodríguez *et al.* (2018) documentan rasgos de neotectónica, paleosismología y otras evidencias relacionadas con el sismo de 1875 de Cúcuta que afectó la zona de frontera entre Colombia y Venezuela.

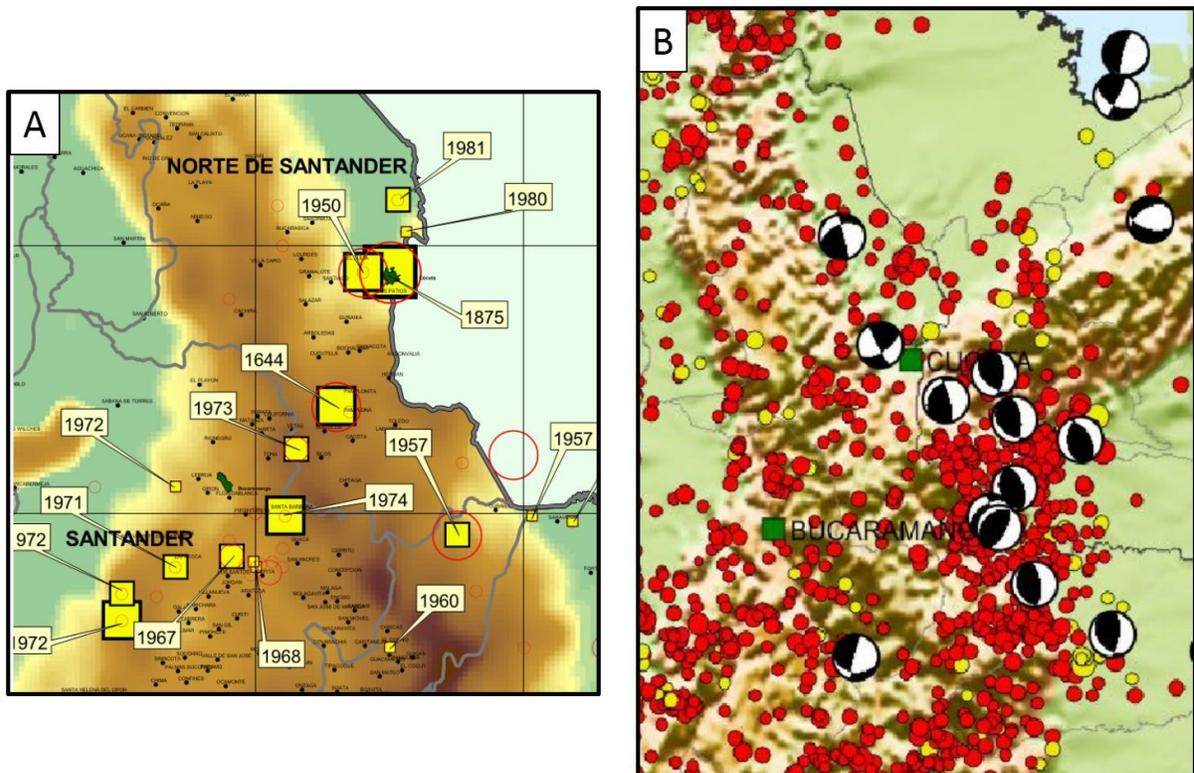
En esta zona se han presentado sismos históricos importantes que han afectado ciudades y poblaciones, sobresalen los sismos de 1644, 1875 y 1950 (Figura 1-15), con intensidades de IX, X y IX, respectivamente. Estos sismo se pueden relacionar con la actividad de la Cuña de Pamplona, el primero tiene epicentro en la zona de Pamplona y los otros dos en cercanías a Cúcuta, donde se presenta la zona transversal de Boconó en Colombia. Otro sismo importante ocurre en 1973 (al sur de Vetas), el cual se puede ubicar en la zona transversal de Chitagá.

La sismicidad que ocurre a menos de 50 km de profundidad y los mecanismos focales de eventos registrados en la región (suministrada por la Red Sismológica Nacional de Colombia del Servicio Geológico Colombiano – Figura 1-15), muestran concentraciones importantes a lo largo del piedemonte oriental de la cordillera y en la zona de la Cuña de Pamplona, donde los mecanismos focales indican predominantemente compresión E-W y algunos con componente oblicua hacia la Falla de Las Mercedes por esfuerzo horizontal máximo en dirección NW.

Autores como Audemard & Audemard (2002), Corredor (2008), Colmenares & Zoback (2003), y Cortés & Angelier (2005) también presentan mecanismos focales y direcciones de máxima compresión horizontal para esta zona de la Cuña de Pamplona y Macizo de Santander, coincidiendo en una dirección predominante W-E, la misma dirección resultante

de la convergencia del Indentor de Pamplona y el Macizo de Santander según Boinet *et al.* (1985).

**Figura 1-15.** A, Mapa de grandes sismos en Colombia (vista parcial al NE). B, sismicidad instrumental y mecanismos focales a profundidad menor de 50 km. Ambos con fuente en la RSNC del Servicio Geológico Colombiano.



## 1.6 Conclusiones

El análisis de la geología regional e información estructural existente así como la interpretación de la continuidad y vergencia de las principales estructuras en el Macizo de Santander permitió la caracterización y reorganización de nomenclatura de las fallas mayores longitudinales (principalmente de rumbo), fallas secundarias transversales y fallas inversas en las zonas adyacentes de la Serranía de Perijá (norte), Macizo de Floresta (sur) y Cuña de Pamplona (centro-oriente). Esta interpretación es una propuesta regional que integra el conocimiento geológico disgregado de la zona.

Se propone el Sistema de Fallas S2M2 (Soapaga – Río Servitá – Mutiscua – Las Mercedes) como una de las estructuras principales del Macizo de Santander y zonas aledañas, la cual se presenta como límite del “Alto de Santander” desde la tectónica distensiva del Mesozoico temprano y posteriormente como protagonista de la inversión tectónica del Cenozoico.

Se retoma la idea del “indentor” de Pamplona (Boinet *et al.*, 1985) para redefinirla como Cuña de Pamplona y organizar la nomenclatura y vergencia al W de las fallas inversas relacionadas con su frente de deformación (Sulasquilla, Morro Negro, Pamplona y Chinácota), además de sus límites transcurrentes de Boconó (dextral) y Chitagá (sinistral). La convergencia de esta cuña orogénica con el Macizo de Santander imprime mayor complejidad (efecto contrafuerte o *buttress*) del Sistema S2M2, relacionada con la Falla de Mutiscua, en la zona central del macizo con la interpretación del Alto de Vetas como resultado de un *pop-up* debido a la compresión.

Respecto del aporte al conocimiento de estructuras mayores, se identifica y plantea la continuidad regional de la Falla de Lebrija como estructura paralela al W de la Falla de Bucaramanga, y se propone el nombre de Falla Guamalito para otra estructura regional paralela al E (conocida en algunos trabajos como Falla El Carmen). Estas tres fallas longitudinales con rumbo NNW configuran la estructura en flor positiva que caracteriza la mayor parte del Macizo de Santander, la cual se considera también simétrica por presentar doble vergencia a partir de la Falla de Bucaramanga.

Se plantea no incentivar el uso de nombres como Falla El Carmen (aquí Guamalito) por estar más relacionada con la deformación de la Serranía de Perija y por problemas de sinonimia, así como “dúplex” de Ocaña ya que la estructura transpresiva así denominada no se caracteriza por fallas internas con la misma cinemática de las longitudinales (condición de un dúplex) ni la ciudad de Ocaña se localiza en la zona levantada. Esta geoforma alargada hace parte del bloque E de la estructura en flor de Bucaramanga.

Al interior de la estructura en flor de Bucaramanga se distinguen fallas secundarias transversales con orientación NE, las cuales presentan cinemática dextral con desplazamientos combinados en el buzamiento según la orientación de la falla.

Las unidades geológicas más antiguas aparecen al interior de la estructura en flor de Bucaramanga, confirmando que la mayor exhumación de la zona está relacionada con la tectónica transpresiva. Igualmente se observan estas unidades en el área donde convergen la Cuña de Pamplona y el centro del Macizo de Santander, donde se interpreta mayor compresión.

Para el Mesozoico temprano se propone una cuenca llamada Arcabuco-Noreán que inició con depósitos volcánicos y volcanoclásticos limitados por las fallas de Boyacá y Pueblo Viejo al sur, las cuales tuvieron continuidad al norte en las paleofallas de Bucaramanga y Lebrija, respectivamente.

Se propone también la Cuenca Yariguíes como principal zona de depósito de las rocas sedimentarias del Jurásico (Grupo Girón). Conocida también como Anticlinal Los Cobardes, la cuenca invertida muestra los mayores espesores en la zona. Por su relación oblicua con la cuenca Arcabuco-Noreán se considera como una cuenca de tracción en una zona de transferencia durante la tectónica distensiva del Jurásico.

La convergencia de la Cuña de Pamplona y el Macizo de Santander causó la desconexión de las cuencas del Cretácico y Paleógeno de Catatumbo (al norte) y El Cocuy (al sur).

La información sismológica indica que las zonas de mayor actividad reciente están relacionadas con deformación de la Cuña de Pamplona, incluyendo los retrocabalgamientos hacia el piedemonte llanero.



## **2. Modelo estructural del Macizo de Santander y Cuña de Pamplona (Colombia) con base en el análisis de tensores de esfuerzos**

### **Resumen**

Ante la incertidumbre que presentan las propuestas publicadas sobre la geología estructural del Macizo de Santander y la baja información de datos de superficie, en este capítulo se presenta un modelo del macizo y zonas adyacentes, soportado en el análisis de indicadores cinemáticos y tensores de esfuerzo. Los estudios sobre este tema, con base en planos estriados de fallas, son usados para conocer la variación del campo de esfuerzos en tiempo y espacio. Según la ubicación de las estaciones de campo respecto de las estructuras mayores es posible discriminar tensores locales y regionales. Los 236 tensores obtenidos en 100 estaciones de campo indican una evolución con rotación horaria del campo de esfuerzos, aunque también es posible determinar la influencia de tensores locales que se hacen subparalelos a las estructuras mayores a medida que se localizan en sus proximidades. La configuración del Macizo de Santander se explica con un modelo transpresivo en estructura en flor positiva a lo largo de las fallas longitudinales paralelas en rumbo sinistral, con bloques en estilo dominó adyacentes a la Falla de Bucaramanga, donde las fallas internas muestran cinemática contraria (dextral). Al norte del macizo se identifica también el dominó de Teorama. Estas estructuras transpresivas se expresan con una orientación regional W-E del campo de esfuerzos, con SHm (Sigma horizontal máximo) en azimut aproximado de  $95^\circ$ , el cual se identifica por las relaciones de corte observadas en la Cuña de Pamplona. Los tensores también indican un patrón radial del SHm hacia el frente de deformación de esta cuña, cuya influencia alcanza el borde W del Macizo de Santander. Además de las fallas inversas con efecto de contrafuerte en la zona de convergencia de la Cuña de Pamplona y Macizo de Santander, los tensores muestran regímenes de esfuerzos transtensivos locales y asociados a las zonas transversales de Boconó y Chitagá que delimitan lateralmente a la Cuña de Pamplona. El tensor regional W-E permite también explicar la sintaxis tectónica que se configura entre la Cuña de Pamplona al norte y la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy al sur, las cuales presentan vergencias contrarias en sus frentes de deformación compresivos. Con el tensor W-E se producen los

mayores desplazamientos transcurrentes a lo largo de las fallas longitudinales del macizo y en la parte intermedia de las fallas de rumbo que configuran la sintaxis.

## 2.1 Introducción

El Macizo de Santander hace parte del núcleo de la Cordillera Oriental de Colombia, con estructuras mayores que controlan su cambio de rumbo NE a NNW. La evolución geológica de este complejo está ligada a otros relieves y geoformas de los Andes del Norte, como el Macizo de Floresta al sur, la Serranía de Perijá al norte y los Andes de Mérida al NE (en Venezuela).

Se trata de una zona clave para entender la evolución geológica de esta parte de los Andes del Norte, la cual ha sido denominada como el “Alto de Santander” en los modelos tectónicos que señalan un régimen distensivo (*rifting?*, *backarc?*, *intra-arc?*) como control del depósito de las secuencias sedimentarias del Jurásico y Cretácico Temprano en dos cuencas adyacentes. Sin embargo, existe escasa información geológica sobre las estructuras al interior del macizo y sus límites con los vecinos altos de basamento (Floresta, Perijá y Mérida). Restrepo-Pace (1995) presenta un modelo evolutivo del Macizo de Santander con base en geocronología, donde se destaca un esquema estructural. Tampoco es aún clara la relación entre las fallas mayores de estos macizos y su evolución tectónica, salvo los estudios hacia el centro de la Cordillera Oriental más enfocados a cuencas sedimentarias, incluyendo las fallas de Boyacá y Soapaga (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Tesón *et al.*, 2013). Es así que según estos autores el borde oriental del Macizo de Floresta se ha relacionado con estructuras de inversión tectónica, pero las fallas de borde del Macizo de Santander cuentan con menos estudios que muestren el estilo estructural asociado.

Ante la incertidumbre de los pocos modelos regionales existentes y la ausencia (en unos sectores) o escasez de datos estructurales en el Macizo de Santander (Caicedo *et al.*, 2014), se plantea como alternativa de trabajo el análisis de tensores de esfuerzos como soporte a un modelo cinemático integrador del macizo y zonas aledañas.

Entender la actual configuración estructural de esta parte NE de la Cordillera Oriental se convierte en el punto de partida para soportar modelos de evolución tectónica, y en ese

sentido es necesario definir desde la nomenclatura de las fallas mayores del Macizo de Santander hasta su cinemática y tensor de esfuerzos asociado. Los estudios de geología estructural permiten comprender ese marco actual y la evolución tectónica cuando se ocupan de la relación esfuerzos-deformación. Hasta ahora, los trabajos realizados sobre deformación frágil y tensores (Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000, Sarmiento, 2001) se refieren de manera general al origen transpresivo de la Cordillera Oriental; mientras que con base en el análisis de paleoesfuerzos, Cortés *et al.* (2005) plantean además una evolución tectónica de la cordillera desde el Cretácico Tardío.

El principal objetivo de este estudio es proponer un modelo de la actual configuración estructural de la zona, que incluya un análisis de tensores y regímenes de esfuerzos asociados. Esto soportará la cinemática y estilo estructural de las fallas mayores del Macizo de Santander y zonas adyacentes. Para lograr un modelo estructural del macizo de Santander es necesario tener una visión integral de la zona NE de la Cordillera Oriental. En este estudio se presenta un análisis regional que incluye la cartografía geológica existente en escala 1:100.000 (compilada en forma digital por Gómez *et al.*, 2015), además de los modelos digitales de terreno e imágenes de satélite. El análisis regional es complementado con datos estructurales de indicadores cinemáticos para el análisis de paleoesfuerzos, los cuales se tomaron a lo largo de las vías secundarias que comunican pequeñas poblaciones y vías principales entre ciudades como Bucaramanga, Cúcuta, Ocaña, Pamplona, Málaga y Duitama, entre otras.

## 2.2 Marco geológico

La zona NE de la Cordillera Oriental de Colombia está compuesta por tres grandes bloques donde aflora el basamento cristalino, de sur a norte se tienen el Macizo de Floresta, el Macizo de Santander y la Serranía del Perijá (Figura 2-1). El basamento cristalino de estos complejos montañosos es variado (Figura 2-2) (Gómez, *et al.*, 2015; Ward *et al.*, 1977 a y b; Vargas *et al.*, 1976; Vargas *et al.*, 1987, Restrepo-Pace, 1995; Zuluaga *et al.*, 2017) y está constituido por: (i) rocas metamórficas de alto grado con protolito sedimentario que incluyen neises y migmatitas del Neoproterozoico del Neis de Bucaramanga, unidad que podría ser del Ordovícico según van der Lelij *et al.* (2016a) y Zuluaga *et al.* (2017), (ii) ortoneises del Ordovícico Temprano (van der Lelij *et al.*, 2016a), los cuales podrían estar relacionada con los leucosomas del Neis de Bucaramanga según Zuluaga *et al.* (2017), y

(iii) rocas de menor grado de metamorfismo del Ordovícico, Silúrico y Devónico con protolito sedimentario (Frm. Silgará, Metasedimentitas de Guaca, Metasedimentitas de la Quebrada La Virgen, Frm. Floresta metamórfico), aunque para Zuluaga *et al.* (2017) la Frm. Silgará sufrió el mismo evento metamórfico del Neis de Bucaramanga en el Ordovícico; (iv) también hay abundancia de rocas ígneas como las intrusivas del Paleozoico (Ordovícico-Silúrico) y Jurásico, así como (v) volcánicas y volcanoclásticas del Jurásico Superior. Localmente, al sur de la zona (Río Chicamocha) se ha reportado una unidad de lavas almohadilladas del Triásico-Jurásico (Moreno *et al.*, 2016). Además afloran diversas rocas sedimentarias del Paleozoico, entre Devónico (Frm. Floresta) y Carbonífero-Pérmico (Formaciones Diamante, Cucho y del Río Nevado).

**Figura 2-1.** Localización regional del área de estudio (recuadro), al NE de la Cordillera Oriental de Colombia y esquina sur del Bloque de Maracaibo.

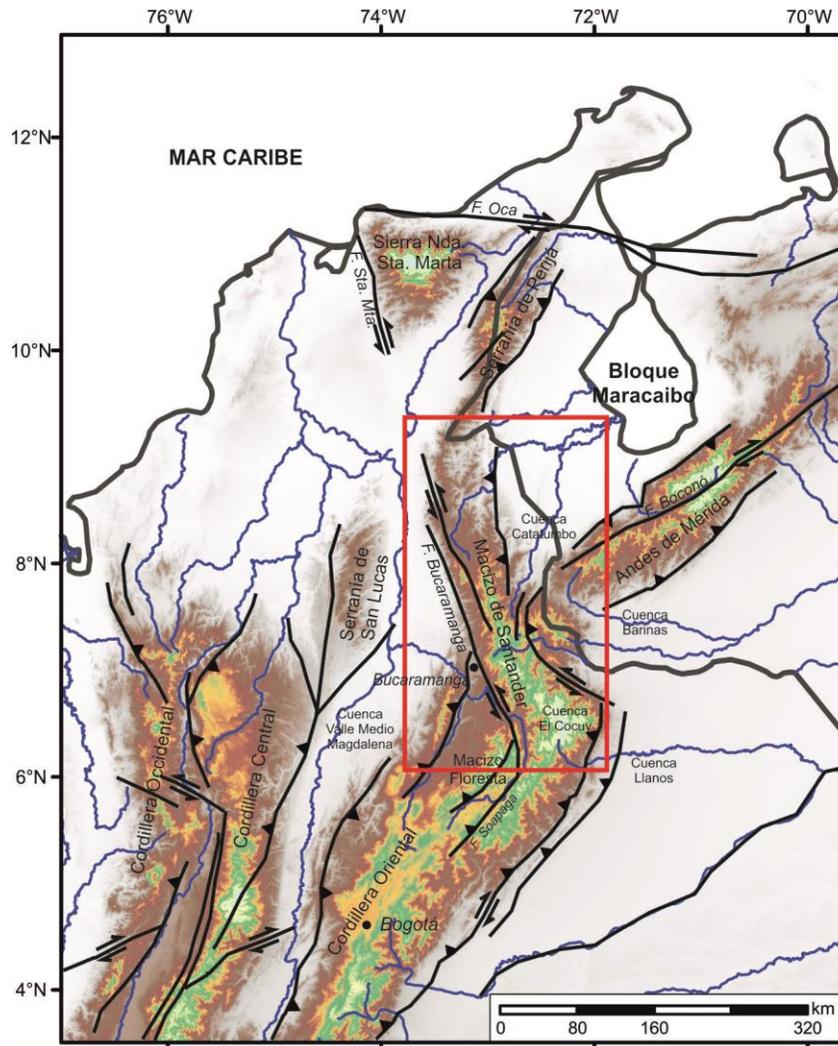
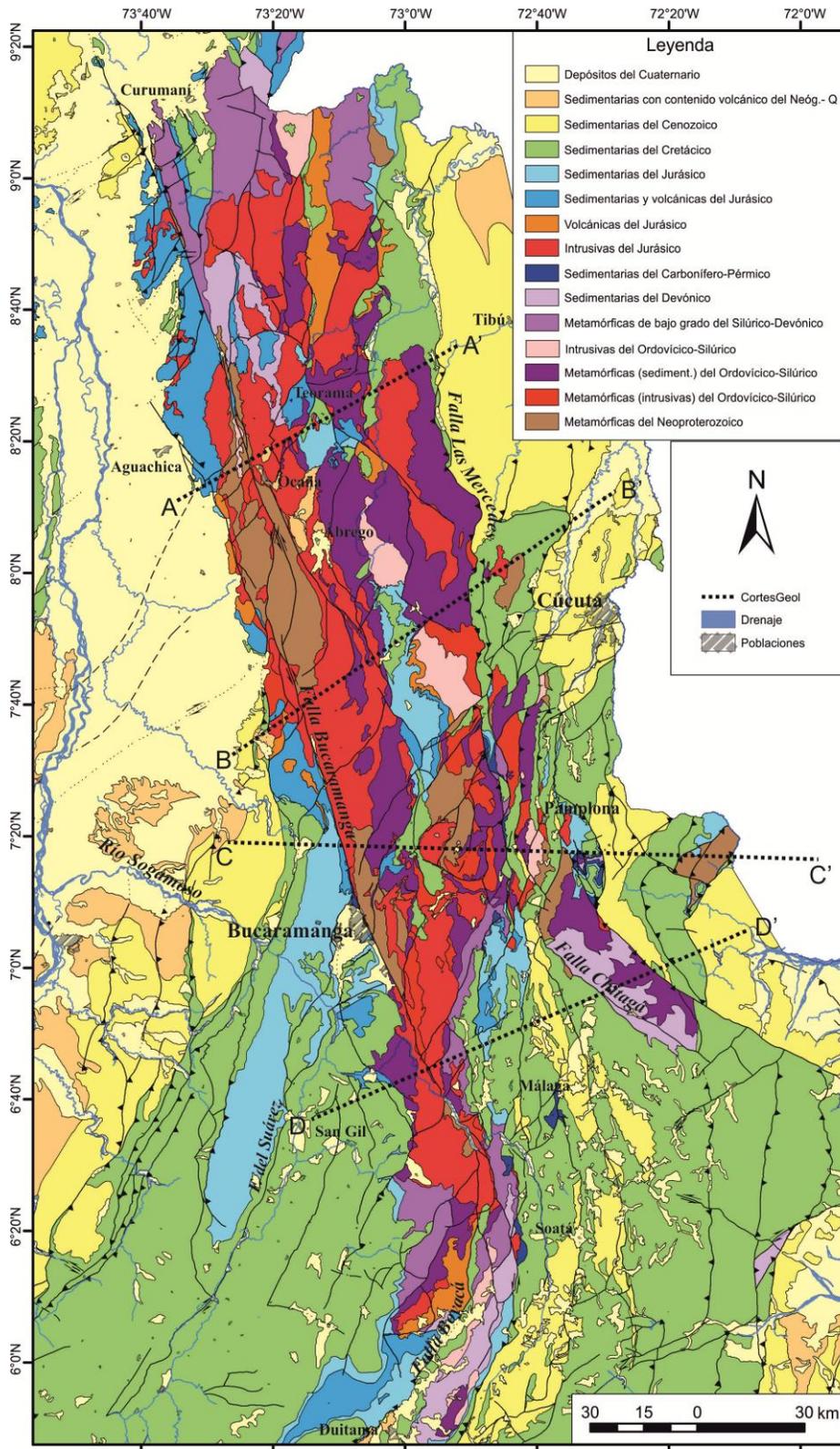


Figura 2-2. Mapa Geológico, modificado de Gómez *et al.* (2015). Localización de líneas de cortes geológicos.



Las unidades sedimentarias del Triásico (Frm. Bocas) y Jurásico se han asociado principalmente con ambientes continentales (Frm. Jordán y Grupo Girón). El Grupo Girón se caracteriza por un espesor variable y por el contacto discordante en su base con las unidades cristalinas o con las sedimentarias del Paleozoico o Triásico; estas características permiten interpretar un paleorelieve y una tectónica distensiva desde el Triásico-Jurásico e inclusive parte del Cretácico Temprano en la Cordillera Oriental (Fabre, 1983; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995).

En los mapas geológicos y la mayoría de documentos sobre evolución geológica de la región el inicio de la sedimentación en el Cretácico también se ha interpretado como una discordancia. La secuencia cretácica aflora en estos macizos por sectores que aparentan cuencas residuales y que corresponden con los procesos de levantamiento y erosión. Las rocas del Paleógeno-Neógeno sólo aparecen en los bordes de los macizos hacia las cuencas del Valle Medio del Magdalena, Catatumbo, Llanos y Cordillera.

Los límites y configuración interna del Macizo de Santander están dominados por una serie de estructuras cuya cinemática actual es conocida en algunos casos (por ejemplo movimiento de rumbo de la Falla de Bucaramanga). Sin embargo, hay un gran número de estructuras cuya vergencia y continuidad es necesario aclarar (por ejemplo, Fallas Morro Negro, Las Mercedes, Chitagá y Pamplona). Una compilación sobre los datos e incertidumbres que aún existen respecto de la longitud, desplazamiento y cinemática de la Falla de Bucaramanga es presentada por Ujueta (2003).

Algunos autores soportan la idea del origen transpresivo de la Cordillera Oriental con base en estudios realizados en los macizos de Floresta y Santander (Kammer, 1996; 1999; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001, Restrepo-Pace, 1995). Con sus observaciones y modelos recalcan la deformación en rumbo a lo largo de la Falla de Bucaramanga por cizalla simple y la deformación más homogénea al interior del Macizo de Santander. Adicionalmente, la cartografía geológica regional permite realizar interpretaciones sobre los estilos estructurales y desplazamientos de rumbo en el macizo.

Los modelos estructurales de la Cordillera Oriental y los Andes de Mérida concuerdan en los procesos de inversión tectónica e involucran cada vez más información sobre la exhumación y partición de la deformación, que se evidencia no sólo en la cinemática y

actividad de las fallas, sino en el patrón de edades termocronológicas (Mora *et al.*, 2008; Bermúdez *et al.*, 2010; Mora *et al.*, 2013; van der Lelij *et al.*, 2016b).

Como causa de la deformación al oriente del Macizo de Santander se ha propuesto al “Indentor” o Punzón de Pamplona (Boinet *et al.*, 1985). Estos autores mencionan dos fases de cabalgamientos separados por una extensión, posteriores al Mioceno medio, y definen el “Indentor” de Pamplona como la megaestructura activa de la segunda fase de cabalgamientos con movimiento hacia el W que gradualmente va imbricando el lado E del Macizo de Santander. Un modelo más reciente (Osorio *et al.*, 2008) define una serie de bloques homogéneos y marca claramente la deformación a lo largo de las fallas de rumbo NNW; además muestra la influencia de la Falla de Boconó en el macizo a lo largo de un sector que denominan Zona de Transición Transversal. Esta deformación por el movimiento de la Falla de Boconó alcanzaría el borde W del macizo y afectaría la geometría de la Falla de Bucaramanga. Incluso se relaciona esta zona transversal con la presencia de cuerpos magmáticos mineralizados en los sectores de transtensión (Osorio *et al.*, 2008). Otros estudios que se ocupan del borde oriental del macizo son Corredor (2003a), quien interpreta predominantemente fallas inversas, y Kammer (1993) que muestra el estilo estructural también asociado con inversión tectónica.

Los trabajos regionales de los Andes del Norte, incluyendo el Bloque de Maracaibo (Audemard & Audemard, 2002; Cediél *et al.*, 2003; Egbue & Kellogg, 2010, Egbue *et al.*, 2014), coinciden en la interpretación de escape del bloque al NE. En Cediél *et al.* (2003) se recuerda que anteriores autores han asignado a la Falla de Bucaramanga desplazamientos sinestrales entre 40 y 100 km, y que este movimiento lateral se traduce en cabalgamientos que influyeron en el levantamiento de la Serranía de Perijá desde el Mioceno; respecto del bloque de Maracaibo, indican que la deformación interna inició en el Cretácico Tardío y resumen el levantamiento en tres fases, la primera con la reactivación de fallas como Bucaramanga y Oca, cuya transpresión se incrementa en una segunda fase durante el Paleoceno y Eoceno; seguida por el despegue y levantamiento de los Andes de Mérida, Serranía de Perijá y Sierra Nevada de Santa Marta desde el Mioceno. Audemard & Audemard (2002) igualmente mencionan el levantamiento de la Sierra de Mérida en el Mioceno por la colisión del Arco de Panamá contra Suramérica, coetánea con el levantamiento de la Cordillera Oriental y recuerdan una edad de 5 a 3 Ma para la expulsión

del Bloque Maracaibo por este choque, en contraste con la edad de 10 Ma propuesta por Duque-Caro (1978); además relacionan con el “Indentor” de Pamplona la deformación de los Andes de Mérida y la disminución de la tasa de desplazamiento al sur de la Falla de Boconó. Montes *et al.* (2015) proponen que el Arco de Panamá ya había iniciado a emerger desde el Mioceno medio (13-15 Ma), lo que significa que la deformación asociada hacia la esquina NW de Suramérica es seguramente más antigua que la mencionada en modelos previos.

La mayoría de los modelos de estilos estructurales propuestos muestran escamación gruesa y delgada para la cordillera, con deformación dominada por compresión (e inversión tectónica), donde abundan fallas de cabalgamiento, retrocabalgamiento, dúplex y techos pasivos (Colletta *et al.*, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Toro *et al.*, 2004; Saylor *et al.*, 2012a; Tesón, *et al.*, 2013). Sin embargo, como ya se mencionó, también hay interpretaciones que involucran las fallas con cinemática de rumbo en esta zona de la Cordillera Oriental (Restrepo-Pace, 1995; Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Cediél, *et al.*, 2003; Velandia, 2005; Acosta *et al.*, 2007).

En cuanto a la actividad neotectónica en el Macizo de Santander se ha mencionado la actividad reciente (o potencialidad) de las fallas de Bucaramanga, Chucarima, Chinácota, Chitagá, Morro Negro, Las Mercedes, El Tarra, Servitá y Pamplona (París & Romero, 1994; Ingeominas, 1997; París *et al.*, 2000, Veloza, 2012). Los estudios de Diederix *et al.* (2008 y 2009) y Osorio *et al.* (2008) sobre la Falla de Bucaramanga, están más enfocados a la cartografía neotectónica local y logran mayor conocimiento sobre secciones activas de la estructura.

## **2.3 Método de análisis (cinemática y paleoesfuerzos a partir de planos estriados)**

Los tensores logrados a partir de planos estriados como parte de la deformación frágil de la corteza son usados para conocer la variación del campo de esfuerzos en tiempo y espacio (Angelier, 1994), y además se considera que los tensores locales distribuidos en una extensa región, pero con un comportamiento similar en las direcciones de los esfuerzos principales, representan una solución del tensor regional (Sassi & Faure, 1996, Tripathy &

Saha, 2013). En la Cordillera Oriental de Colombia y sus bordes hay antecedentes de estudios cinemáticos y de paleoesfuerzos (Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Cortés *et al.*, 2005).

El cálculo de paleotensores de esfuerzo se realiza con base en planos estriados de falla, propios de la deformación frágil de las rocas de basamento ígneo metamórfico y rocas sedimentarias que afloran en el Macizo de Santander, la zona de Pamplona hacia la frontera con Venezuela, y al sur, en el sector norte del Macizo de Floresta (Figura 2-1). Las rocas sedimentarias del Cenozoico que pudieran dar información sobre eventos sintectónicos sólo afloran hacia los bordes del macizo en las cuencas de Catatumbo al norte y El Cocuy al sur (Figura 2-2). La continuidad y vergencia de las fallas mayores del mapa geológico regional (Gómez *et al.*, 2015) se complementaron con el trabajo de campo y la previa interpretación de modelos de sombras a partir de modelos digitales del terreno de 30 y 12,5 m de la NASA. En ese marco estructural se ubican las estaciones de campo donde se midieron los planos estriados, cuyo análisis se presenta aquí (Figura 2-3).

### 2.3.1 Toma de datos

Para la medición de los planos y estrías se usó brújula Brunton Geo ajustada a una declinación magnética de  $-8^\circ$ , valor calculado por World Magnetic Model (<https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web>). El valor calculado aplica de norte a sur para toda la zona de trabajo ya que la variación magnética ocurre según la longitud. Para cada estación se llevó a cabo un procedimiento estándar de medición del plano estriado en azimut de buzamiento e inclinación, y la estría en pitch y dirección de pitch. La cinemática se determinó especialmente con criterios Riedel (R y R'), estructuras tipo PT, fibras de crecimiento en cuarzo y calcita y fracturas de tensión según las consideraciones de Petit (1987) y Doblas (1998) (Figura 2-4). Los datos se compilaron en una tabla, donde se anotó además el tipo de litología en la cual se presenta el plano. Algunos ejemplos de los planos estriados levantados en campo se muestran en fotografías de la Figura 2-5. Como complemento a la caracterización de los planos estriados se tomó información acerca de rasgos que permitieran la homogeneización de los datos teniendo en cuenta las consideraciones de Sperner & Zweigel (2010) y Hippolyte *et al.* (2012). Dicha información consistía en criterios subjetivos para evaluar la calidad según: (i) meteorización del afloramiento, (ii) litología (en rocas foliadas la lineación de la estría no es confiable

porque se confunde con la fábrica original), (iii) nitidez y preservación de la estría, (iv) cantidad y calidad de indicadores cinemáticos (mejores los planos Riedels asociados y escalones), y (v) relaciones de corte entre los planos del afloramiento. Según estos aspectos, frente al afloramiento y cada plano estriado se asignan porcentajes de calidad así: 60% (baja confiabilidad), 70-80% (confiable) y 90-100% (cierto o seguro).

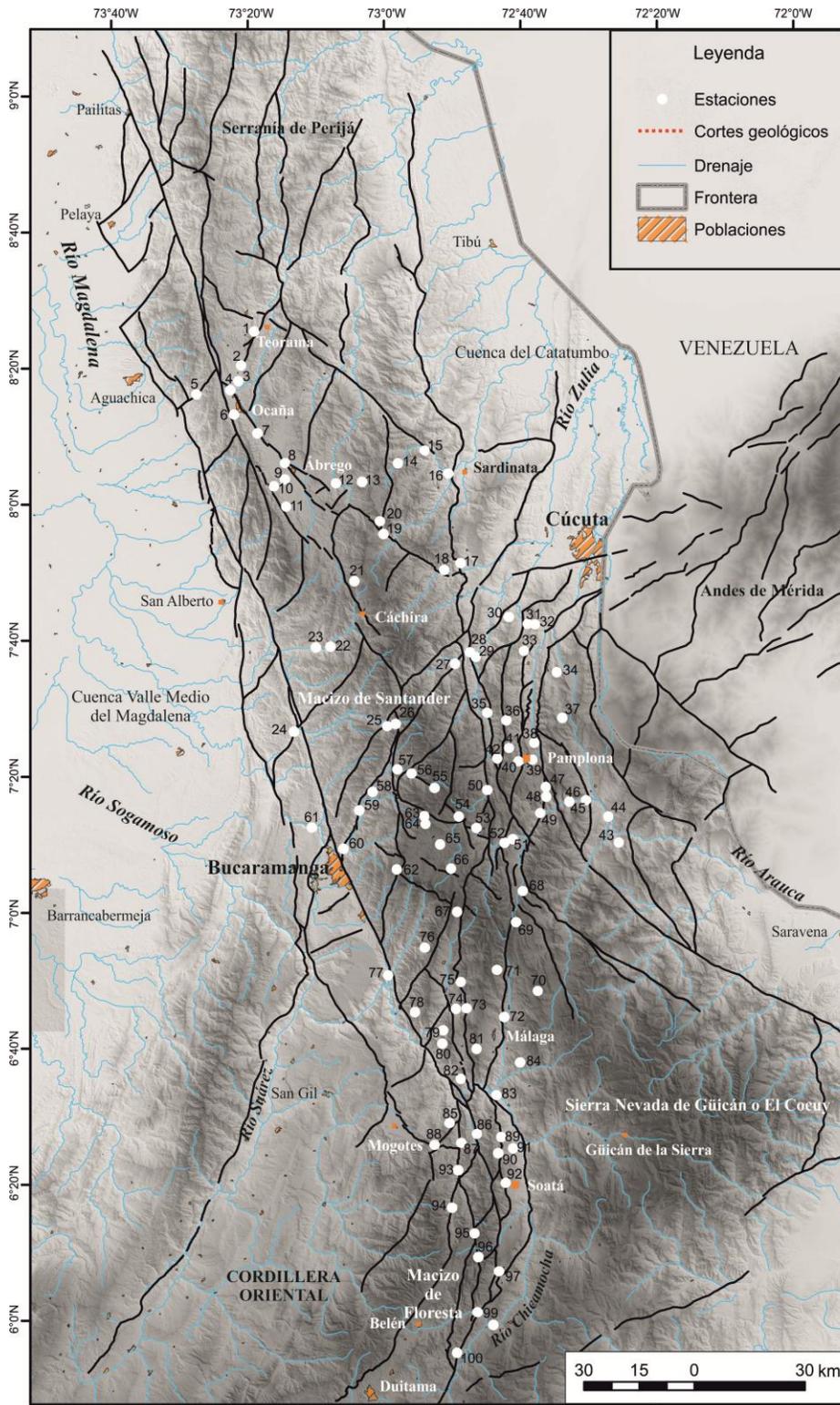
Se seleccionaron un total de 100 estaciones de campo distribuidas desde Teorama (Norte de Santander) hasta Paz de Río (Boyacá), en el Macizo de Santander, zona de Pamplona y Macizo de Floresta (figuras 2-1 y 2-3). Las estaciones de campo se planearon inicialmente con relativa separación de las fallas mayores según el modelo estructural previamente obtenido con el análisis regional de mapas geológicos e imágenes de satélite, con el fin de evitar posible influencia de tensores locales; sin embargo, las condiciones de topografía, acceso (poca infraestructura vial) y abundantes fallas geológicas, obligaron a aprovechar los mejores afloramientos, en cuanto cantidad de planos estríados, a lo largo de las transectas y recorridos realizados.

En zonas como ésta, de intensa deformación frágil, no siempre se pueden encontrar sitios relativamente “sanos”, pero se presentan mayor cantidad de planos estríados, que al ser filtrados y seleccionados en campo con los criterios de calidad pueden servir para acercarse a las condiciones recomendadas y así obtener información del tensor de esfuerzos (Sperner & Zweigel, 2010; Lacombe, 2012), y su relación con la cinemática de las estructuras mayores. Se intentó al máximo contemplar las precauciones que expresan Sperner & Zweigel (2010), desde la misma interpretación de la cinemática en cada plano con base en las condiciones e indicadores existentes, como los ya mencionados de Petit (1987), además de tipo de mineralización, edad relativa de las poblaciones de datos considerados (relaciones de corte especialmente), estrías superpuestas y estratificación o foliación de las rocas afectadas.

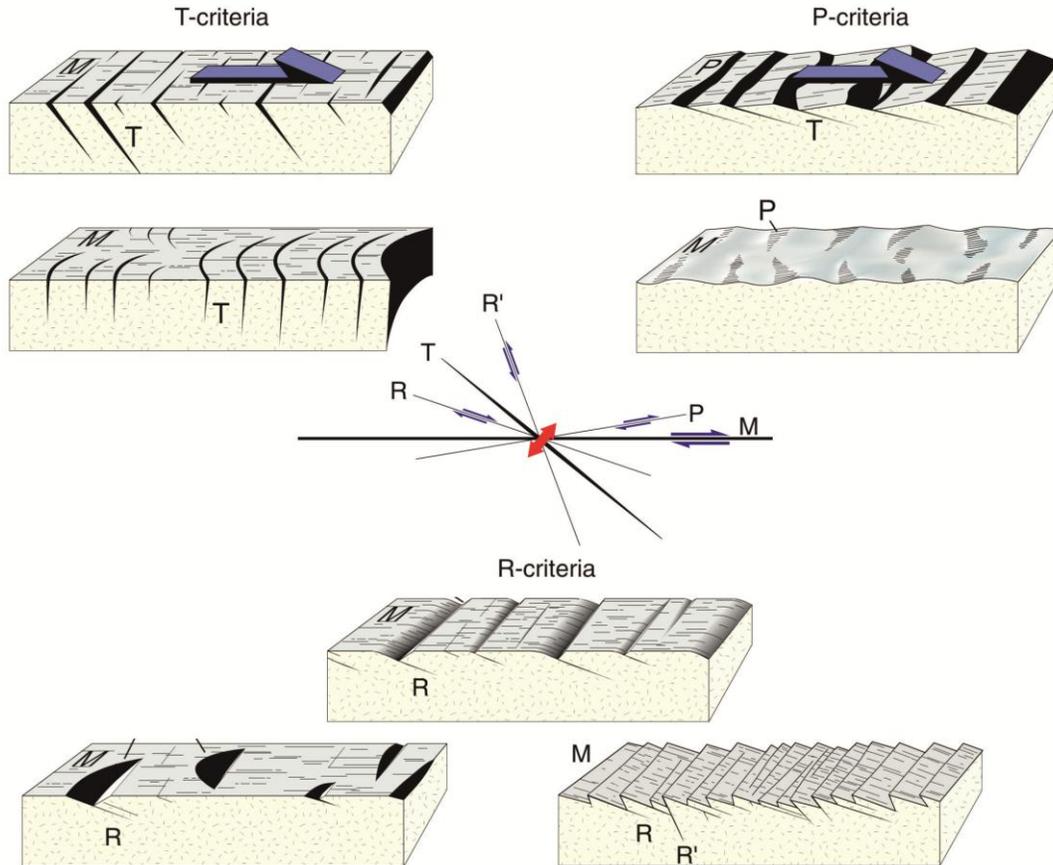
### **2.3.2 Criterios teóricos**

La mejor forma de establecer temporalidad de la deformación es a través de las observaciones de campo; sin embargo, por distintos factores no siempre esto es posible, de ahí la importancia del tratamiento de los datos con apoyo de *software* para obtener tensores actuales y paleoesfuerzos.

**Figura 2-3.** Mapa de fallas geológicas del Macizo de Santander, Cuña de Pamplona y norte del Macizo de Floresta. Ubicación de estaciones de campo. Modelo digital del terreno (Fuente NASA, 2015, <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>)

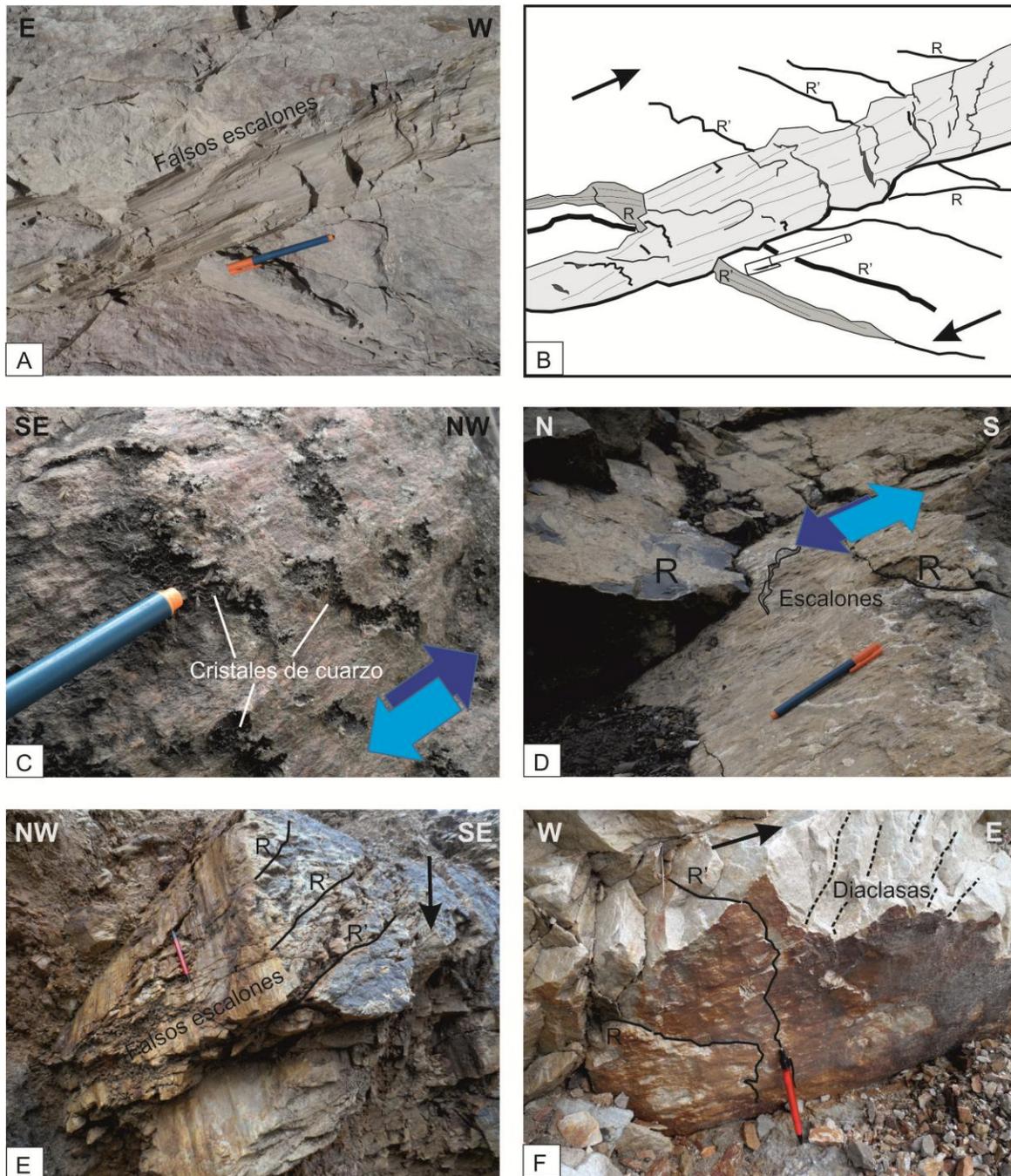


**Figura 2-4.** Criterios cinemáticos para una falla dextral. Tomado de Fossen (2010) a partir de Petit (1987). M es el plano principal estriado, T por fracturas de tensión, R incluye todas las fracturas tipo Riedel, y P las fracturas secundarias Post Riedel.



Los programas de computador parten de los principios de Wallace y Bott (Wallace, 1951; Bott, 1959) y consideran conceptos de mecánica de Anderson (1951). Fossen (2010) resume los criterios básicos de estos métodos a partir de Angelier (1984, 1990, 1994) y Marrett & Allmendinger (1990), los cuales se tienen en cuenta en este trabajo. Tanto éstos como otras metodologías de inversión (Etchecopar *et al.*, 1981; Casas *et al.*, 1990; Mostafa, 2005) asumen los siguientes criterios básicos e ideales para definir la solución de tensores de esfuerzos: (i) el deslizamiento de la falla ocurre en la dirección y sentido del esfuerzo de cizalla que la provoca, (ii) el cuerpo rocoso que contiene la falla debe ser homogéneo e isotrópico, (iii) los desplazamientos en los planos de falla son pequeños y no tienen influencia de otras fallas, (iv) el deslizamiento de la falla corresponde a un tensor únicamente y (v) el volumen global de la roca donde se midieron los datos es grande en comparación con la escala de la discontinuidad local (Hippolyte *et al.*, 2012; Lacombe, 2012).

**Figura 2-5.** Indicadores cinemáticos en estaciones del área de trabajo. **A-B,** Fotografía y esquema de interpretación de plano de falla estriado en areniscas (K-s), con cinemática dextral normal (el plano se inclina hacia el observador), con R, R' y falsos escalones. **C,** Plano de falla en granito (J-i) con cristales de cuarzo en los espacios abiertos que se generan por el movimiento dextral de la falla. **D,** Calizas (K-s) con R y escalones en plano de falla recrystalizado con calcita que indican movimiento inverso. **E,** Areniscas (K-s) con plano pulido, R, R' y falsos escalones, indicadores de falla inversa dextral. **F,** Areniscas (K-s) con Riedels que cortan el plano estriado de falla con más o menos sinuosidad según el ángulo ( $R=15^\circ$  y  $R'=60^\circ$ ); cinemática dextral; las diaclasas pueden confundirse con falsos Riedel (R'), pero no llegan al plano de forma perpendicular como si ocurre con los Riedels.



Estas condiciones ideales rara vez se presentan y se hace difícil asumirlas, especialmente en ambientes tectónicos complejos como el Macizo de Santandery zonas aledañas, que son el resultado de varios eventos de deformación donde muy posiblemente han actuado distintos campos de esfuerzo, lo que implica que en las rocas hay anisotropías preexistentes y reactivación de planos de falla. Por esta razón, los programas de computador ayudan a realizar una homogenización de los datos, conformando subconjuntos que responden a distintas condiciones mecánicas, reológicas y de campos de esfuerzo. Las discusiones sobre estos aspectos se han presentado de manera amplia en artículos (Nemcok & Lisle, 1995; Liesa & Lisle, 2004; Sperner & Zweigel, 2010; Lacombe, 2012; Hyppolite *et al.*, 2012; Celerier *et al.*, 2012; Lisle, 2013).

Las anteriores consideraciones son la base del desarrollo de varios programas para el cálculo de soluciones homogéneas de inversión de los datos a tensores de esfuerzo (entre otros, Yamaji, 2000; Ortner *et al.*, 2002; Yamaji, 2003; Delvaux & Sperner, 2003; Yamaji *et al.*, 2006; Žalohar & Vrabec, 2007; Melichar & Kemstockova, 2010).

La mayoría de estos programas presentan posibilidades para obtener ejes de presión y tensión, así como procesos para inversión de paleoesfuerzos. Esto pretende satisfacer las dos formas de análisis de datos, dada la discusión que se ha planteado en los conceptos básicos sobre cinemática (deformación) y dinámica (esfuerzos) (Marrett & Peacock, 1999; Fletcher & Pollard, 1999; Peacock & Marrett, 2000). Para unos autores los ejes obtenidos tras un análisis de tensores corresponden a ejes de deformación (Marrett & Allmendiger, 1990, 1991) y para otros a ejes asociados con esfuerzos principales (Angelier, 1989; Ramsay & Lisle, 2000). No se pretende aquí ahondar en esta discusión, sino aplicar métodos que ya han sido probados para obtener tensores de esfuerzo a partir de la inversión de indicadores cinemáticos (Delvaux & Sperner, 2003).

Para el cálculo de un tensor de esfuerzos se requieren mínimo cuatro planos que preferiblemente deben tener distinta orientación, de tal manera que representen los tres esfuerzos principales y la relación de esfuerzos  $R$  ( $\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ ) (Angelier, 1994), así como  $R'$  ( $= R$  en extensión,  $= 2-R$  en transcurrencia,  $= 2+R$  en compresión) (Delvaux *et al.*, 1977). Es importante definir este índice  $R'$  porque permite distinguir directamente el régimen de esfuerzos asociado: extensión radial ( $\sigma_1$  vertical, 0-0.25), extensión pura ( $\sigma_1$  vertical, 0.25-0.75), transtensión ( $\sigma_1$  o  $\sigma_2$  vertical, 0.75-1.25), transcurrencia pura ( $\sigma_2$  vertical, 1.25-1.75),

transpresión ( $\sigma_2$  o  $\sigma_3$  vertical, 1.75-2.25), compresión pura ( $\sigma_3$  vertical, 2.25-2.75) y compresión radial ( $\sigma_1$  vertical, 2.75-3.00) (Delvaux *et al.*, 1997; Tripathy & Saha, 2013).

### 2.3.3 Procesamiento de datos

El procesamiento de los datos se realizó en dos pasos: manual y automatizado. El manual consistió en la separación de los conjuntos de datos estriados que mostraban relaciones de corte o superposición lo cual podría indicar multitemporalidad. Para el segundo paso se utilizó el software Win-Tensor 5.8 (Delvaux & Sperner, 2003), el cual permite la inversión de datos obtenidos en planos estriados, fracturas de cizalla, venas, estilolitos, entre otros. El programa contiene dos módulos para inversión que son el de Diedros Rectos Mejorado (I.R.Dihedr) y de Optimización Rotacional (R. Optim). Antes de proceder a la inversión de los datos se realizó una segunda homogeneización de los datos de manera visual a partir de las posibilidades de controlar y filtrar los datos según su distribución en círculo de Mohr, planos de falla y estría en el hemisferio sur de estereograma o como lineaciones tangenciales (mismo gráfico de Hoepfener) e histogramas de frecuencia por Función F5. Esta última función minimiza la desviación entre direcciones observadas y teóricas del deslizamiento del plano y también minimiza N (esfuerzo Normal) y maximiza T (esfuerzo de cizalla) en cuanto magnitudes que favorezcan el deslizamiento en el plano (Delvaux & Sperner, 2003).

Un tensor de calidad debe cumplir con condiciones como: (i) mayor cantidad de planos involucrados, (ii) planos ubicados en el campo de círculo de Mohr como neoformados o reactivados, (iii) distintas direcciones en su orientación (planos de falla con estrías en hemisferio sur de la proyección estereográfica –proyección Angelier), (iv) coherencia en la orientación de deslizamiento de los planos focales (Tangent lineation – proyección Hoepfener) y (v) histogramas con F5 tendiendo a cero. Estas opciones permiten tener mayor control para hacer una supervisión y manipulación de los subconjuntos propuestos por el software según los aspectos teóricos y la coherencia mecánica de los datos, y su correspondencia con las observaciones de campo en cuanto temporalidad y calidad de los datos. Un ejemplo es no permitir al programa agrupar datos que con seguridad correspondan a distinta temporalidad detectada en campo.

De manera resumida el proceso seguido para el análisis en el software consistió en los siguientes pasos:

- Definir e ingresar en el formato del programa el o los conjuntos de datos a analizar según los criterios de campo (temporalidad).
- Aplicar un primer procesamiento con el método de Diedros Rectos Mejorado (I. R. Dihedr.) filtrando los datos hasta alcanzar valores de conteo (*Counting value*) de 0% y 100% para  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ , respectivamente, y una desviación de conteo (*Counting deviation*)  $< 30$ . Esto permite filtrar los planos en el círculo de Mohr.
- Si la distribución de los datos está en el campo de neoformados y reactivados se puede pasar del método de Diedros Rectos a R. Optim., si no, se pueden retirar manualmente del subconjunto los planos que se ubiquen en el campo estable o aplicar de nuevo un filtro en Diedros Rectos.
- Aplicar el método R. Optim. (Optimización Rotacional) con el respectivo filtro hasta alcanzar valores mínimos de  $\alpha$  que en todo caso debe ser  $< 30$  (ángulo promedio de desajuste entre las direcciones de deslizamiento modeladas y observadas) y al mismo tiempo la mejor calidad posible según los criterios incorporados por el programa: QRt (Tensor quality rank, por Delvaux & Sperner, 2003) y QRw (World Stress Map quality rank, a partir de Zoback, 1992).
- La solución de tensor obtenida se controla con el histograma de la Función F5 (probada por el programa como la mejor opción para la inversión de esfuerzos) buscando que la mayor población de los datos se acerquen a cero.
- Para verificar la compatibilidad mecánica de los datos en el subconjunto del tensor obtenido se revisa de nuevo círculo de Mohr, con apoyo de orientaciones estereográficas tanto en Planos-estrías (proyección de Angelier) como en Tangent lineation (proyección de Hoepfener).
- Según la supervisión de estos aspectos es posible volver a incluir datos desechados por el software, controlando que no se afecten negativamente los criterios de calidad del tensor, como el histograma.

Al final del procesamiento, los datos de una determinada estación pueden arrojar un solo tensor o múltiples tensores con distintas características en su régimen de esfuerzos. Esto se observa con los distintos parámetros y gráficas que arroja el programa para cada tensor, de los cuales se han seleccionado algunos para presentación de resultados en la Tabla 2-1, tales como la orientación de los ejes de esfuerzos principales, valor de Counting Deviation

para los tensores obtenidos por el método de I.R.Dihedr o Diedros Rectos Mejorados (con menor cantidad de planos involucrados), valor de  $\alpha$  y F5 para los tensores obtenidos por el R. Optim. (Optimización Rotacional), R, R', orientación del esfuerzo principal-Sigma horizontal máximo (SHm), QRt, tipo de tensor según el Mapa Mundial de Esfuerzos (Zoback, 1992) y el régimen de esfuerzos asociado con el tensor. Además, en la tabla se ha anotado información sobre la ubicación, litología, número de datos usados por cada tensor (n) a partir de una población de subconjunto (n subset) y la población del total de datos de la estación d campo (N). El factor de calidad Q depende principalmente del número de datos (n), de la confiabilidad de los mismos, porcentaje de datos y otros (Sperner & Zweigel, 2010).

Para este estudio, los tensores se representan gráficamente en forma de flechas, balones de playa o con la orientación del esfuerzo principal horizontal máximo. La orientación de los ejes de los esfuerzos principales se muestran junto con las lineaciones tangenciales en proyección estereográfica de igual área del hemisferio sur. Como ejemplos gráficos de los datos obtenidos para cada uno de los 236 tensores en las 100 estaciones de campo se incluyen tres estaciones de campo: Figura 2-6A (estación 56), Figura 2-6B (estación 84) y Figura 2-6C (estación 90).

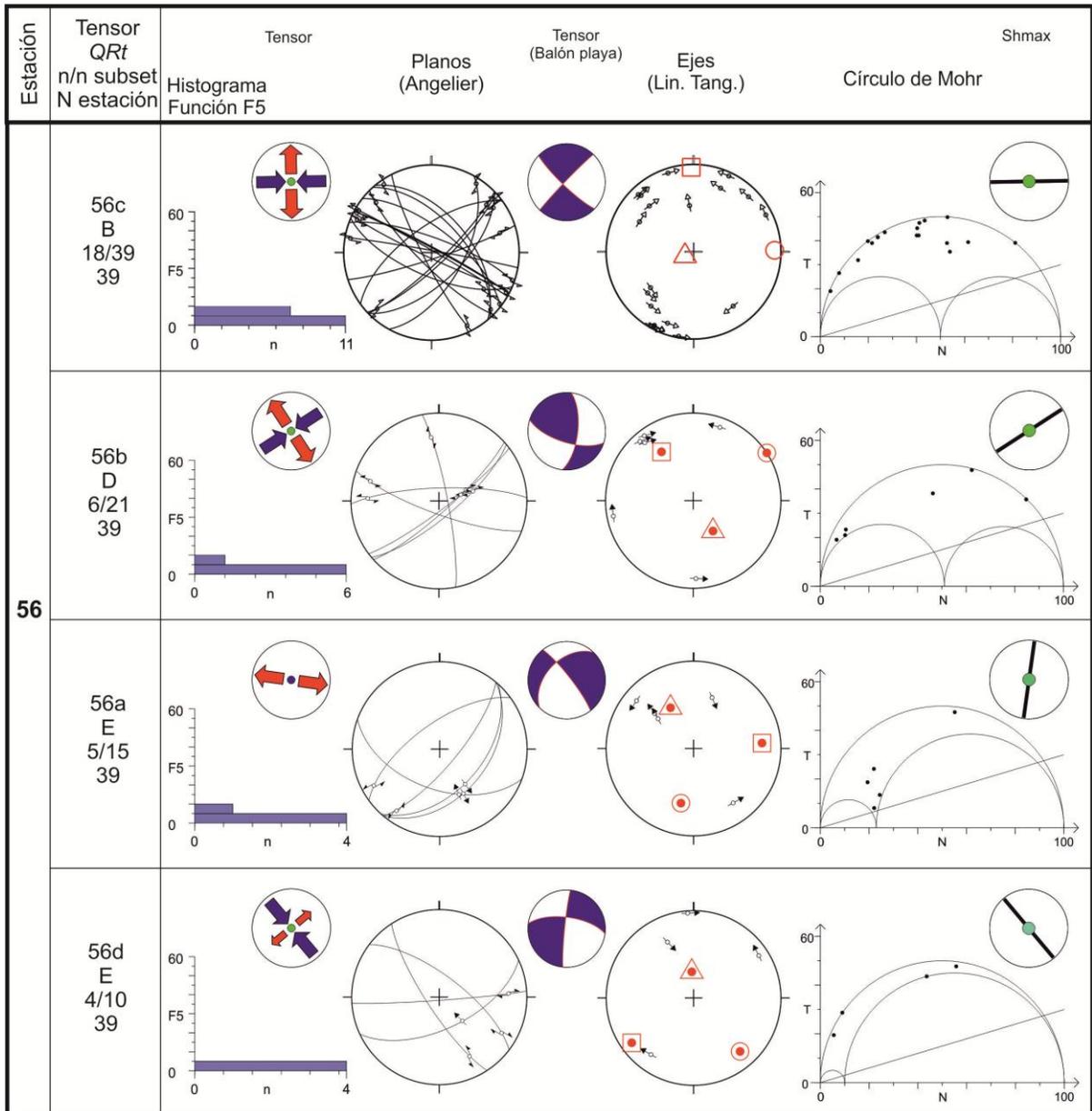
## 2.4 Resultados

Como resultado del levantamiento y procesamiento de las 100 estaciones de campo con un total de 2.083 planos estriados, se obtuvieron 236 tensores con 1780 planos (Tabla 2-1), es decir el 85% del total de datos de campo tras su procesamiento digital. Una cuarta parte de las estaciones de campo se localizaron hacia la parte norte del Macizo de Santander; mientras más de la mitad se ubican en la zona de Pamplona y alrededores, en lo que constituye la convergencia de la cuña orogénica del mismo nombre con el Macizo de Santander; aproximadamente el 30% de los afloramientos estudiados se localizan hacia la parte sur de este macizo en límites con el Macizo de Floresta (Figura 2-3).

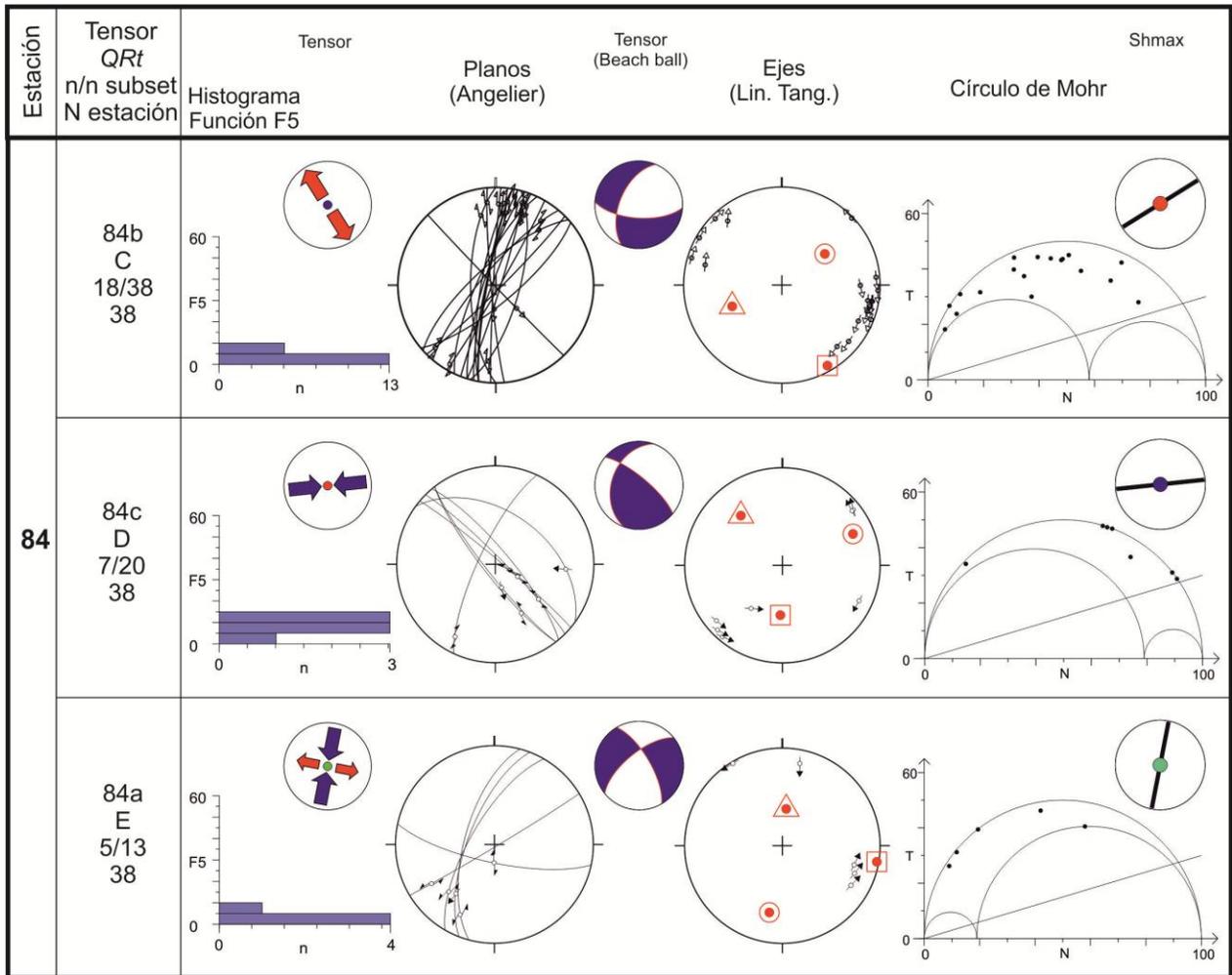
En la zona definida para el presente estudio, al NE de la Cordillera Oriental de Colombia, predominan las rocas de basamento ígneo metamórfico, donde se ubican 54 de las estaciones de campo, mientras en las otras 46 se midieron datos en rocas sedimentarias competentes. En cuanto a edad de las rocas, la mayoría de los datos (61 estaciones)

corresponden a sitios en unidades del Mesozoico, tanto ígneas como sedimentarias, solo cinco estaciones se ubican en areniscas del Paleógeno, y 34 estaciones en unidades geológicas del Paleozoico y Proterozoico (figuras 2-2 y 2-3, Tabla 2-1).

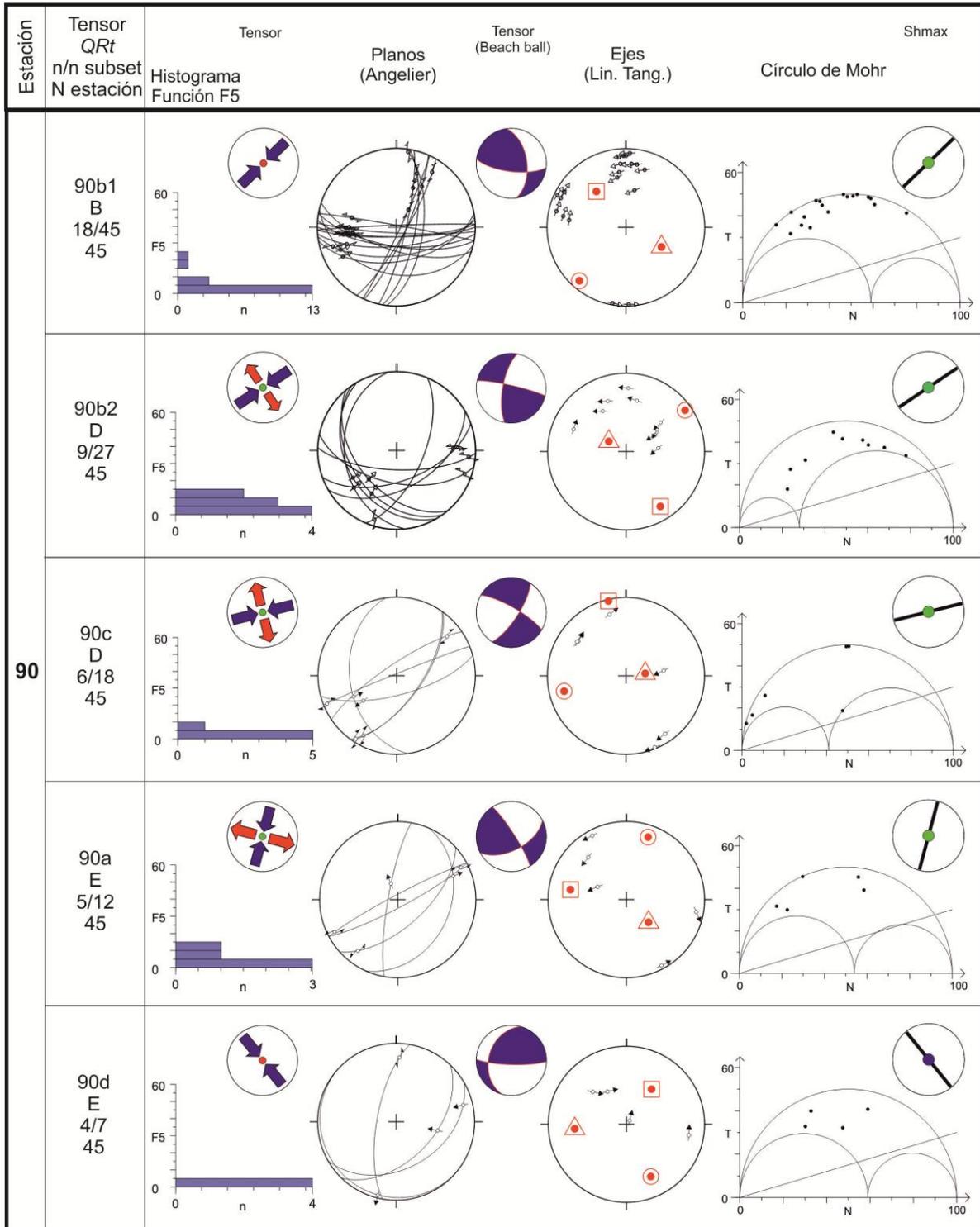
**Figura 2-6.** Ejemplos del procesamiento de los datos de planos estriados de fallas en el programa Tensor (Delvaux & Sperner, 2003) con los distintos tensores obtenidos. Explicación en el texto. **A**, estación 56; **B**, estación 84; **C**, estación 90.



Continuación Figura 2-6. B, estación 84;



Continuación Figura 2-6. C, estación 90.



**Tabla 2-1.** Resultados de la solución de los tensores de esfuerzos obtenidos a partir del análisis de planos estriados. En el texto explicación y significado de los parámetros tabulados.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
1	-73.317	8.425	Pz Devónico	Conglomerados	I. R.Dihedr	1		3	5	5	11/056	61/307	27/152	31.5			0.17	1.83	057	E	SS	Transcurrencia compresiva
2	-73.349	8.342	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	2a		8	21	21	59/273	06/173	30/079		6.6	2	0.54	0.54	164	D	NF	Distensión pura
					R.Optim	2c		6	13		37/088	43/314	25/198		10.8	5.1	0.61	1.39	102	D	UF	Distensión oblicua
					I. R.Dihedr	2b		7	7		24/037	51/161	29/293	20.9			0.25	1.75	033	E	UF	Transcurrencia compresiva
3	-73.355	8.303	Jurásico	Intrusivo	I. R.Dihedr	3		4	6	6	03/087	61/350	29/179	16			0.5	1.5	087	E	SS	Transcurrencia pura
4	-73.374	8.282	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	4c1		6	13	13	05/252	83/028	05/161		13.4	6.8	0.62	1.38	071	D	SS	Transcurrencia pura
					I.RD	4c2		4	7		05/279	81/040	08/188	27.1			0.62	1.38	098	E	SS	Transcurrencia pura
5	-73.458	8.271	Jurásico	Areniscas	R.Optim	5c		4	9	9	03/091	46/185	44/358		13	5.6	0.31	1.69	090	E	TS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	5d		3	5		13/336	31/238	56/085	28.2			0.33	2.33	159	E	TF	Compresión pura
6	-73.366	8.221	Proterozoico	Cuarcitas, esquistos	R.Optim	6		6	10	10	33/194	36/312	36/075		3	1.1	0.85	1.15	169	D	UF	Oblicuo
7	-73.309	8.175	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	7c		7	12	22	38/096	51/258	09/359		3.6	1.4	0.45	1.55	091	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	7d		6	15		26/236	49/201	29/072		7.3	3.6	0.38	1.62	152	D	UF	Compresión oblicua
					R.Optim	7b		5	9		09/021	81/199	00/291		12	9.9	0.40	1.60	020	E	SS	Transcurrencia pura
8	-73.241	8.103	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	8c1		6	32	32	02/103	42/011	48/195		12.8	7.2	0.74	2.74	103	D	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	8a		7	26		07/004	45/101	44/267		11.3	5.4	0.37	1.63	002	D	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	8c2		6	19		12/278	57/169	30/015		7.6	4.9	0.52	1.48	100	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	8d		5	13		14/160	62/043	23/257		5.7	2.0	0.41	1.59	162	E	SS	Transcurrencia pura
9	-73.241	8.062	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	9		4	7	7	06/257	40/162	49/353		1.1	2.8	0.46	2.46	078	E	TS	Compresión oblicua
10	-73.269	8.046	Proterozoico	Neis, anfibolitas	R.Optim	10c1		7	24	24	02/090	73/352	17/181		7.3	2.7	0.61	1.39	090	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	10c2		6	17		30/263	49/035	25/158		9.0	4.4	0.17	1.83	080	D	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	10d		6	11		01/316	81/054	09/225	29.5			0.58	1.42	135	D	SS	Transcurrencia pura
11	-73.239	7.996	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	11c		5	10	10	27/102	63/289	03/193		7.4	2.9	0.20	1.80	101	E	SS	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	11b		4	5		13/038	67/161	19/304	22.5			0.12	1.82	038	E	SS	Transcurrencia compresiva
12	-73.117	8.053	Pz Ordov-Silúrico	Metasedimentitas	R.Optim	12c		10	25	25	06/252	80/016	08/161		11.4	5.9	0.38	1.62	071	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	12b		6	15		22/053	46/168	36/306		3.5	2.4	0.81	1.19	040	D	UF	Compresión oblicua
13	-73.053	8.057	Pz Ordov-Silúrico	Intrusivo	R.Optim	13c		21	28	28	12/073	76/290	08/165		10.1	5.4	0.48	1.52	074	B	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	13d		4	7		15/321	75/126	04/230	26.2			0.25	1.75	140	E	SS	Transcurrencia compresiva
14	-72.965	8.102	Pz Ordov-Silúrico	Metasedimentitas	R.Optim	14a		10	19	19	25/168	02/077	65/343		13.1	8.3	0.3	2.3	168	C	TF	Compresión pura
					R.Optim	14c		4	9		25/283	57/60	20/183		14.1	6.9	0.12	1.88	102	E	UF	Transcurrencia compresiva
15	-72.900	8.133	Jurásico	Granito	I. R.Dihedr	15		6	9	9	41/010	42/229	21/119	22.2			0.42	1.58	019	D	UF	Distensión oblicua

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
16	-72.842	8.077	Pz Ordov-Silúrico	Ortoneis	R.Optim	16c		12	38	38	25/250	63/092	09/344		12.1	5.2	0.4	1.6	072	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	16d1		8	28		08/304	45/042	44/206		6.0	3.8	0.77	1.23	118	D	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	16a		7	20		13/001	75/210	07/093		8.5	4.8	0.90	1.10	002	D	SS	Transcurrencia distensiva
					I. R.Dihedr	16d2		3	13		01/330	39/239	51/062	17.3			0.67	2.67	151	E	TS	Compresión pura
17	-72.813	7.858	Cretácico	Calizas	R.Optim	17a		10	21	21	48/177	24/057	32/311		10.9	5.8	0.08	0.08	001	D	UF	Distensión radial oblicua
					R.Optim	17d		6	11		10/131	57/237	31/035		10	4.8	0.48	1.52	128	D	SS	Transcurrencia pura
18	-72.853	7.840	Pz Ordov-Silúrico	Ortoneis	R.Optim	18		4	7	7	13/172	76/333	04/081		14.7	8.9	0.38	1.62	172	E	SS	Transcurrencia pura
19	-73.000	7.929	Pz Ordov-Silúrico	Metasedimentitas	R.Optim	19		4	7	7	22/218	58/349	22/219		5.2	2.6	0.42	1.58	034	E	UF	Transcurrencia pura
20	-73.009	7.960	Jurásico	Ortoneis	R.Optim	20c		16	21	21	12/263	67/023	20/168		12	9	0.38	1.62	080	C	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	20b		3	5		08/212	79/074	07/303	5.3			0.83	1.17	032	E	SS	Transcurrencia distensiva
21	-73.072	7.813	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	21b		4	11	11	34/219	44/351	26/110		1.5	1.1	0.68	1.32	025	E	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	21c		4	7		18/072	49/319	35/175		10.1	5.4	0.40	1.60	076	E	SS	Compresión oblicua
22	-73.131	7.653	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	22		15	21	21	22/076	65/287	12/171		9.6	5	0.42	1.58	078	D	SS	Transcurrencia pura
23	-73.166	7.650	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	23c		15	14	14	32/272	30/161	43/038		4.3	3.2	0.37	2.37	102	D	UF	Transcurrencia pura
					R.Optim	23b		7	8		35/205	55/020	02/113		14	7.8	0.57	1.43	023	D	SS	Transcurrencia pura
24	-73.219	7.445	Jurásico	Riolitas, dioritas	R.Optim	24b		10	15	15	15/207	49/314	37/105		10.1	7.2	0.46	1.54	022	C	SS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	24c		3	5		37/276	48/066	15/174	29.7			0.33	1.67	091	E	SS	Distensión oblicua
25	-72.991	7.458	Pz Ordov-Silúrico	Cuarcitas, esquistos	R.Optim	25a		8	13	13	11/003	46/105	42/262		10.2	5.4	0.37	1.63	000	D	TS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	25b		3	5		13/241	62/356	25/145	26.7			0.33	1.67	059	E	SS	Transcurrencia pura
26	-72.971	7.463	Jurásico	Areniscas	R.Optim	26a		13	21	21	20/354	60/226	22/092		4.9	1.6	0.54	1.46	178	C	UF	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	26d		4	8		10/330	40/069	48/228	20.3			0.38	2.38	146	E	TS	Compresión oblicua
27	-72.826	7.611	Pz Ordov-Silúrico	Neis	I. R.Dihedr	27		5	7	7	76/278	12/121	05/030	29.1			0.5	0.5	119	E	NF	Distensión pura
28	-72.790	7.639	Cretácico	Conglomerados	R.Optim	28b		6	25	25	34/069	53/221	14/330		1.5	1.7	0.45	1.55	064	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	28a		6	19		17/199	21/296	62/074		6.9	3.3	0.03	2.03	019	D	TF	Compresión transcurrenente
					R.Optim	28c1		6	13		53/282	36/111	05/018		8.3	3.7	0.5	0.5	106	D	NF	Distensión pura
					I. R.Dihedr	28c2		4	7		34/088	07/182	55/282	28.6			0.25	2.25	084	E	TF	Compresión pura
29	-72.775	7.628	Proterozoico	Neis	R.Optim	29d		7	18	18	53/307	34/154	13/055		16.3	9	0.26	0.26	136	D	NF	Distensión pura
					R.Optim	29c		5	11		46/101	31/229	28/238		5	4.3	0.42	0.42	083	E	UF	Distensión oblicua
30	-72.695	7.725	Pz Ordov-Silúrico	Neis	R.Optim	30d		10	29	29	32/107	49/331	23/212		7.5	4.5	0.49	1.51	115	C	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	30c1		7	19		45/292	13/035	42/136		7.1	4	0.1	0.1	109	D	UF	Distensión radial oblicua
					R.Optim	30a		7	12		04/013	30/105	60/277		11.9	11.7	0.71	2.71	010	D	TF	Compresión pura
					I. R.Dihedr	30c2		3	5		30/266	46/033	29/158	9.1			0.0	2.0	086	E	UF	Distensión oblicua

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
31	-72.631	7.707	Cretácico	Areniscas	R.Optim	31d1		18	31	31	21/117	13/022	64/262		9.2	5.6	0.40	2.40	121	B	TF	Compresión pura
					R.Optim	31d2		6	13		38/138	47/354	18/243		3.2	0.9	0.21	1.79	142	D	SS	Distensión oblicua
					I. R.Dihedr	31d3		4	7		20/332	59/100	23/234	28.2			0.25	1.75	150	E	UF	Transcurrencia compresiva
32	-72.648	7.709	Pz Ordov-Silúrico	Granito	R.Optim	32		4	6	6	40/106	49/271	08/010		1.8	0.2	0.51	1.49	102	E	NS	Distensión oblicua
33	-72.658	7.642	Cretácico	Areniscas	R.Optim	33		5	6	6	78/098	12/284	01/194		9.1	3.9	1.0	1.0	104	E	NF	Distensión transcurrente
34	-72.577	7.590	Cretácico	Areniscas	R.Optim	34		7	10	10	16/273	42/018	44/168		12.1	5.6	0.44	2.44	088	D	TS	Compresión oblicua
35	-72.747	7.491	Pz Silú-Devónico	Esquistos	R.Optim	35		4	5	5	26/055	64/242	03/147		5.2	1.8	0.42	1.58	056	E	SS	Transcurrencia pura
36	-72.701	7.472	Pz Ordov-Silúrico	Granito	I. R.Dihedr	36		4	6	6	68/059	18/273	11/179	29.5			0.75	0.75	088	E	NF	Distensión pura
37	-72.564	7.478	Cretácico	Areniscas	R.Optim	37		10	15	15	11/097	02/187	79/290		12.6	5.8	0.22	2.22	096	C	TF	Compresión transcurrente
38	-72.632	7.417	Paleógeno	Areniscas	R.Optim	38b1		31	37	37	31/044	46/274	27/152		6.4	3.4	0.53	1.47	054	D	UF	Distensión oblicua
					I. R.Dihedr	38b2		3	6		14/203	45/099	42/306	11.9			0.17	1.83	024	E	TS	Compresión oblicua
39	-72.637	7.376	Cretácico	Areniscas	R.Optim	39b		4	13	13	22/236	49/354	32/131		8.6	4.1	0.31	1.69	052	E	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	39d		4	9		16/150	66/278	18/054	21.5			0.75	1.25	145	E	SS	Transcurrencia distensiva
					I. R.Dihedr	39c		4	5		01/082	22/351	68/173	25.1			0.38	2.38	081	E	TF	Compresión pura
40	-72.671	7.372	Cretácico	Areniscas	I. R.Dihedr	40		4	4	4	05/150	30/243	59/051	10			1.0	3.0	141	E	TF	Compresión radial
41	-72.708	7.386	Pz Ordov-Silúrico	Ortoneis	R.Optim	41		4	7	7	42/025	47/218	07/121		1.5	0.3	0.43	1.57	029	E	NS	Distensión oblicua
42	-72.722	7.379	Cretácico	Areniscas	R.Optim	42		8	11	11	28/127	60/331	10/223		6.5	2.4	0.05	1.95	127	D	SS	Transcurrencia compresiva
43	-72.426	7.173	Cretácico	Areniscas	R.Optim	43c		11	17	17	13/275	77/102	01/006		5.2	1.3	0.33	1.67	095	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	43b		4	6		20/221	28/120	55/342		7.3	2.6	0.5	2.5	048	E	TF	Compresión pura
44	-72.452	7.237	Paleógeno	Areniscas	I. R.Dihedr	44		4	6	6	10/159	64/269	24/065	13.2			0.5	1.5	156	E	SS	Transcurrencia pura
45	-72.506	7.277	Pz Devónico	Pizarras	R.Optim	45d		8	15	15	30/320	33/072	42/198		6.2	1.6	0.32	2.32	133	E	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	45a		3	7		43/352	47/175	01/083	16.5			0.17	1.83	172	E	NS	Distensión oblicua
46	-72.546	7.273	Pz Devónico	Calizas	R.Optim	46		10	14	14	74/307	08/188	14/096		10.6	6	0.86	0.86	006	D	NF	Distensión transcurrente
47	-72.604	7.309	Jurásico	Areniscas	R.Optim	47c		17	33	33	06/273	03/182	84/066		9.7	5.2	0.31	2.31	093	B	TF	Compresión pura
					R.Optim	47d		7	16		25/323	49/086	30/218		9.9	4.7	0.11	1.89	142	D	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	47b		4	9		27/068	63/244	02/337	20			0.62	1.38	067	E	SS	Transcurrencia pura
48	-72.603	7.285	Proterozoico	Neis	R.Optim	48b1		12	35	35	25/044	65/218	02/313		4.8	1.3	0.09	1.91	044	C	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	48b2		7	23		27/238	01/147	63/056		6.6	3.4	0.48	2.48	059	D	TF	Compresión pura
					R.Optim	48c		6	16		40/080	49/269	04/174		13.5	8.4	0.69	1.31	082	D	NS	Distensión oblicua
					R.Optim	48a		6	10		56/349	32/145	11/242		9.3	4.7	0.09	0.09	165	D	NF	Distensión radial

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
49	-72.618	7.245	Cretácico	Calizas	R.Optim	49d1		31	95	95	14/312	73/094	10/220		12.9	6.8	0.56	1.44	131	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	49c1		11	64		27/276	62/077	08/182		9.6	4.3	0.21	1.79	095	D	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	49a		14	53		27/010	42/127	36/258		14.3	8.1	0.89	1.11	171	D	UF	Compresión oblicua
					R.Optim	49b		8	39		20/245	57/009	25/146		3.8	2.3	0.80	1.20	057	D	UF	Transcurrencia distensiva
					R.Optim	49d2		8	31		56/137	32/292	12/030		5.3	1.3	0.05	0.05	135	D	NF	Distensión radial
					R.Optim	49c2		7	23		12/264	37/004	51/159		12.5	7	0.08	2.08	084	D	TS	Compresión transcurrenente
					I. R.Dihedr	49c3		7	16		54/029	07/289	35/194	24.6			0.71	0.71	100	D	UF	Distensión pura
50	-72.747	7.301	Pz Ordov-Silúrico	Esquistos	R.Optim	50c		6	16	16	26/074	25/331	53/204		5.8	6.2	0.15	0.15	075	D	TF	Compresión transcurrenente
					I. R.Dihedr	50d		5	10		08/318	82/144	01/048	18.8			0.5	1.5	137	E	SS	Transcurrencia pura
51	-72.685	7.181	Cretácico	Areniscas	R.Optim	51d		12	24	24	44/136	45/305	05/041		10	3.9	0.3	1.7	134	C	NS	Distensión oblicua
					R.Optim	51b		9	12		13/068	70/299	15/162		7.2	2.4	0.54	1.46	069	D	SS	Transcurrencia pura
52	-72.705	7.172	Pz Ordov-Silúrico	Ortoneis	R.Optim	52c		4	13	13	42/093	40/234	21/343		4.8	4.3	0.54	0.54	080	E	UF	Distensión oblicua
					I. R.Dihedr	52b		4	9		08/065	71/181	16/333	21.4			0.62	1.38	064	E	SS	Transcurrencia pura
53	-72.774	7.209	Pz Ordov-Silúrico	Ortoneis	R.Optim	53c1		7	24	24	15/098	40/354	46/204		4.6	2.6	0.11	2.11	099	D	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	53a		7	17		26/176	23/279	54/045		7.4	3.1	0.32	2.32	170	D	TF	Compresión pura
					R.Optim	53c2		4	10		28/268	72/070	05/177		1.7	0.6	0.41	1.59	087	E	SS	Transcurrencia pura
54	-72.817	7.237	Pz Ordov-Silúrico	Cuarcitas, esquistos	R.Optim	54b1		14	29	29	06/057	74/170	15/325		9.1	3.5	0.74	1.26	056	C	SS	Transcurrencia distensiva
					R.Optim	54d		5	15		18/117	71/316	06/209		5.9	3.6	0.39	1.61	118	E	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	54b2		4	10		34/242	49/023	20/138	18.2			0.88	1.12	049	E	UF	Distensión oblicua
55	-72.876	7.306	Proterozoico	Neis	R.Optim	55b1		14	37	37	07/049	64/305	24/142		11.1	4.7	0.42	1.58	049	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	55c		6	23		51/086	38/278	06/183		6.4	2.2	0.43	0.43	091	D	NS	Distensión pura
					R.Optim	55b2		5	17		40/222	39/354	26/108		7.1	2.3	0.31	0.31	033	E	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	55a		4	12		49/009	38/215	13/114		4.4	1.3	0.40	0.40	017	E	NS	Distensión oblicua
					I. R.Dihedr	55d		4	8		56/345	26/123	19/223	23.1			0.62	0.62	138	E	NF	Distensión pura
					I. R.Dihedr	55b3		4	4		23/204	21/105	57/337	29.4			0.38	2.38	030	E	TF	Compresión pura
56	-72.932	7.342	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	56c		18	39	39	08/089	81/244	04/358		10.8	4.7	0.5	1.5	089	B	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	56b		6	21		00/057	56/147	34/327		5.1	2.3	0.51	1.49	056	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	56a		5	15		36/193	45/331	22/085		5.5	2.2	0.23	1.77	007	E	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	56d		4	10		20/139	66/357	14/234		6.3	1.6	0.10	1.90	140	E	SS	Transcurrencia compresiva
57	-72.968	7.352	Cretácico	Calizas	R.Optim	57d		5	13	13	36/159	21/266	47/020		14.3	7.6	0.91	0.91	114	E	UF	Compresión radial oblicua
					R.Optim	57b		6	8		05/045	09/135	80/287		7.4	7.4	0.84	2.84	041	D	TF	Compresión radial
58	-73.027	7.297	Jurásico	Areniscas	R.Optim	58a1		13	21	21	06/178	42/083	48/274		6.1	2.1	0.55	2.55	000	C	TS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	58a2		5	8		24/168	43/053	37/277	22.3			0.3	2.3	172	E	UF	Compresión oblicua

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
59	-73.060	7.252	Jurásico	Areniscas	R.Optim	59c		10	18	18	22/073	56/201	24/332		13.1	6.9	0.19	1.81	070	C	UF	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	59d		3	8		16/124	22/221	62/001	13.1		0.5	2.5	117	E	TF	Compresión pura	
					I. R.Dihedr	59b		4	5		42/031	47/200	06/296	25.1		0.5	1.5	028	E	NS	Distensión oblicua	
60	-73.098	7.158	Proterozoico	Neis	R.Optim	60b1		14	36	36	04/246	83/006	06/155		10.2	3.9	0.17	1.83	066	C	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	60a		5	22		18/334	48/223	36/078		9.4	5.2	0.86	1.14	165	E	SS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	60b2		5	17		02/212	67/118	23/303	25.6		0.6	1.40	032	E	SS	Transcurrencia pura	
					I. R.Dihedr	60c		5	12		20/272	60/143	22/010	20.3		0.4	1.60	095	E	UF	Transcurrencia pura	
61	-73.176	7.210	Jurásico	Areniscas	R.Optim	61		7	10	10	04/145	00/055	86/320		4.9	1	0.18	2.18	145	E	TF	Compresión transcurrenente
62	-72.969	7.107	Cretácico	Calizas	R.Optim	62d		5	15	15	13/334	01/064	77/160		5.2	1.3	0.74	2.74	153	E	TF	Compresión pura
					I. R.Dihedr	62a		4	10		52/113	10/009	36/272	20.6		0.88	0.88	000	E	UF	Distensión transcurrenente	
63	-72.901	7.238	Proterozoico	Neis	R.Optim	63b1		13	31	31	10/238	75/008	11/146		8.5	4.3	0.61	1.39	057	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	63a		6	18		37/007	40/237	28/121		11.5	5.8	0.15	1.85	011	D	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	63c		6	12		20/099	68/305	09/192		11.5	8.1	0.57	1.43	100	D	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	63b2		4	6		18/066	00/156	72/247	29.3		0.38	2.38	066	E	TF	Compresión pura	
64	-72.898	7.219	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	64c		11	25	25	15/278	51/027	35/177		10.8	6.1	0.82	1.18	090	C	SS	Transcurrencia distensiva
					R.Optim	64b		5	14		67/198	10/083	21/349		8.7	3.5	0.17	0.17	053	E	NF	Distensión radial
					I. R.Dihedr	64d		3	9		12/160	75/300	09/068	22.6		0.5	1.5	158	E	SS	Transcurrencia pura	
65	-72.863	7.169	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	65		5	5	5	86/343	04/130	02/221		6.6	2.6	0.4	0.4	130	E	NF	Distensión pura
66	-72.836	7.109	Pz Ordov-Silúrico	Cuarcitas	I. R.Dihedr	66		3	3	3	39/302	50/103	09/204	22.1		0.67	1.33	116	E	SS	Distensión oblicua	
67	-72.821	7.003	Cretácico	Calizas	R.Optim	67		4	6	6	25/114	63/271	09/020		1.7	0.2	0.59	1.41	111	E	SS	Transcurrencia pura
68	-72.660	7.055	Paleógeno	Areniscas	R.Optim	68		9	10	10	46/132	42/293	10/031		6.6	2.3	0.28	0.28	128	D	NS	Distensión oblicua
69	-72.677	6.978	Paleógeno	Areniscas	R.Optim	69b1		10	21	21	14/046	43/302	44/150		7.8	3.8	0.40	2.40	050	C	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	69d		4	11		16/329	66/199	18/065		14.2	6.1	0.05	1.95	149	E	SS	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	69b2		4	7		62/247	26/041	11/136	25.6		0.88	0.88	046	E	NF	Distensión transcurrenente	
70	-72.624	6.810	Paleógeno	Areniscas	R.Optim	70d		4	8	8	02/158	00/068	88/335		1.3	3.5	0.04	2.04	158	E	TF	Compresión transcurrenente
					I. R.Dihedr	70b		3	8		11/243	78/086	05/334	7.6		0.5	1.5	064	E	SS	Transcurrencia pura	
71	-72.724	6.861	Cretácico	Areniscas	R.Optim	71c1		13	24	24	77/007	05/253	12/162		10.3	5	0.37	0.37	070	C	NF	Distensión pura
					R.Optim	71c2		4	11		12/100	73/230	13/007		9.9	4.1	0.38	1.62	099	E	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	71b		4	7		05/034	56/296	33/127		13.4	6.2	0.12	1.88	033	E	SS	Transcurrencia compresiva
72	-72.706	6.746	Cretácico	Areniscas	R.Optim	72		4	6	6	29/116	48/243	28/008		9.5	3.4	0.24	1.76	111	E	UF	Compresión oblicua
73	-72.798	6.767	Jurásico	Areniscas	R.Optim	73a		10	16	16	59/009	26/156	14/254		12.2	6.6	0.27	0.27	174	C	NF	Distensión pura
					I. R.Dihedr	73c		3	6		79/011	03/264	11/174	21		0.5	0.5	083	E	NF	Distensión pura	

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
74	-72.824	6.766	Cretácico	Areniscas	R.Optim	74b		9	35	35	20/056	35/311	48/170		11.2	5.8	0.11	2.11	057	D	UF	Compresión oblicua
					R.Optim	74a1		10	26		67/328	20/179	11/085		8.2	3.5	0.54	0.54	172	C	NF	Distensión pura
					R.Optim	74c		6	16		03/253	63/158	27/345		10.6	7.2	0.62	1.38	074	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	74a2		5	10		65/037	14/160	20/255		3.7	1.8	0.31	0.31	178	E	NF	Distensión pura
75	-72.812	6.832	Jurásico	Conglomerados	R.Optim	75		4	5	5	36/113	49/325	16/215		3.5	1.3	0.47	1.53	120	E	SS	Distensión oblicua
76	-72.900	6.915	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	76c		6	10	10	04/099	56/003	34/192		1.4	1.1	0.26	1.74	100	D	SS	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	76b		3	4		33/241	56/049	05/147	12.3			0.67	1.33	058	E	SS	Transcurrencia pura
77	-72.990	6.848	Jurásico	Granito	R.Optim	77d1		46	107	107	16/122	38/225	47/014		10.9	6.7	0.19	2.19	120	B	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	77b1		19	65		16/066	73/251	02/156		14.8	9.4	0.41	1.59	066	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	77d2		13	42		20/160	65/301	14/065		7.2	2.9	0.34	1.66	158	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	77c		11	29		32/268	46/137	26/016		11.7	5.7	0.32	1.68	094	C	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	77b2		7	18		04/026	33/118	57/290		9.7	6.9	0.31	2.31	024	D	TF	Compresión pura
					R.Optim	77d3		5	11		15/301	25/204	60/058		4.1	1.7	0.17	2.17	122	E	TF	Compresión transcurrenente
78	-72.924	6.758	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	78		7	8	8	13/048	51/154	36/308		6.8	3.8	0.26	1.74	046	D	SS	Transcurrencia compresiva
79	-72.855	6.713	Pz Silúr-Devónico	Filitas	I. R.Dihedr	79		4	5	5	60/051	27/202	12/299	19.6			0.5	0.5	033	E	NF	Distensión pura
80	-72.857	6.680	Jurásico	Cuarzomonzonita	I. R.Dihedr	80		4	5	5	61/215	05/315	28/048	29.6			0.25	0.25	171	E	NF	Distensión pura
81	-72.774	6.667	Cretácico	Calizas	R.Optim	81d1		8	13	13	83/264	05/134	05/043		4.9	1	0.36	0.36	133	D	NF	Distensión pura
					R.Optim	81d2		4	5		08/129	06/220	80/343		12.8	7.2	0.32	2.32	129	E	TF	Compresión pura
82	-72.812	6.594	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	82d		10	24	24	38/338	51/147	05/224		12.8	7.3	0.78	1.22	155	C	SS	Transcurrencia distensiva
					R.Optim	82c		8	14		22/274	04/182	68/082		14.1	7.9	0.27	2.27	095	D	TF	Compresión pura
83	-72.725	6.554	Cretácico	Areniscas	R.Optim	83		6	9	9	80/024	10/209	01/119		9.2	3.2	0.54	0.54	029	D	NF	Distensión pura
84	-72.668	6.634	Cretácico	Areniscas	R.Optim	84b		18	38	38	45/054	45/247	07/150		7.8	3	0.58	0.58	058	C	NS	Distensión oblicua
					R.Optim	84c		7	20		22/066	34/320	48/182		14.4	9.4	0.79	2.79	084	D	UF	Compresión oblicua
					R.Optim	84a		5	13		31/191	59/006	02/100		7.7	2.4	0.19	1.81	011	E	SS	Transcurrencia compresiva
85	-72.839	6.486	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	85a1		6	20	20	74/197	15/359	05/090		14.5	9.4	0.42	0.42	002	D	NF	Distensión pura
					R.Optim	85a2		6	14		26/345	59/130	15/247		9.8	6.1	0.44	1.56	161	D	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	85c		6	8		12/253	77/052	05/162	25.1			0.58	1.42	072	E	SS	Transcurrencia pura
86	-72.773	6.459	Pz Silúr-Devónico	Cuarcitas, ígneos	R.Optim	86c1		6	22	22	25/265	65/077	03/173		6.7	3.3	0.32	1.68	084	E	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	86b		5	16		16/044	12/137	70/263		8.7	6.7	0.48	2.48	041	E	TF	Compresión pura
					I. R.Dihedr	86c2		4	11		05/259	34/166	55/356	23.7			0.25	2.25	080	E	TF	Compresión pura
					R.Optim	86d		4	7		83/215	03/326	07/057		5.2	1.7	0.66	0.66	146	E	NF	Distensión pura

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
87	-72.811	6.437	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	87d1		6	18	18	21/338	53/098	29/235		11.3	5.2	0.36	1.64	154	D	UF	Transcurrencia pura
					R.Optim	87c		7	12		17/288	68/149	13/022		2	0.5	0.72	1.28	111	D	SS	Transcurrencia distensiva
					R.Optim	87d2		4	5		01/337	33/246	56/069		8.7	3	0.12	2.12	156	E	TF	Compresión transcurrenente
88	-72.876	6.432	Jurásico	Diques	R.Optim	88d		10	25	25	29/154	58/306	12/057		10.6	4.4	0.61	1.39	149	C	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	88b		6	15		15/215	74/017	05/124		11.5	5.5	0.17	1.83	035	D	SS	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	88c		5	9		09/276	65/165	23/010	26			0.40	1.60	096	E	SS	Transcurrencia pura
89	-72.714	6.452	Pz Silúr-Devónico	Metarenitas	R.Optim	89b		10	17	17	19/240	45/129	38/346		10.9	4.8	0.50	1.50	066	C	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	89a		3	7		38/004	49/161	12/265	20.6			0.17	1.83	002	E	SS	Distensión oblicua
90	-72.684	6.424	Cretácico	Areniscas	R.Optim	90b1		18	45	45	11/221	47/118	40/321		8.8	4.5	0.59	1.41	046	B	TS	Compresión oblicua
					R.Optim	90b2		9	27		09/055	69/299	18/148		11.1	6.3	0.28	1.72	056	D	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	90c		6	18		20/256	70/083	02/347		7.5	2.5	0.41	1.59	076	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	90a		5	12		16/019	57/136	25/280		8.7	4	0.54	1.46	015	E	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	90d		4	7		27/155	34/265	44/035		7.8	3.2	0.59	2.59	141	E	UF	Compresión oblicua
91	-72.721	6.413	Pz Silúr-Devónico	Pizarras	R.Optim	91c		7	15	15	35/105	52/311	13/204		7.4	3.3	0.45	1.55	110	D	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	91d		4	8		05/336	81/214	07/066	29.6			0.5	1.50	155	E	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	91b		3	4		33/055	55/256	10/151	23.6			0.67	1.33	059	E	SS	Transcurrencia pura
92	-72.702	6.339	Cretácico	Areniscas	R.Optim	92d1		22	41	41	53/109	37/300	05/206		11.9	5	0.62	0.62	115	B	NF	Distensión pura
					R.Optim	92d2		5	19		25/119	21/019	57/254		6	5.1	0.57	2.57	132	E	TF	Compresión pura
					I. R.Dihedr	92c		6	14		30/299	21/042	52/161	22.3			0.42	2.42	108	D	UF	Compresión pura
					I. R.Dihedr	92b		6	8		74/135	02/037	16/306	25.4			0.58	0.58	036	D	NF	Distensión pura
93	-72.819	6.370	Jurásico	Cuarzomonzonita	R.Optim	93d		12	22	22	05/123	48/028	41/217		9.5	4.3	0.05	1.95	123	C	TS	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	93c		6	10		08/081	70/327	18/173	27.9			0.50	1.50	081	D	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	93a		4	4		36/359	48/142	19/254	26.2			0.25	1.75	174	E	SS	Distensión oblicua
94	-72.834	6.279	Cretácico	Calizas	R.Optim	94c1		7	16	16	01/105	00/015	89/258		6.8	2.5	0.25	2.28	105	E	TF	Compresión pura
					R.Optim	94c2		6	9		38/256	46/113	19/002		9.2	3.5	0.10	1.90	078	D	SS	Distensión oblicua
95	-72.779	6.216	Pz Ordov-Silúrico	Intrusivo	R.Optim	95d1		18	36	36	19/292	50/178	34/035		11.8	6.7	0.15	1.85	114	B	SS	Compresión oblicua
					R.Optim	95c		7	18		28/277	54/055	20/176		6.8	2.7	0.44	1.56	092	D	UF	Transcurrencia pura
					R.Optim	95d2		5	11		15/326	57/080	29/228		10.5	4.4	0.28	1.72	144	E	SS	Transcurrencia compresiva
					I. R.Dihedr	95d3		4	6		83/141	06/299	03/030	29.2			0.38	0.38	120	E	NF	Distensión pura

Continuación Tabla 2-1.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	Método	Tensor	Gráfica Tensor	n	n subset	N	Ejes esfuerzos			Counting Deviation-R.Dihedr	$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Mapa Mundial Esfuerzos	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)									$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$									
96	-72.769	6.157	Pz Devónico	Conglomerados	R.Optim	96d1		44	110	110	38/310	43/174	23/060		9.5	4.8	0.21	1.79	135	B	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	96c		35	66		29/098	10/194	58/301		12.2	7	0.37	2.37	093	C	TF	Compresión pura
					R.Optim	96a1		13	31		72/034	14/171	12/264		13.2	6.6	0.80	0.80	175	C	NF	Distensión transcurrente
					R.Optim	96d2		7	18		04/117	00/027	86/292		6.4	2.4	0.12	2.12	117	D	TF	Compresión transcurrente
					R.Optim	96a2		4	11		73/186	17/360	02/090		3.6	3.5	0.51	0.51	000	E	NF	Distensión pura
					I. R.Dihedr	96d3		4	7		10/151	66/038	21/245	27.8			0.38	1.62	152	E	SS	Transcurrencia pura
97	-72.719	6.122	Cretácico	Areniscas	R.Optim	97d1		22	51	51	42/108	39/330	23/221		8.1	3.3	0.52	0.52	122	B	UF	Distensión oblicua
					R.Optim	97d2		10	29		02/142	88/340	01/232		6.7	1.7	0.16	1.84	142	C	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	97c		6	19		02/265	54/357	36/174		6.3	2.3	0.32	1.68	085	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	97a		6	13		10/195	50/062	38/293		6.7	3.7	0.32	1.68	017	D	SS	Transcurrencia pura
					I. R.Dihedr	97d3		4	7		73/278	16/124	07/032	23			0.88	0.88	122	E	NF	Distensión transcurrente
98	-72.733	5.991	Cretácico	Areniscas	R.Optim	98d		17	31	31	06/117	70/222	19/025		9	3.5	0.09	1.191	117	C	SS	Transcurrencia compresiva
					R.Optim	98b		5	14		58/283	12/033	29/130		10	4.2	0.83	0.83	042	E	NF	Distensión transcurrente
					I. R.Dihedr	98c		4	9		15/083	46/190	40/340	25.2			0.38	1.62	079	E	UF	Compresión oblicua
					I. R.Dihedr	98a		3	5		77/135	12/344	06/252	18.1			0.67	0.67	161	E	NF	Distensión pura
99	-72.771	6.022	Jurásico	Intrusivo	R.Optim	99d		10	25	25	15/128	75/316	02/218		11.5	6.7	0.51	1.49	128	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	99c		7	15		11/259	54/154	34/357		3.4	1.3	0.61	1.39	083	D	SS	Transcurrencia pura
					R.Optim	99b		4	8		18/022	72/204	00/113		11.6	6.7	0.31	1.69	022	E	SS	Transcurrencia pura
100	-72.821	5.923	Cretácico	Areniscas	R.Optim	100		4	6	6	52/119	28/252	23/355		1	0.1	0.57	0.57	093	E	UF	Distensión pura

### 2.4.1 Generalidades de los tensores obtenidos

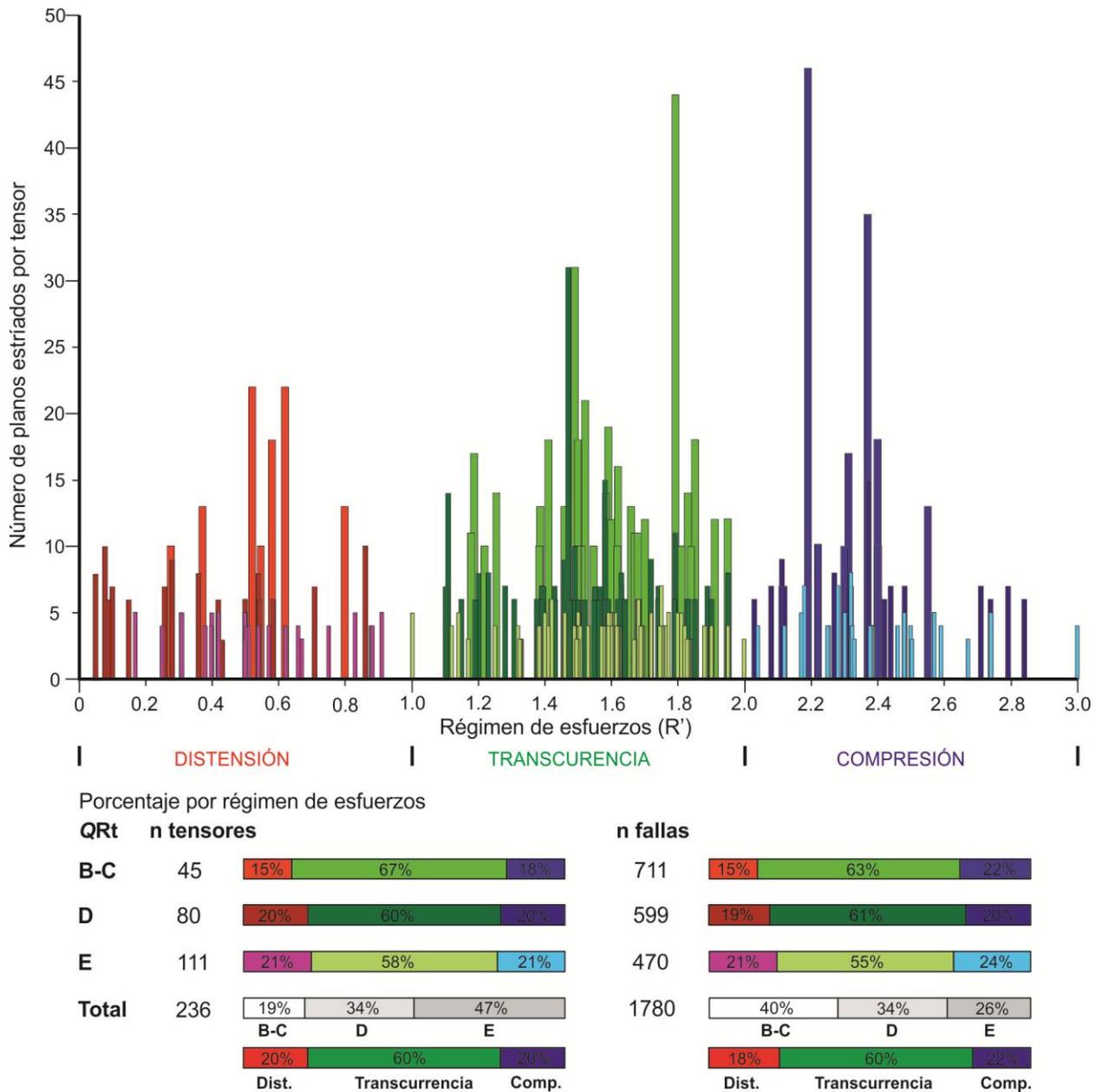
En cada estación se obtuvo uno o más tensores dependiendo del número de planos estriados medidos. Cada tensor se analizó en primera instancia por la relación de esfuerzos  $R$  y  $R'$ . La representación de  $R'$  permite visualizar los datos y tener idea general de los regímenes de esfuerzo obtenidos (Figura 2-7). Al graficar el número de planos estriados que utilizó cada tensor ( $n$ ) se puede observar que la gran mayoría corresponden con un régimen de transurrencia (60%), y que los tensores asociados con extensión y compresión se distribuyen en la zona de manera homogénea (18% y 22%, respectivamente), porcentajes similares se presentan si se compara el número de tensores que representa cada régimen de esfuerzo (Extensión 20%, Transurrencia 60% y Compresión 20%).

Considerando el factor de calidad de los tensores ( $QRt$ : B-C, D y E) se realizó un análisis discriminado, tanto por número de tensores como por número de planos involucrados, esto permite ver que los porcentajes son similares en ambos casos en relación con los tensores que representan los regímenes de esfuerzo. La única diferencia notable es que los tensores B-C representan el 19% del total, aunque involucran el 40% del número de planos, mientras los tensores de calidad E son el 47% del total, pero sólo con el 26% del total de los planos. Esto ratifica que el factor de calidad  $QRt$  está en función principalmente del  $n$ , pero estos tensores E se consideran de todas maneras apropiados para el análisis estructural ya que involucran otros factores importantes como distintas direcciones de los planos, compatibilidad mecánica (círculo de Mohr y lineaciones tangenciales) y una distribución cercana a 0 en la función  $F5$  de los pocos planos involucrados, según se explicó en el método de análisis (Figura 2-6).

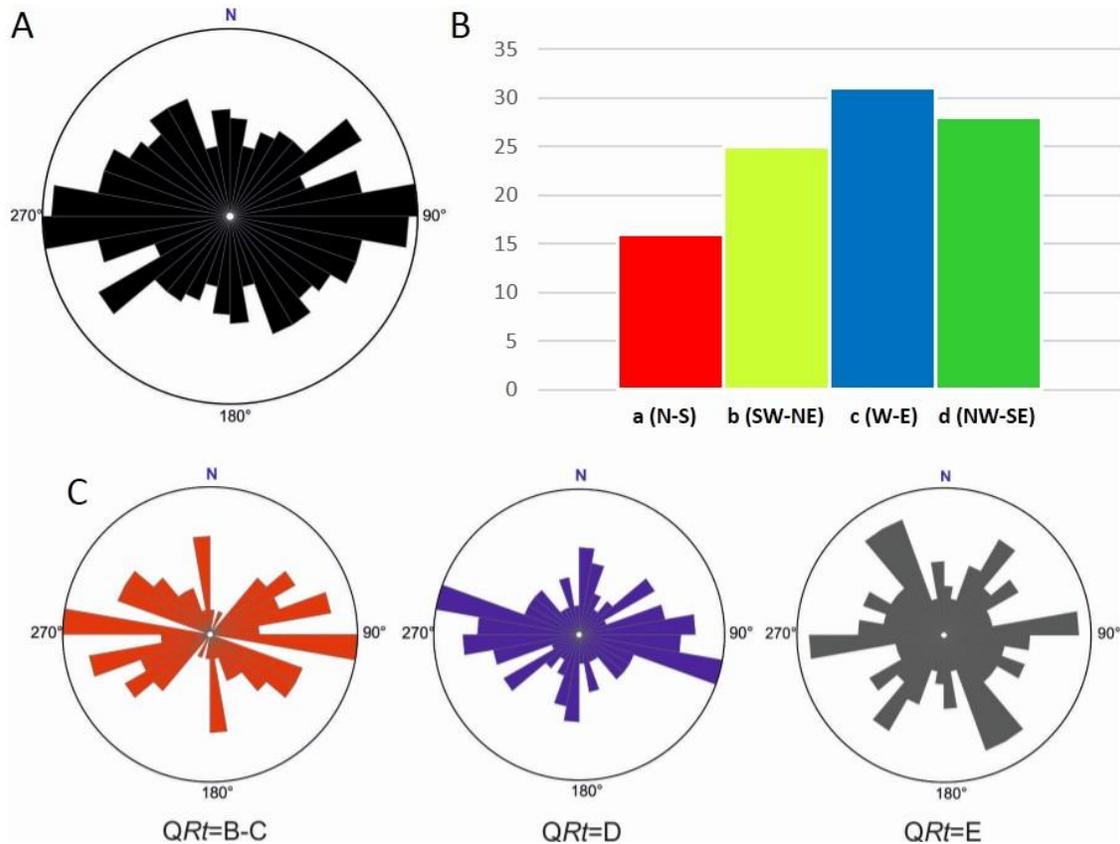
Un análisis de las direcciones predominantes del esfuerzo ( $\sigma$ ) horizontal máximo (SHm) en diagramas Rosa (Figura 2-8A) con todos los tensores ( $n=236$ ) deja ver que la orientación de los tensores es muy variada, pero se nota un predominio W-E y un pico importante al NE. Con el objetivo de realizar un análisis de la orientación, distribución y temporalidad de los tensores obtenidos se agruparon en cuatro rangos de dirección: N-S (tensor a,  $180^\circ \pm 20^\circ$ ), SW-NE (tensor b,  $20^\circ - 70^\circ$ ), W-E (tensor c,  $90^\circ \pm 20^\circ$ ) y SE-NW (tensor d,  $110^\circ - 160^\circ$ ). Estos cuatro tensores muestran la siguiente distribución porcentual: a=16%, b=25%, c=31% y d=28% (Figura 2-8B). Al discriminar el SHm de los tensores por calidad  $QRt$  (Figura 2-8C) se muestra también el predominio de la dirección W-E (Tensor c) en los

tensores de mayor calidad B-C y D, mientras los tensores E exponen mejor los tensores W-E (Tensor c), NW (Tensor d) y NE (Tensor b).

**Figura 2-7.** Distribución de los tensores de esfuerzos obtenidos según el régimen de esfuerzos resultante y el número de planos involucrados en cada tensor. También se muestra la distribución porcentual por régimen de esfuerzos según calidad (QRt), tanto para el número de tensores y como para el número de fallas. Mayor explicación en el texto.



**Figura 2-8.** A. Distribución de los tensores (n=236) según el Esfuerzo Principal Horizontal Máximo (SHm), B. histograma según su proporción. C. SHm de los tensores separados por calidad QRt, B-C (n=45, max=11.11%), D (n= 80, max=12.5%) y E (n=111, max=9.01%). Diagramas rosa con intervalos cada 10°. Rosas con software GeoRose (Yong Technology Inc, 2015).



### 2.4.2 Orientación y distribución de los tensores

Los múltiples tensores que se presentan en cada estación de trabajo se examinan en el marco de la geología regional y estructural de la zona (figuras 2-2 y 2-3) para de esa manera entender la cinemática de las principales fallas del área. Con este análisis se propone un modelo de zonas de deformación (Figura 2-9), consecuencia de la variación de los paleotensores.

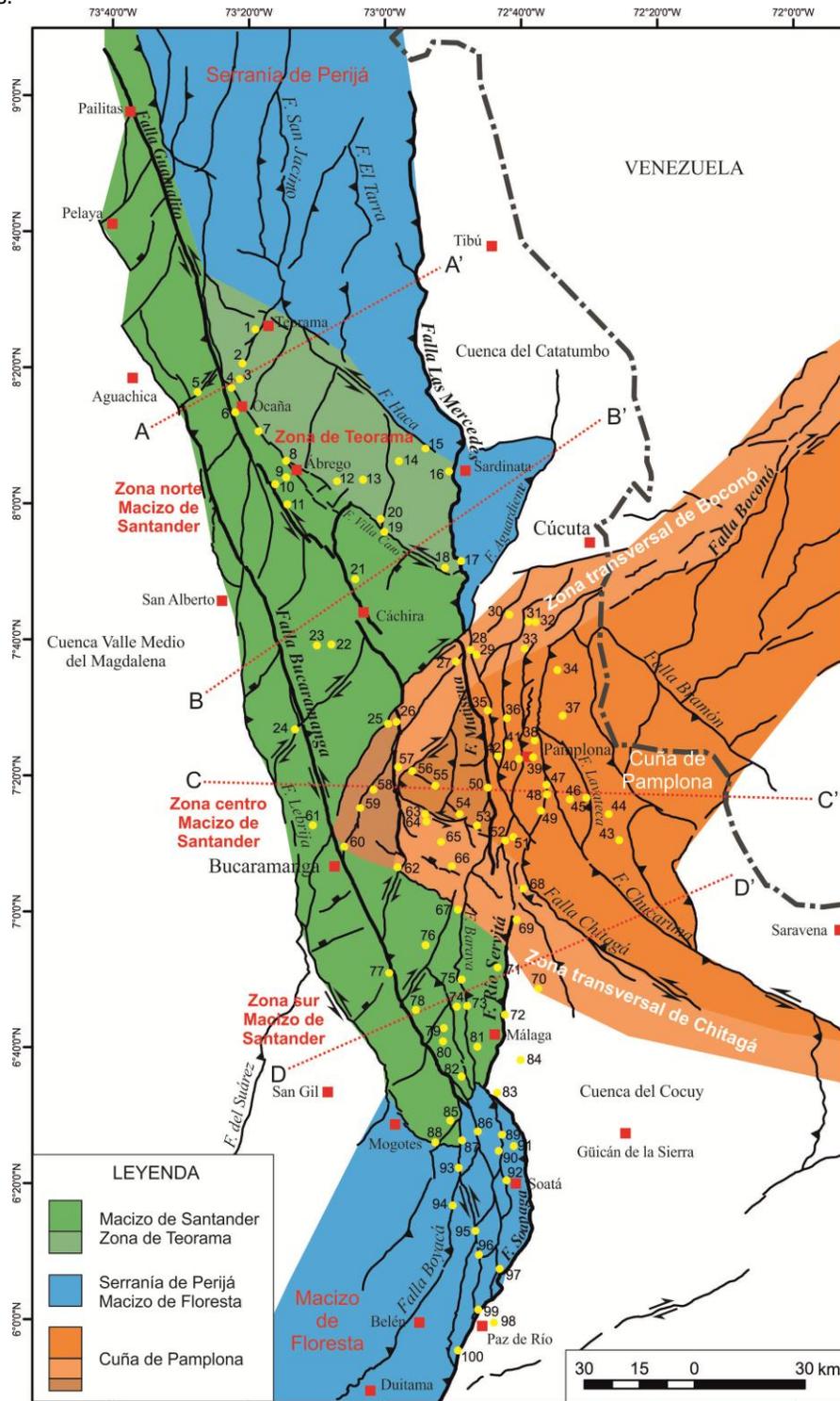
La cartografía geológica compilada por el SGC (Gómez *et al.*, 2015 a partir de mapas es escala 1:100.000) muestra tres zonas donde predominan las fallas inversas, ubicadas en la Serranía de Perijá, Cuña de Pamplona y Macizo de Floresta, cabalgamientos en estilos estructurales de piel gruesa y delgada hacia los bordes y límites con las cuencas de Catatumbo y El Cocuy (Figura 2-3). Las fallas de rumbo se encuentran a lo largo del Macizo

de Santander con orientación preferencial NNW, y al norte en una zona de transición con la Serranía de Perijá (Teorama) con fallas de rumbo NW. Al sur del Macizo de Santander también se nota una zona de transcurrencia con fallas N-S, al unirse con el Macizo de Floresta. La Cuña de Pamplona está limitada por las zonas transversales de Boconó y Chitagá, donde se presentan estructuras complejas con fallas locales de rumbo subparalelas a las estructuras mayores y algunas fallas inversas menores con orientación casi transversal u oblicua (Figura 2-2). Se plantea aquí que la influencia de la Cuña de Pamplona y sus zonas transversales afecta la parte central de Macizo de Santander, como se muestra en la Figura 2-9 y más adelante (ver interpretación y discusión).

Según la distribución de las estaciones de campo, y para entender las variaciones de los tensores en tiempo y espacio, los resultados se tabulan según su ubicación en las zonas propuestas en la Figura 2-9 (Tabla 2-2): (i) Norte (Teorama, norte Macizo de Santander), (ii) Centro (Centro Macizo de Santander, Zona transversal NE de Boconó, Cuña de Pamplona y Zona transversal NW de Chitagá) y (iii) Sur (sur Macizo de Santander y Macizo de Floresta). La disposición de los tensores en la Tabla 2-2 se hizo subdividiendo cada uno de los cuatro tensores en cinco categorías correspondientes a los tres regímenes de esfuerzo principales y los dos intermedios, es decir, tensión, transtensión, transcurrencia, transpresión y compresión. Al analizar la distribución general de los tensores (Tabla 2-2) según la ubicación de las estaciones (figuras 2-3 y 2-9) se puede mencionar que el 36% de los tensores se encuentran en la zona Sur, donde se localiza aproximadamente el 30% de las estaciones; que el 18% de los tensores se ubica en la zona norte, donde está aproximadamente el 25% de estaciones, lo que implica menos planos involucrados; y que en la zona más extensa (Centro), donde se localiza el 49% de las estaciones se presenta el 46% del total de tensores.

La distribución de los tensores por regímenes de esfuerzo (Tabla 2-2) se presenta con números y porcentajes en la Tabla 2-3, y se puede analizar desde dos puntos de vista: (i) por la cantidad de tensores presentes en cada zona (Tabla 2-3 verticalmente), y (ii) por el régimen de esfuerzo en cada uno de los tensores (Tabla 2-3, horizontalmente). Además, es posible resumir la presencia de los cuatro tensores en cada una de las zonas (Tabla 2-4 y Figura 2-10), así como la distribución porcentual de los regímenes de esfuerzo que en cada zona están involucrados en todos los tensores (Tabla 2-5 y Figura 2-11). Con base en esta forma de presentar los datos es posible hacer los siguientes análisis:

**Figura 2-9.** Mapa de zonas de deformación y estructuras mayores. El Macizo de Santander se caracteriza por cinemática de rumbo de sus fallas longitudinales, mientras en la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta las fallas se han presentado como inversas. En la Cuña de Pamplona también predominan fallas inversas y sus zonas transversales de Boconó y Chitagá están dominadas por el movimiento de rumbo dextral y sinistral. La influencia de la Cuña de Pamplona se asume hasta la parte central de Macizo de Santander en las zonas demarcadas.



**Tabla 2-2.** Localización de tensores por régimen de esfuerzos, Compresión (Compr.), Transcurrencia (Tr.) y Extensión (Ext.) y regímenes intermedios. QRT: **B-C (rojo)**, **D (azul)**, **E (negro)**. Subrayados y en negrilla los tensores recientes.

		Zona Norte		Zona Central			Zona Sur			
Zona		Norte Macizo Santander - Teorama (T)	Norte Macizo Santander (NS)	Centro Macizo Santander (CS)	Zona Transversal NE de Boconó (B)	Cuña de Pamplona (P)	Zona Transversal NW de Chitagá (CH)	Sur Macizo Santander (SS)	Macizo Floresta (F)	
Sitios analizados (estaciones de campo)		1, 2, 3, 4, 7, 8, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20	5, 6, 9, 10, 11, 21	22, 23, 24, 25, 26, 50, 53, 54, 55, 56, 57, 58, 59, 60, 61	27, 28, 29, 30, 31, 32, 33,	34, 35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47, 48, 49, 51, 52	62, 63, 64, 65, 66, 67, 68, 69, 70	71, 72, 73, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 84, 85, 88	83, 86, 87, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100	
Número de estaciones		15	6	14	8	18	9	15	15	
Porcentaje de estaciones por zona general		21		49			30			
Tensores Régimen de esfuerzos	Tensor d NW-SE (Shm: 110-160)	Comp.	7d, <u>16d1</u> , 16d2	5d	26d, 57d, 59d	<u>31d1</u>	40, 45d, 47d	<u>62d</u>	<u>77d1</u> , 81d2	90d, 92d2, <u>93d</u> , <u>95d1</u>
			13d		56d, 61	31d3	<u>42</u>	69d, 70d	77d3	87d2, 95d2, <u>96d2</u> , <u>98d</u>
		Tr.	8d, <u>17d</u>	<u>10d</u>	50d, 54d		44, <u>49d1</u>	64d, 67	<u>77d2</u> , <u>88d</u>	<u>87d1</u> , 91d, <u>97d2</u> , <u>99d</u>
		Dist.			55d	27, <u>29d</u> , <u>30d</u> , <u>31d2</u>	49d2, 51d	65, 66, 68	75, 81d1	86d, <u>92d1</u> , 95d3, <u>96d1</u> , <u>97d1</u>
	Tensor c W-E (Shm: 90±20)	Comp.	<u>8c1</u>	5c, 9, <u>10c2</u> , 21c	<u>53c1</u>	28c2	34, 39c, <u>47c</u>		72, <u>82c</u> , <u>84c</u>	86c2, <u>92c</u> , 94c1, <u>96c</u> , 98c
			14c	11c	<u>50c</u> , <u>59c</u>		<u>37</u> , <u>49c1</u> , 49c2		76c	
		Tr.	3, <u>4c1</u> , <u>4c2</u> , <u>7c</u> , <u>8c2</u> , <u>12c</u> , <u>13c</u> , <u>16c</u> , <u>20c</u>	<u>10c1</u>	<u>22</u> , <u>23c</u> , 53c2, <u>56c</u> , 60c		<u>43c</u>	63c	71c2, <u>74c</u> , 85c, 88c	86c1, <u>90c</u> , <u>91c</u> , <u>93c</u> , <u>95c</u> , <u>97c</u> , <u>99c</u>
		Dist.	<u>2c</u>		24c, <u>55c</u>	33	36, <u>48c</u> , 49c3, 52c		<u>71c1</u> , 73c, <u>77c</u>	<u>94c2</u> , 100
	Tensor b SW-NE (Shm: 20-70)	Comp.	<u>12b</u>		<u>24b</u> , <u>57b</u> , 55b3		38b2, <u>39b</u> , 43b, 48b2	<u>69b1</u> , 63b2	<u>74b</u> , <u>77b2</u>	86b, <u>89b</u> , <u>90b1</u>
			1, 2b	11b	<u>60b1</u>		<u>48b1</u>		71b, 78, 88b	<u>90b2</u>
		Tr.	<u>7b</u> , 19		<u>23b</u> , 25b, <u>55b1</u> , <u>56b</u> , 60b2	28b	35, 47b, <u>51b</u> , 52b	<u>63b1</u> , 70b	76b, <u>77b1</u>	91b, 99b
		Dist.	20b		<u>54b1</u>		<u>49b</u>	69b2		98b
	Tensor a N-S (Shm: 180±20)	Comp.	<u>8a</u> , <u>14a</u>		<u>25a</u> , <u>53a</u> , <u>58a1</u> , <u>58a2</u> , 60a	30a	49a			
				<u>6</u>		<u>28a</u>			84a	
		Tr.	18		<u>26a</u>				85a2	90a, 97a
		Dist.	<u>16a</u>				<u>46</u>	62a		<u>96a1</u>
		<u>2a</u> , <u>15</u> , <u>17a</u>		55a, 56a		45a, <u>48a</u>	<u>63a</u>	<u>73a</u> , <u>74a1</u> , <u>74a2</u> , 80, <u>85a1</u>	89a, 93a, 96a2, 98a	
	Número de tensores por zona	31	11	39	16	36	18	35	50	
	Porcentaje de tensores por zona general	18		46			36			

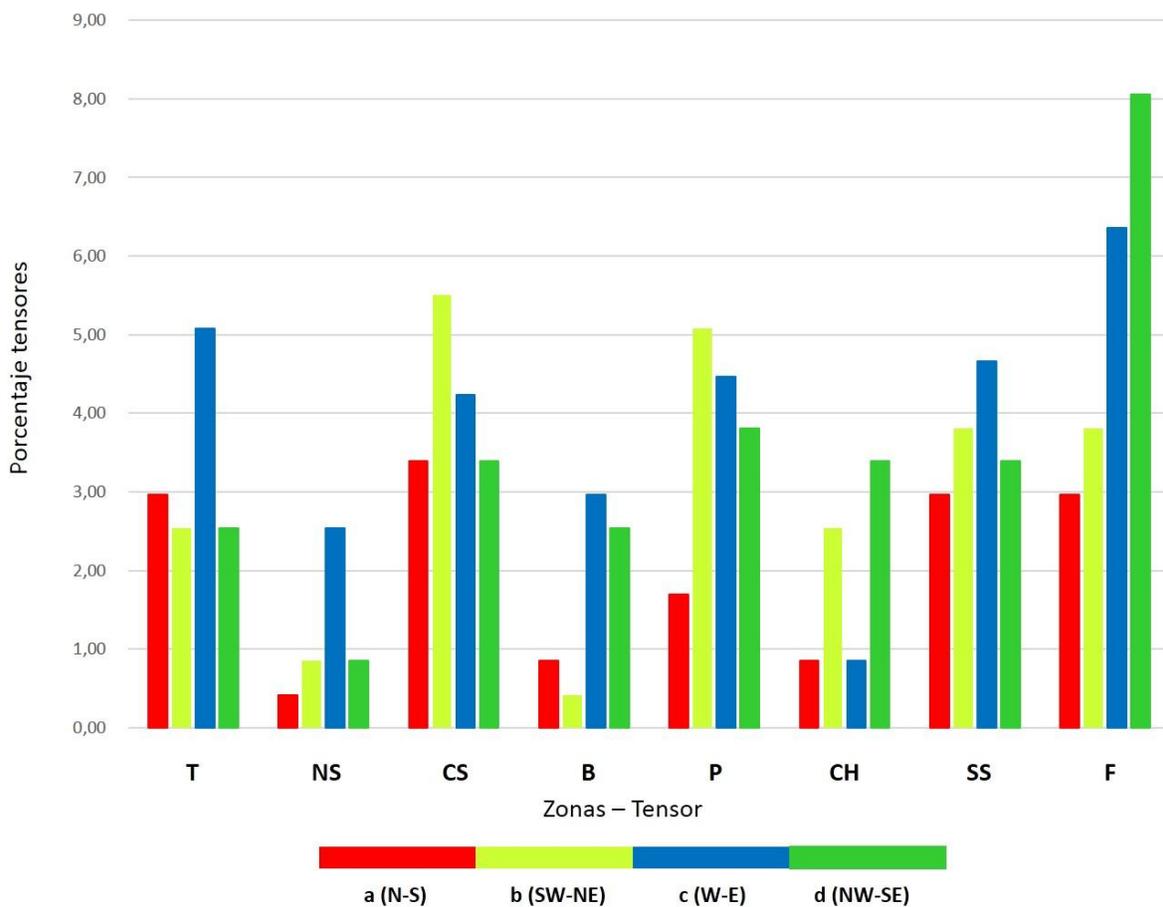
**Tabla 2-3.** Resumen de la distribución de tensores en las distintas zonas según régimen de esfuerzos.

Zona		Distribución de tensores por zona									Porcentaje de tensores por zona									Porcentaje de tensores por régimen de esfuerzos											
		T	NS	CS	B	P	CH	SS	F		T	NS	CS	B	P	CH	SS	F		T	NS	CS	B	P	CH	SS	F				
Tensores Régimen de esfuerzos	Tensor d NW-SE (Shm: 110-160)	Comp.	3	1	3	1	3	1	2	4	18		9,68	9,09	7,69	6,25	8,33	5,56	5,71	8,00	7,63		16,67	5,56	16,67	5,56	16,67	5,56	11,11	22,22	100,00
		Tr.	1	0	2	1	1	2	1	4	12		3,23	0,00	5,13	6,25	2,78	11,11	2,86	8,00	5,08		8,33	0,00	16,67	8,33	8,33	16,67	8,33	33,33	100,00
		Dist.	2	1	2	0	2	2	2	4	15	66	6,45	9,09	5,13	0,00	5,56	11,11	5,71	8,00	6,36	27,97	13,33	6,67	13,33	0,00	13,33	13,33	13,33	26,67	100,00
		Tr.	0	0	0	0	1	0	1	2	4		0,00	0,00	0,00	0,00	2,78	0,00	2,86	4,00	1,69		0,00	0,00	0,00	0,00	25,00	0,00	25,00	50,00	100,00
		Dist.	0	0	1	4	2	3	2	5	17		0,00	0,00	2,56	25,00	5,56	16,67	5,71	10,00	7,20		0,00	0,00	5,88	23,53	11,76	17,65	11,76	29,41	100,00
	Tensor c W-E (Shm: 90±20)	Comp.	1	4	1	1	3	0	3	5	18		3,23	36,36	2,56	6,25	8,33	0,00	8,57	10,00	7,63		5,56	22,22	5,56	5,56	16,67	0,00	16,67	27,78	100,00
		Tr.	1	1	2	0	3	0	1	0	8		3,23	9,09	5,13	0,00	8,33	0,00	2,86	0,00	3,39		12,50	12,50	25,00	0,00	37,50	0,00	12,50	0,00	100,00
		Tr.	9	1	5	0	1	1	4	7	28	74	29,03	9,09	12,82	0,00	2,78	5,56	11,43	14,00	11,86	31,36	32,14	3,57	17,86	0,00	3,57	3,57	14,29	25,00	100,00
		Tr.	0	0	0	1	0	1	0	1	3		0,00	0,00	0,00	6,25	0,00	5,56	0,00	2,00	1,27		0,00	0,00	0,00	33,33	0,00	33,33	0,00	33,33	100,00
		Dist.	1	0	2	5	4	0	3	2	17		3,23	0,00	5,13	31,25	11,11	0,00	8,57	4,00	7,20		5,88	0,00	11,76	29,41	23,53	0,00	17,65	11,76	100,00
	Tensor b SW-NE (Shm: 20-70)	Comp.	1	0	3	0	4	2	2	3	15		3,23	0,00	7,69	0,00	11,11	11,11	5,71	6,00	6,36		6,67	0,00	20,00	0,00	26,67	13,33	13,33	20,00	100,00
		Tr.	2	1	1	0	1	0	3	1	9		6,45	9,09	2,56	0,00	2,78	0,00	8,57	2,00	3,81		22,22	11,11	11,11	0,00	11,11	0,00	33,33	11,11	100,00
		Tr.	2	0	5	1	4	2	2	2	18	58	6,45	0,00	12,82	6,25	11,11	11,11	5,71	4,00	7,63	24,58	11,11	0,00	27,78	5,56	22,22	11,11	11,11	11,11	100,00
		Tr.	1	0	1	0	1	1	0	1	5		3,23	0,00	2,56	0,00	2,78	5,56	0,00	2,00	2,12		20,00	0,00	20,00	0,00	20,00	20,00	0,00	20,00	100,00
		Dist.	0	1	3	0	2	1	2	2	11		0,00	9,09	7,69	0,00	5,56	5,56	5,71	4,00	4,66		0,00	9,09	27,27	0,00	18,18	9,09	18,18	18,18	100,00
	Tensor a N-S (Shm: 180±20)	Comp.	2	0	5	1	1	0	0	0	9		6,45	0,00	12,82	6,25	2,78	0,00	0,00	0,00	3,81		22,22	0,00	55,56	11,11	11,11	0,00	0,00	0,00	100,00
		Tr.	0	1	0	1	0	0	1	0	3		0,00	9,09	0,00	6,25	0,00	0,00	2,86	0,00	1,27		0,00	33,33	0,00	33,33	0,00	0,00	33,33	0,00	100,00
		Tr.	1	0	1	0	0	0	1	2	5	38	3,23	0,00	2,56	0,00	0,00	0,00	2,86	4,00	2,12	16,10	20,00	0,00	20,00	0,00	0,00	20,00	40,00	100,00	
		Tr.	1	0	0	0	1	1	0	1	4		3,23	0,00	0,00	0,00	2,78	5,56	0,00	2,00	1,69		25,00	0,00	0,00	0,00	25,00	25,00	0,00	25,00	100,00
		Dist.	3	0	2	0	2	1	5	4	17		9,68	0,00	5,13	0,00	5,56	5,56	14,29	8,00	7,20		17,65	0,00	11,76	0,00	11,76	5,88	29,41	23,53	100,00
Número de tensores por zona		31	11	39	16	36	18	35	50	236	236	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100	100	13,14	4,66	16,53	6,78	15,25	7,63	14,83	21,19	100,00	

**Tabla 2-4.** Porcentaje de tensores por zona, calculado sobre el total de tensores en toda el área (n=236).

Zona Tensor	T	NS	CS	B	P	CH	SS	F
<b>a (N-S)</b>	2,97	0,42	3,39	0,85	1,69	0,85	2,97	2,97
<b>b (SW-NE)</b>	2,54	0,85	5,51	0,42	5,08	2,54	3,81	3,81
<b>c (W-E)</b>	5,08	2,54	4,24	2,97	4,46	0,85	4,66	6,36
<b>d (NW-SE)</b>	2,54	0,85	3,39	2,54	3,81	3,39	3,39	8,05
<b>%</b>	13	5	17	7	15	8	15	21

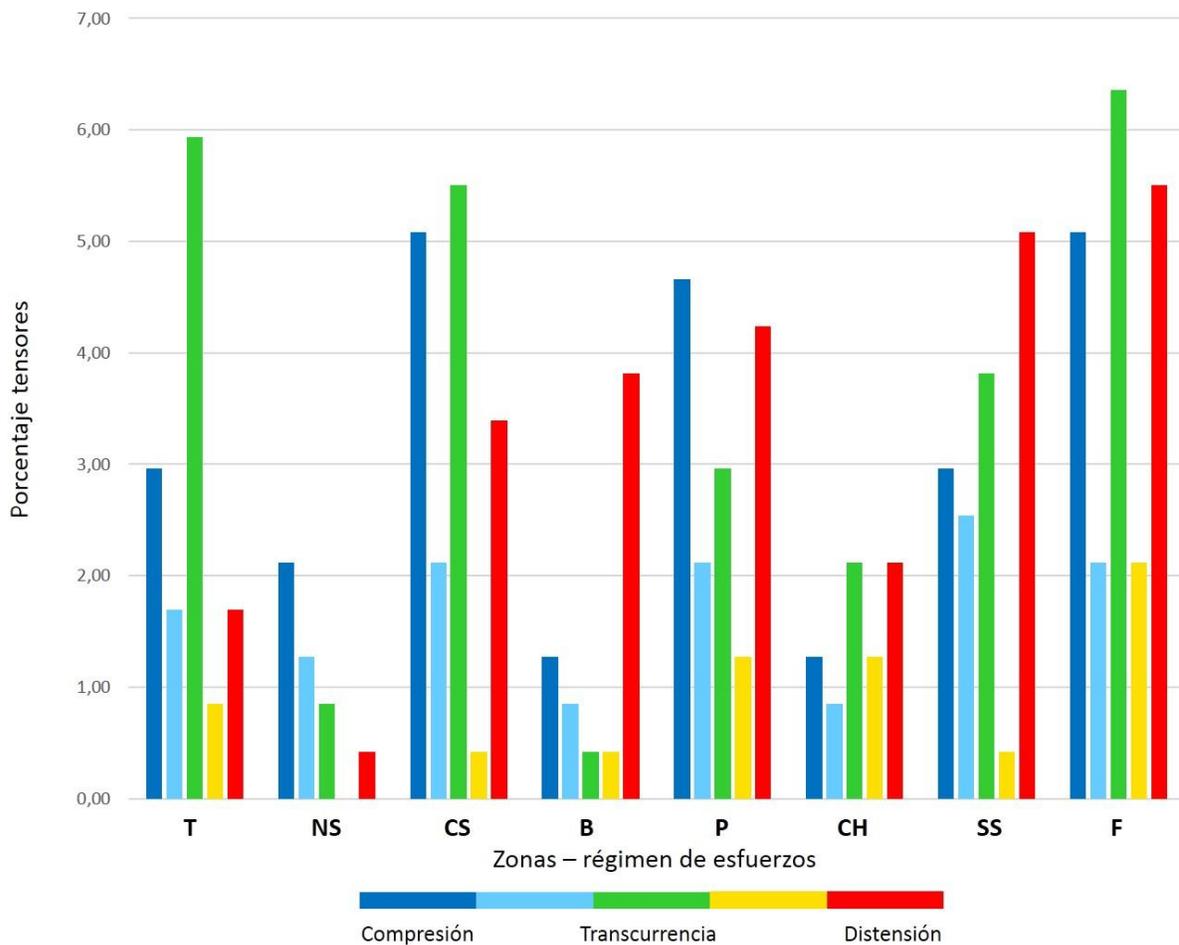
**Figura 2-10.** Histogramas con la distribución de los tensores en cada una de las zonas (Tabla 2-2, Figura 2-9). Datos de Tabla 2-4.



**Tabla 2-5.** Porcentaje de régimen de esfuerzos por zona

ZONA Régimen esfuerzos	T	NS	CS	B	P	CH	SS	F
Compresión	2,97	2,12	5,08	1,27	4,66	1,27	2,97	5,08
Comp. - Transc.	1,69	1,27	2,12	0,85	2,12	0,85	2,54	2,12
Transcurrencia	5,93	0,85	5,51	0,42	2,97	2,12	3,81	6,36
Dist. - Transc.	0,85	0,00	0,42	0,42	1,27	1,27	0,42	2,12
Distensión	1,69	0,42	3,39	3,81	4,24	2,12	5,08	5,51

**Figura 2-11.** Histograma con la distribución de los regímenes de esfuerzo representados en todos los tensores para cada una de las zonas de análisis (Tabla 2-2, Figura 2-9). Datos de Tabla 2-5.



El sector donde se presenta mayor cantidad y variedad de tensores es el Macizo de Floresta (50 que representan el 21% del total, Tabla 2-3), donde sólo se localizan 15 de las estaciones de trabajo (Tabla 2-2), mientras en las demás zonas el número de tensores es aproximadamente el doble del número de estaciones allí localizadas, salvo en la parte central y sur del Macizo de Santander, donde la proporción es un poco mayor (Tabla 2-2).

En la zona de Teorama se encontraron 31 tensores y sobresale el c (W-E) (Tablas 2-3 y 2-4, Figura 2-10), además con predominio de un régimen de transcurrencia pura con el 29% del total de los tensores del sector (9 de 31). De los 11 tensores ubicados en la zona Norte del Macizo de Santander, 6 corresponden al tensor c (W-E), el cual se expresa especialmente con compresión. En la parte central del macizo, los 31 tensores están distribuidos de forma homogénea. A pesar de no ser muy extensas en área, las zonas transversales de Pamplona y Chitagá (Figura 2-9) presentan 16 y 18 tensores, respectivamente; en la primera se destacan los tensores c (W-E) y d (NW-SE), ambos con régimen extensivo; en la segunda predominan los tensores b (SW-NE) y d (NW-SE) con variados regímenes de esfuerzo, éste último tensor paralelo a la Falla de Chitagá. La zona de Pamplona presenta 36 tensores con una distribución relativamente homogénea en el área, aunque con algún predominio de los tensores b (SW-NE) y c (W-E); el tensor b es paralelo a la Falla de Boconó. La zona Sur del Macizo de Santander es donde se distribuyen de forma más regular los tensores, aunque proporcionalmente sobresale el tensor a (N-S) con un régimen de esfuerzos distensivo. En el Macizo de Floresta se da una distribución irregular de los 50 tensores, con predominio del tensor d (NW-SE), paralelo a la Falla de Bucaramanga, aunque se puede distinguir un pico de 7 tensores c (W-E) en régimen de transcurrencia pura.

En resumen, de la distribución general de los tensores en el área de estudio regional (Figura 2-10), se puede observar que el tensor a (N-S) está presente de manera homogénea en todas las zonas, salvo en Norte Macizo de Santander, por el menor número de estaciones; en la Cuña de Pamplona el porcentaje resulta similar si se agregan los tensores de sus zonas transversales de Boconó y Chitagá. El tensor b (SW-NE) también es común regionalmente, pero destaca en el la Cuña de Pamplona y Centro del Macizo de Santander; hay que mencionar que el pico observado de este tensor en SHm (Figura 2-8A) es muy similar al rumbo de la Falla de Boconó. El tensor c (W-E) es el de distribución más regular en toda el área, mientras el tensor d (NW-SE) muestra un incremento hacia el sur,

destacando en el Macizo de Floresta y en la zona transversal de Chitagá (con rumbo de la falla similar al tensor).

### **2.4.3 Regímenes de esfuerzo**

En cuanto al régimen de esfuerzos en que se presenta cada tensor (Tablas 2-2, 2-3 y 2-5), el tensor a (N-S) se muestra especialmente en extensión con predominio en el Macizo de Floresta y en la zona Sur del de Santander; también se destaca un pico en la zona central del Macizo de Santander con un régimen compresivo, aunque todas las estaciones se ubican en zona de influencia de la Cuña de Pamplona (Figura 2-9).

El tensor b (SW-NE) se observa principalmente en el centro del Macizo de Santander y la zona de Pamplona; en toda el área de estudio con relativo predominio de régimen de transcurrancia pura (18 tensores) y compresivo (15 tensores).

El tensor c (W-E) se presenta especialmente en régimen de transcurrancia pura en 28 tensores, entre los cuales sobresalen los ubicados en los extremos del área, en la zona de Teorama y en el Macizo de Floresta, además, otros en centro y sur del Macizo de Santander; con régimen compresivo se encontró también al norte del Macizo de Santander y en Floresta; y en extensión se destaca en la Zona Transversal de Boconó.

El tensor d (NW-SE) en un número de 19 se ubica en el Macizo de Floresta, con variado régimen de esfuerzos, aunque predomina ligeramente en extensión. También se destaca en la Zona Transversal de Boconó en extensión.

La sumatoria de los regímenes de esfuerzo en los cuatro tensores (Tabla 2-5, Figura 2-11) permite confirmar que la distensión ha sido mayor al sur y decrece paulatinamente hacia el norte, mientras la compresión ha sido relativamente uniforme en toda el área, y la transcurrancia ha sido el régimen predominante, especialmente en los extremos (Teorama y Macizo de Floresta) y en la parte central del Macizo de Santander.

#### 2.4.4 Temporalidad

A partir de los indicadores cinemáticos y siguiendo los criterios de campo, en algunas estaciones fue posible identificar los planos estriados correspondientes a los tensores más recientes, los cuales se muestran subrayados en la Tabla 2-2. Del total de 14 tensores recientes, ocho corresponden al tensor c (W-E), y de éstos, cinco se ubican en la Cuña de Pamplona, dos en el Centro del Macizo de Santander (en estaciones ubicadas en área de influencia de la Cuña de Pamplona, Figura 2-9) y uno en la zona de Teorama bajo un régimen transcurrente. De los restantes, hay tres tensores recientes que se identificaron como d (NW-SE) en las zonas transversales de Boconó y Chitagá y dos como tensor b (SW-NE) compresivo en la Cuña de Pamplona y en la zona transversal de Chitagá. Además, hay un tensor más al norte, en la Zona de Teorama (Estación 17, hacia el municipio de Gramalote), que fue identificado como tensor a (N-S), pero en distensión.

Otra forma en que se asume la temporalidad de los tensores es por el orden en que se obtienen durante el procesamiento, partiendo de la premisa de que los planos más abundantes y de mejores indicadores cinemáticos (relacionados con tensores de mejor calidad) corresponden al tensor más recientes, mientras los que incluyen menos planos, y con regulares indicadores cinemáticos, se relacionan con tensores más antiguos. Esto sólo para zonas donde los resultados en tensores (SHm) y regímenes de esfuerzos muestren regularidad; por ejemplo, en el Macizo de Floresta (Tabla 2-1, Figura 2-10), donde el primer tensor que arroja el software para las estaciones allí ubicadas (Figura 2-9) corresponde al tensor d (NW-SE) y enseguida se obtiene el tensor c (W-E), siendo el tensor a (N-S) el menos abundante. Este orden sistemático también se alcanza a observar en estaciones del Sur del Macizo de Santander. En las demás zonas esta relación cronológica no es tan clara debido a la complejidad estructural que parece estar dominada por la sobreimposición del tensor c (W-E) identificado como más reciente en la Cuña de Pamplona.

La distribución de los tensores de mayor calidad ( $QR\neq B-C$  y D) es homogénea en toda el área y están presentes en los cuatro tensores interpretados en las distintas zonas, menos como tensores b (SW-NE) y d (NW-SE) en Norte y Centro del Macizo de Santander, respectivamente (Tabla 2-2). Con relación a la temporalidad, las mejores calidades abundan en el tensor c (W-E), aunque el Sur del Macizo de Santander y en el Macizo de Floresta hay predominio en el tensor d (NW-SE).

En una primera interpretación de estos resultados de temporalidad se asume como orden la secuencia a, b, c y d en toda la zona de estudio (Figura 2-12), con una reactivación del tensor c (W-E) para la zona central, desde la Cuña de Pamplona.

## **2.5 Interpretación - Discusión**

Con base en el análisis de tensores y geología regional se soporta un modelo con datos sobre la trancurrencia sinistral de la Falla de Bucaramanga (Figura 2-9), configurando una estructura en flor positiva, con la fallas de Guamalito al E y Lebrija el W. Si bien generalmente la estructura en flor se ha conocido como asimétrica, con el bloque E como colgante, en este trabajo se propone que la Falla Lebrija con incipiente vergencia al W hace parte de la estructura en flor, convirtiendo la estructura de Bucaramanga en flor simétrica, es decir, con doble vergencia.

Los cuatro cortes geológicos ubicados desde el norte al sur del Macizo de Santander, con uno a través de la Cuña de Pamplona, se modelan con esta estructura en flor positiva cortando en profundidad a las fallas regionales de Las Mercedes y Río Servitá (Figura 2-13), las cuales son conectadas por la Falla de Mutiscua y conforman la principal estructura y límite E del Macizo de Santander. El modelo y los cortes geológicos también muestran la zona de Teorama como otra estructura en rumbo y la Cuña de Pamplona con vergencia al W afectando desde profundidad la parte central del Macizo de Santander (figuras 2-9 y 2-13).

### **2.5.1 Evolución**

La evolución de estas estructuras mayores está ligada a la temporalidad de los tensores interpretados. El tensor a (N-S) estaría relacionado con los eventos distensivos del Mesozoico reportados para el Macizo de Santander (Restrepo-Pace, 1995) y la Cordillera Oriental (Sarmiento, 2001), sobre todo en los sitios donde los tensores presentan este régimen de esfuerzos y el de transtensión, los cuales se observan especialmente en la zona sur (macizos de Floresta y Santander sur) y en la zona de Teorama (Tabla 2-2, figuras 2-9 y 2-12A). En el centro del Macizo de Santander el tensor se presenta en régimen compresivo, quizás como anomalía por efecto de la Cuña de Pamplona, pero se requiere

más detalle en las estructuras asociadas para establecer si es un efecto reciente o se trata de estructuras heredadas.

El tensor b (SW-NE) se presenta en toda la zona y se puede asociar con el inicio de la inversión tectónica de las estructuras normales (Sarmiento, 2001, Tesón *et al.*, 2013, entre otros), dado que la gran mayoría de tensores asociados corresponden a regímenes compresivos, transpresivos y transcurrentes (Tablas 2-2 y 2-3, Figura 2-12B). El comienzo de estos procesos de inversión tectónica se han reportado incluso para finales del Cretácico y durante el Paleoceno (Cediel *et al.*, 2003; Ayala *et al.*, 2009). No se descarta que este tensor pueda aún estar relacionado con la tectónica distensiva y que pudiera favorecer la formación de cuencas de tracción como la que interpretan Kammer & Sánchez (2006) para la Falla de Boyacá o para la cuenca de Yariguíes que se interpreta en el presente trabajo y que muestra el mayor espesor de las sedimentitas jurásicas del Grupo Girón.

El tensor c (W-E) está claramente presente en toda el área y es evidente que ha sido reactivado en la fase actual de deformación. Si no se consideran los tensores asociados con esta reactivación, predominantes en la Cuña de Pamplona y zona Centro del Macizo de Santander, se nota su concentración al sur, en los macizos de Floresta y Santander, y también al norte en la zona de Teorama (Figura 2-12C). Este tensor c (W-E) inicial se relaciona con la rotación del campo de esfuerzos desde el NE a W-E y contribuyó al avance de la inversión tectónica al NE de la Cordillera Oriental (Alto de Santander). Una evidencia que también permite interpretar esta fase compresiva es la disposición paralela de algunos pliegues y las fallas mayores del Río Servitá al sur y Las Mercedes al norte (Gómez *et al.*, 2015). Esta fase compresiva W-E se puede ubicar durante el Eoceno y Oligoceno a partir de los modelos simplificados y direcciones de convergencia entre las placas Suramericana y Caribe de Cortés *et al.* (2005).

El tensor d (NW-SE) también se evidencia en toda el área, pero con predominio en la Zona Sur, donde habría menor influencia de la reactivación del tensor c (W-E) por la Cuña de Pamplona. Al interior de esta forma de cuña se presentan también, con relativa abundancia, tensores relacionados con d (NW-SE), cuya dirección coincide con las fallas de Chitagá y Chucarima (Figura 2-9) y de forma más regional puede estar asociado con el tensor que hallan Audemard & Castilla (2016) variando a casi W-E para la zona sur de Los Andes de Venezuela, a partir de medidas de planos estriados en unidades del Plio-Cuaternario y de

mecanismos focales. Para Cortés *et al.* (2005) la convergencia NW-SE entre las placas Suramericana y Caribe se da desde el Mioceno Temprano, también con una variación a WNW-ESE durante la fase tectónica andina, incluyendo el presente. Este tensor explica la cinemática de rumbo sinistral de la Falla de Bucaramanga y de las fallas longitudinales N-S presentes en el Macizo de Floresta, donde además las fallas de Boyacá y Soapaga tienen fuerte componente inversa como estructuras principales de la inversión tectónica. En esta zona la cantidad de tensores se incrementa con la temporalidad propuesta de a, b, c y d (Figura 2-8A), siendo d (NW-SE) el más reciente, es decir que allí se puede interpretar de forma más clara la rotación del campo de esfuerzos.

### **2.5.2 Modelo actual de dominó transpresivo del Macizo de Santander**

Se propone aquí que las fallas Río Servitá – Mutiscua – La Mercedes hacen parte de la estructura mayor del Macizo de Santander, que junto con la Falla de Soapaga al sur configuran el límite principal del denominado “Alto de Santander”, desde Floresta a Perijá (Sarmiento, 2001); este límite se denomina aquí Sistema de Fallas S2M2 (Soapaga-Servitá-Mutiscua-Mercedes). También se propone aquí la estructura en flor positiva y simétrica de Bucaramanga con cinemática sinistral y componente inverso a lo largo de las fallas de Bucaramanga, como principal, Guamalito al E y Lebrija al W (Figura 2-9). Al analizar las fallas secundarias de rumbo NNE, ubicadas entre las fallas mayores de la estructura en flor, se observan desplazamientos dextrales (Ward *et al.*, 1977 a y b; Gómez *et al.*, 2015).

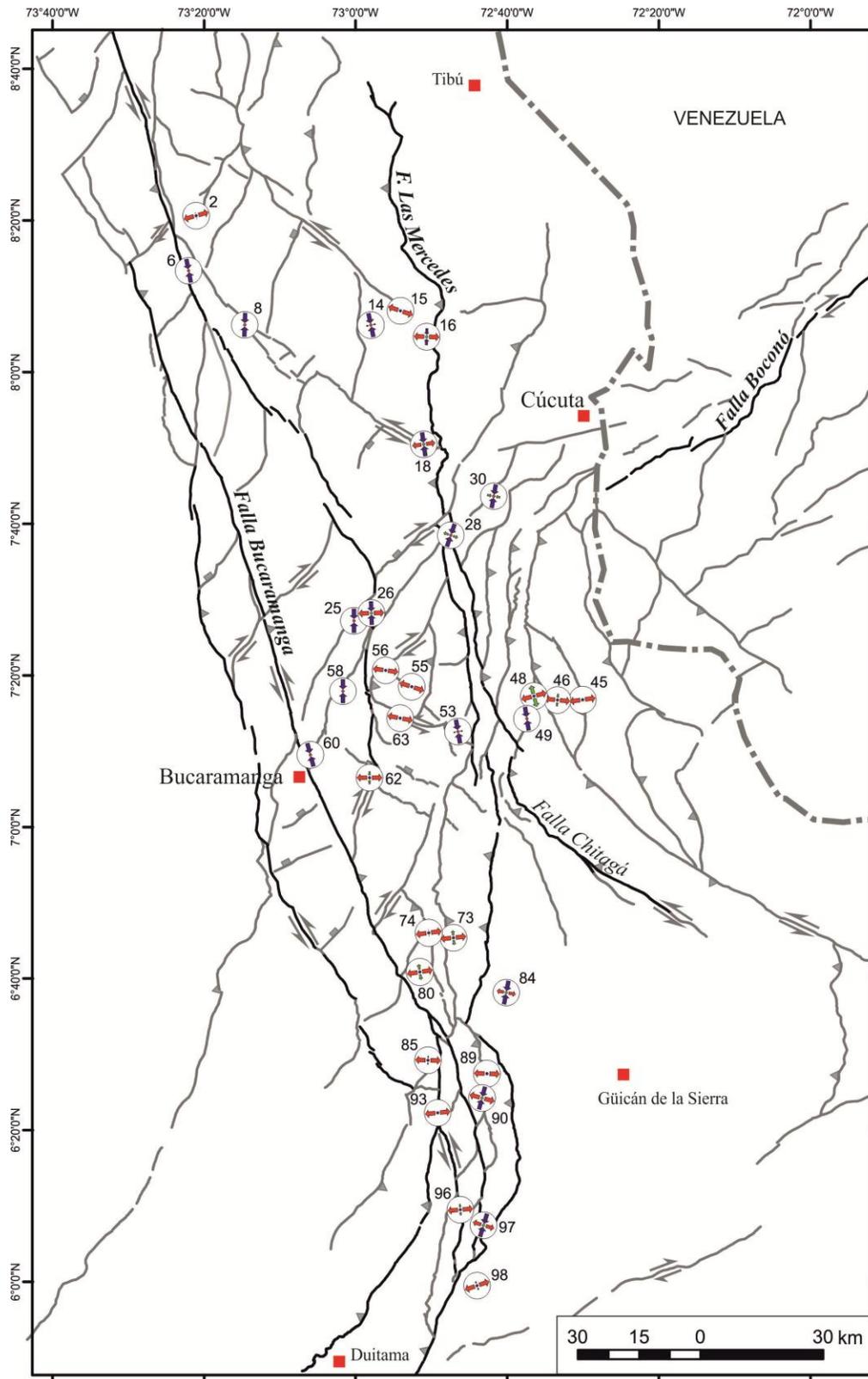
Un modelo que puede representar esta cinemática combinada es el dominó (Figura 2-14), en el cual la cizalla simple mueve en rumbo sinistral las fallas laterales y estas a su vez hacen que las fallas secundarias al interior adquieran una cinemática contraria. Este modelo también conocido como fallas en estante de libros o tipo biblioteca (*bookshelf*) usualmente se ha aplicado para fallas normales (Fossen, 2010), pero también hay ejemplos en fallas de rumbo (Christie-Blick & Biddle, 1985; Mandl, 1987, Kolodyazhnyi, 2015), y en la mayoría se indica el problema que se presenta con los espacios vacíos que se generan; sin embargo esta observación aplica para bloques completamente rígidos, mientras en este caso del macizo se interpretan como zonas de deformación que no implican límites tan definidos, sino sectores que se deforman llenando los espacios generados, sin descartar que allí se

presente distensión, transtensión o zonas de fracturas abiertas (Christie-Blick & Biddle, 1985).

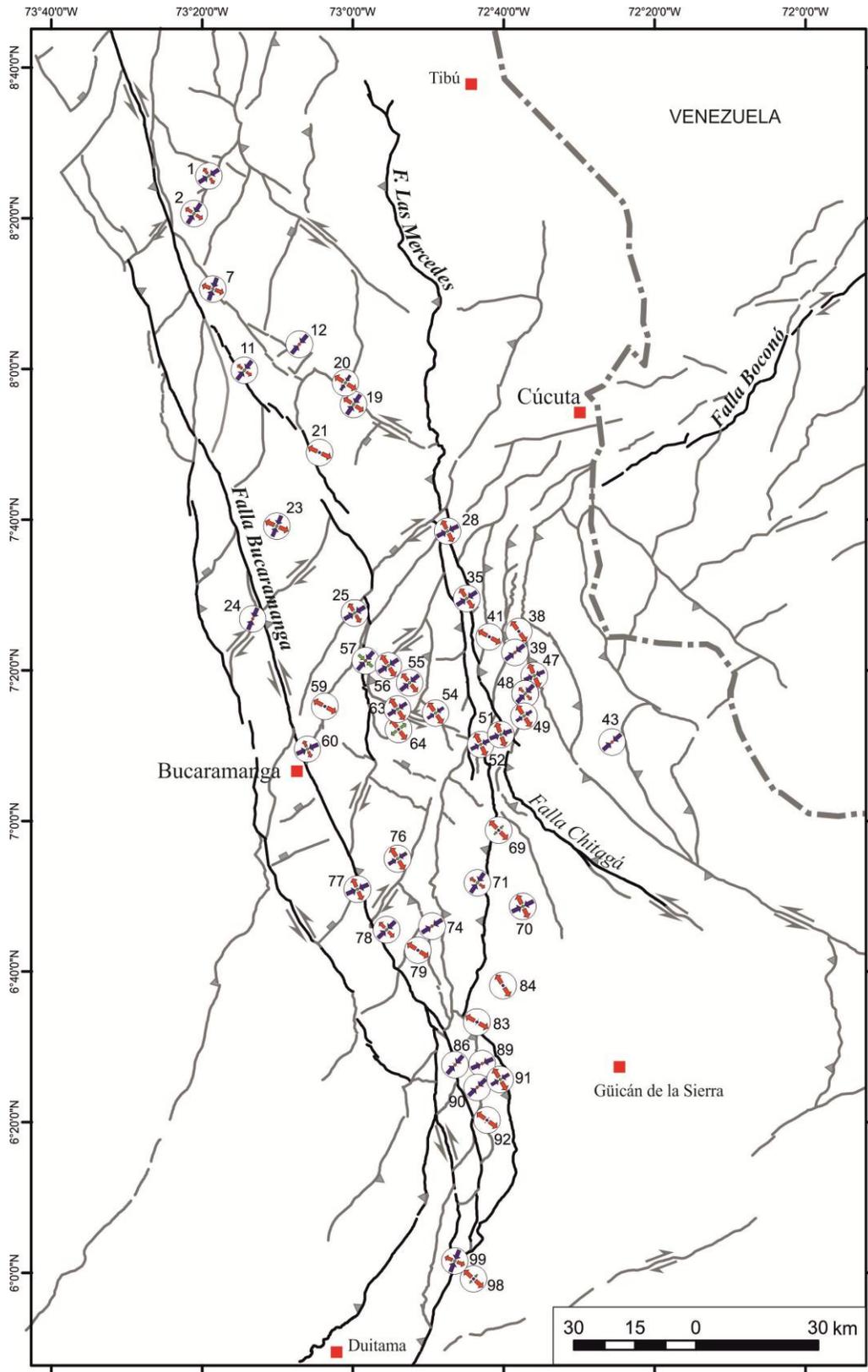
La estructura en flor de Bucaramanga, como falla central y principal, y las fallas paralelas de Guamalito al E y Lebrija al W, definen un par de dominós, denominados aquí como Cáchira y Girón (Figura 2-14). Entre la Falla de Guamalito y el límite E del Macizo de Santander (sistema S2M2) también se presentan otras fallas secundarias NE con desplazamientos dextrales, que igual se podrían interpretar como inicio del modelo de dominó, a pesar de que esta zona longitudinal haga parte del bloque colgante de la estructura mayor, con cinemática inversa (Figura 2-13). Al norte, la zona de Teorama también se caracteriza por el movimiento de rumbo de sus límites, fallas de Haca y Villa Caro, las cuales presentan una dirección más NW que la Falla de Guamalito, también con fallas secundarias restringidas entre las principales; por lo cual esta zona se define como otra estructura en flor en dominó transcurrente (Dominó Teorama, Figura 2-14). Por su relación más cerca a perpendicular entre las fallas secundarias y principales del dominó, se asume como una estructura en rumbo más joven que la flor de Bucaramanga, es decir que el desplazamiento interno (rotación) no está tan avanzado (inclinado), además porque estas fallas al interior del dominó aún conservan cierto paralelismo y continuidad con las fallas longitudinales inversas de la Serranía de Perijá (Figura 2-9). La Formación Algodonal (Vargas & Arias, 1981a) conformada por sedimentos sin consolidar del Plio-Cuaternario que se localiza hacia los municipios de Ocaña y Ábrego (Figura 2-2), se encuentra asociada a drenaje que desciende de la zona de Teorama, por lo que la unidad parece estar relacionada con el levantamiento y denudación de esta estructura. Adicionalmente, la relación de la Falla Villa Caro con la Falla Las Mercedes parece haber presentado variaciones en su cinemática en una complejidad estructural que se plantea en López-Herrera (2014).

Este mecanismo de deformación frágil ya había sido esbozado por Restrepo-Pace (1995) para el Macizo de Santander como resultado post Mioceno, pero considerando como límites longitudinales de la cizalla simple a la Falla de Bucaramanga y al frente de cabalgamiento que denomina Pamplona-Cobugón-Mercedes, el cual podría corresponder aquí a S2M2, pero con necesarias diferencias en las fallas implicadas y vergencias asociadas según lo descrito en el presente y anterior capítulos.

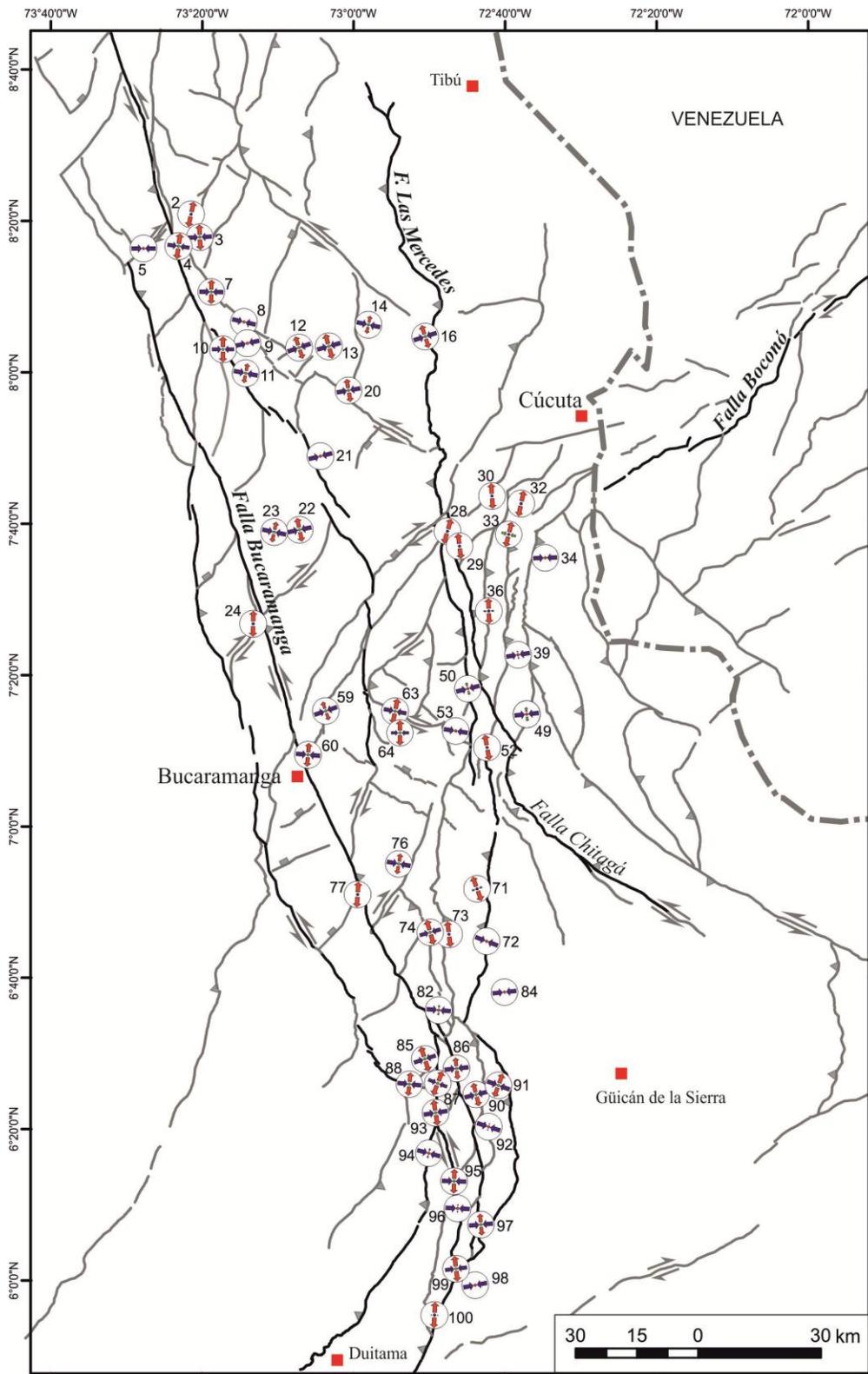
Figura 2-12-A. Mapas de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. Tensor a (N-S).



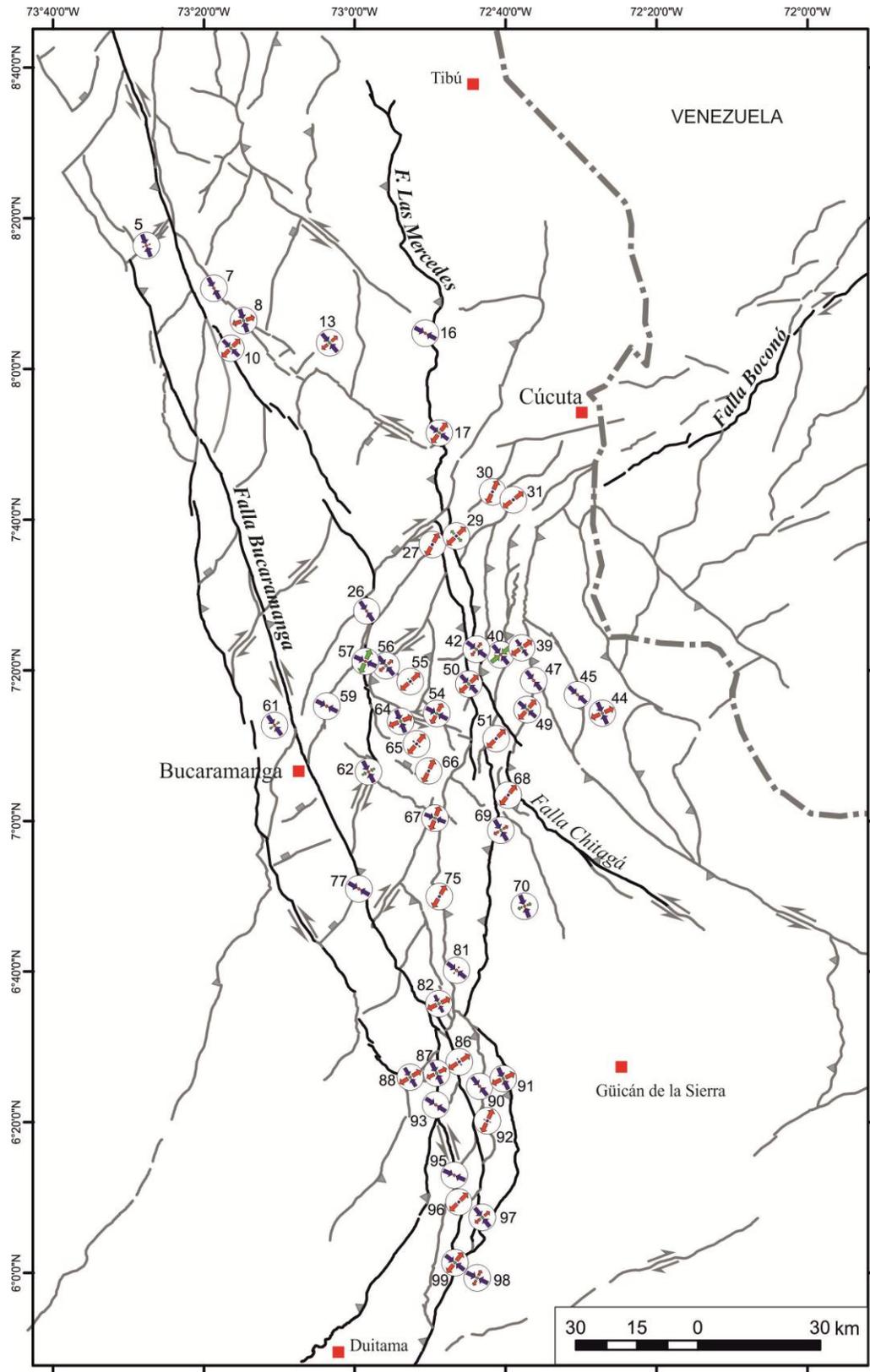
Continuación Figura 2-12-B. Mapas de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. Tensor b (SW-NE).



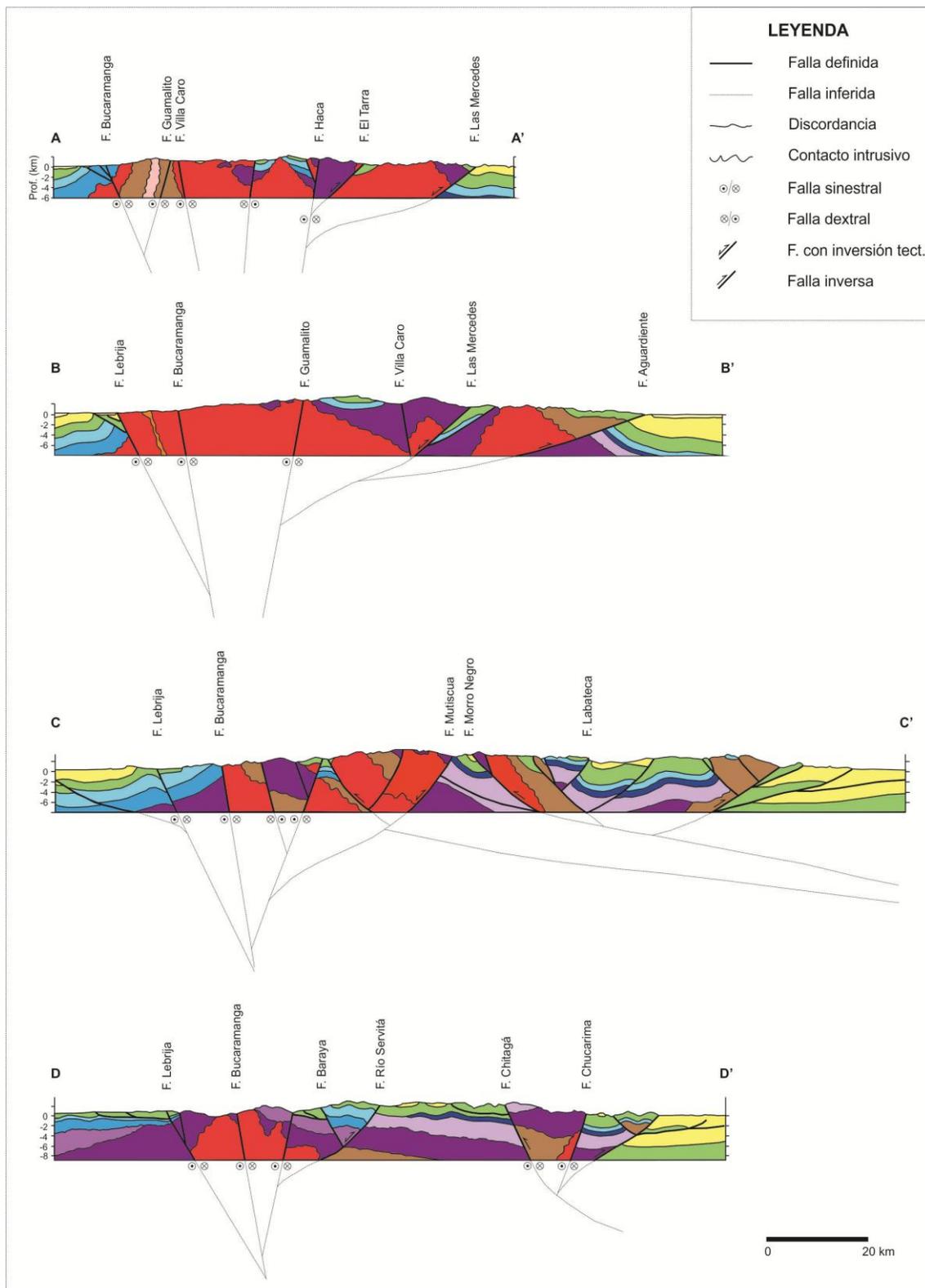
**Continuación Figura 2-12-C.** Mapas de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. Tensor c (W-E), aquí no se muestran los tensores recientes que se grafican aparte (Figura 2-15).



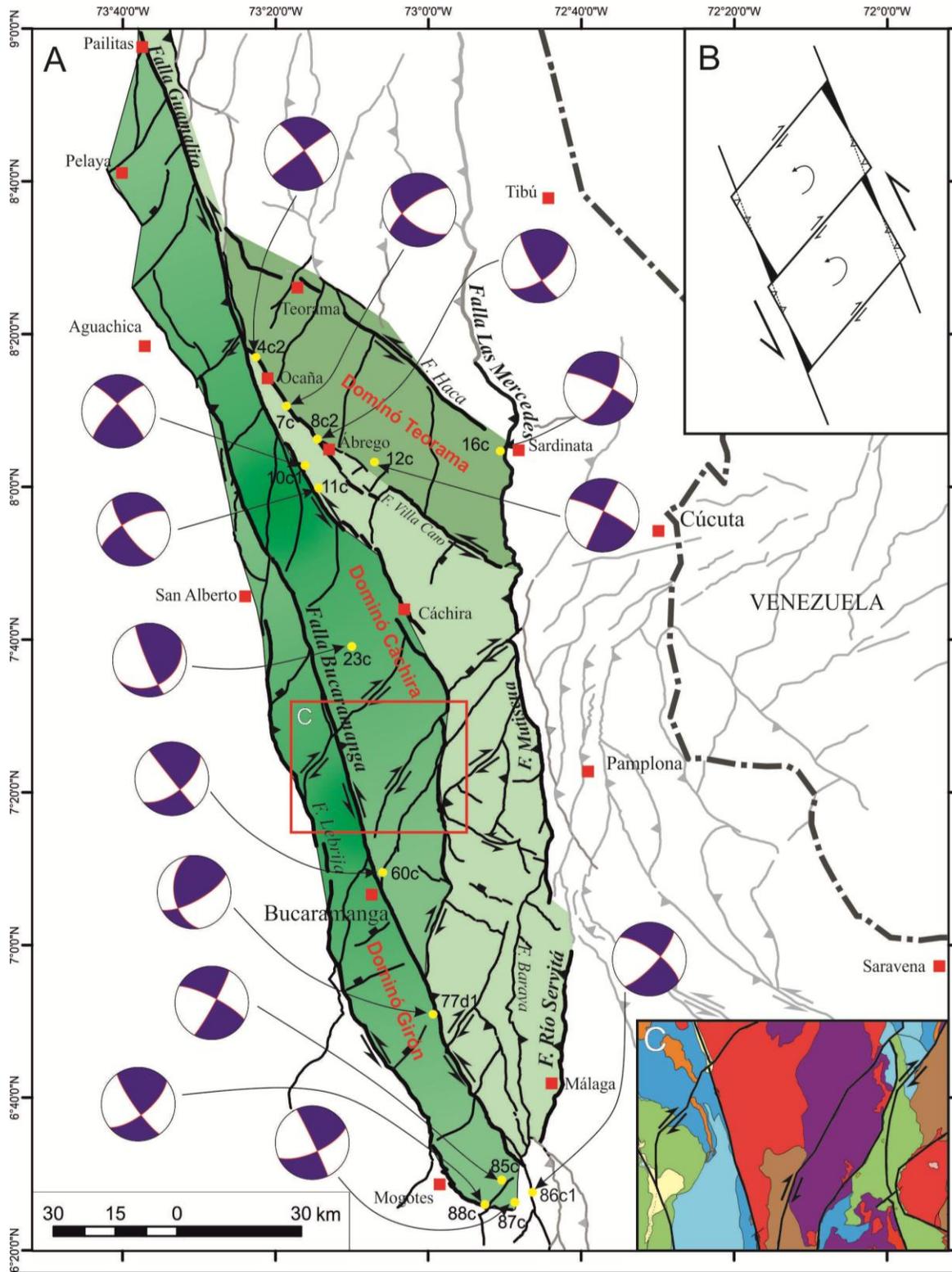
Continuación Figura 2-12-D. Mapas de localización de los tensores de esfuerzos obtenidos. Tensor d (NW-SE).



**Figura 2-13.** Cortes geológicos. Ver ubicación en figuras 2-2 y 2-9. Los colores de las unidades según mapa geológico (Figura 2-2).



**Figura 2-14. A.** Modelo de dominós transpresivos del Macizo de Santander por movimiento sinistral de fallas paralelas. **B.** Modelo de fallas en dominó, modificado de Christie-Blick & Biddle (1985). **C.** Ventana del mapa geológico (modificado de Gómez *et al.*, 2015) indicando cinemática dextral de fallas secundarias del dominó.



Con estas observaciones y dado que las diferencias litológicas en esta parte de la Cordillera Oriental no son tan significativas, se propone que el Macizo de Santander se caracteriza por la cinemática transpresiva sinistral de sus estructuras mayores longitudinales, y por movimientos dextrales locales de sus fallas secundarias restringidas en el dominó (Figura 2-14). El modelo responde a la cizalla simple que genera principalmente el tensor c (W-E), el cual se considera como reactivado y actual, y que con ligera variación a WNW calculan Audemard & Castilla (2016). Esto implica que por el avance de la deformación algunos de los tensores interpretados pueden jugar como locales, por ejemplo, los d (NW-SE) que se asemejen al rumbo de las fallas longitudinales de la estructura en flor y algunos b (SW-NE) que estén muy relacionados espacialmente con las fallas secundarias de rumbo similar.

Las fallas principales y secundarias que arrojan algunos de los tensores obtenidos a lo largo de las estructuras principales, muestran las fallas de los dominós (Figura 2-14, balones de playa) y permiten sostener que el tensor c (W-E) es la causa de la actual cinemática sinistral de las estructuras en flor de Bucaramanga y Teorama. En este modelo el tensor d (NW-SE), de las estaciones ubicadas en el Macizo de Santander, se asocia más al arrastre o desplazamiento sinistral de los dominós de las estructuras en flor de Bucaramanga y Teorama. Esto no contradice análisis anteriores que confirman un actual tensor WNW-ESE en la Cordillera Oriental (Taboada *et al.*, 2000; Cortés *et al.*, 2005) porque la mayoría de los datos no se localizan en la zona de influencia de los dominós propuestos aquí.

El bloque yacente de los dominós de Teorama y Cáchira, donde su ubican Ocaña, también hace parte del Macizo de Santander y se encuentra limitado al E por la estructura mayor definida como el sistema S2M2.

La cinemática transpresiva del Macizo de Santander lo diferencia claramente de la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta, donde se han cartografiado principalmente fallas inversas y pliegues paralelos que evidencian un régimen compresivo asociado con el antiguo tensor c (W-E). También se diferencia de la Cuña de Pamplona que presenta cinemática más compleja en sus estructuras, pero con clara compresión y vergencia al W producto principalmente de la reactivación del tensor c (W-E).

### 2.5.3 Modelo Cuña de Pamplona

El tensor  $c$  (W-E) reactivado y las fallas inversas con vergencia W que predominan en el frente de deformación de Pamplona permiten definir esta estructura como una cuña orogénica actual, producto de la convergencia de dos bloques rígidos de basamento que hacen parte de la misma corteza continental: el sur de Los Andes de Mérida y el Macizo de Santander. El término y modelo de Cuña de Pamplona es descriptivo y distingue a las fallas inversas de Sulasquilla, Morro Negro, Pamplona y Chinácota, con vergencia al W y como parte del frente de deformación. Los ángulos mayores a  $30^\circ$  de estas fallas se atribuyen al efecto de contrafuerte (*buttressing effect*), característico de zonas de deformación limitadas por fallas de rumbo (Beck *et al.*, 2015), que se ocasiona por el enfrentamiento de la cuña con el centro del Macizo de Santander (figuras 2-9 y 2-13). Como consecuencia de la compresión también se generan retrocabalgamientos con vergencia E, hacia la cuenca de Los Llanos, donde la inclinación de las fallas disminuye a medida que se alejan de Pamplona, imprimiendo un estilo de escamación delgada (Figura 2-13). Mientras, en las zonas laterales de la forma de cuña, definidas como transversales de Boconó y Chitagá, además de las fallas principales del mismo nombre se presentan fallas secundarias subparalelas, con cinemática similar (dextral para Boconó y sinistral para Chitagá) y otras menores transversales, localmente inversas (Gómez *et al.*, 2015). Estas características se dan como respuesta al tensor aproximado W-E (o un poco más WNW, de Audemard & Castilla, 2016), el cual, según los tensores actuales identificados en la Cuña de Pamplona se aproxima a una dirección de  $95^\circ$  (Figura 2-15).

El modelo de cuña orogénica implica también que algunos tensores pueden interpretarse como locales, especialmente hacia los bordes y zonas vecinas en la parte central del Macizo de Santander, donde se presentan tensores actuales  $c$  (W-E) en transcurrancia y distensión. Al efecto de la cuña en el centro del macizo se atribuye el levantamiento del sector de Vetas, donde se observa una zona de levantamiento en *pop-up*, localmente limitada por la prolongación de las fallas de Boconó y Chitagá (figuras 2-9 y 2-13), las cuales también se manifiestan en el centro del macizo con tensores subparalelos a estas fallas principales. Además, en las cuencas del Catatumbo y El Cocuy, las rocas sedimentarias también involucran tensores con patrón radial a partir de la Cuña de Pamplona (Figura 2-

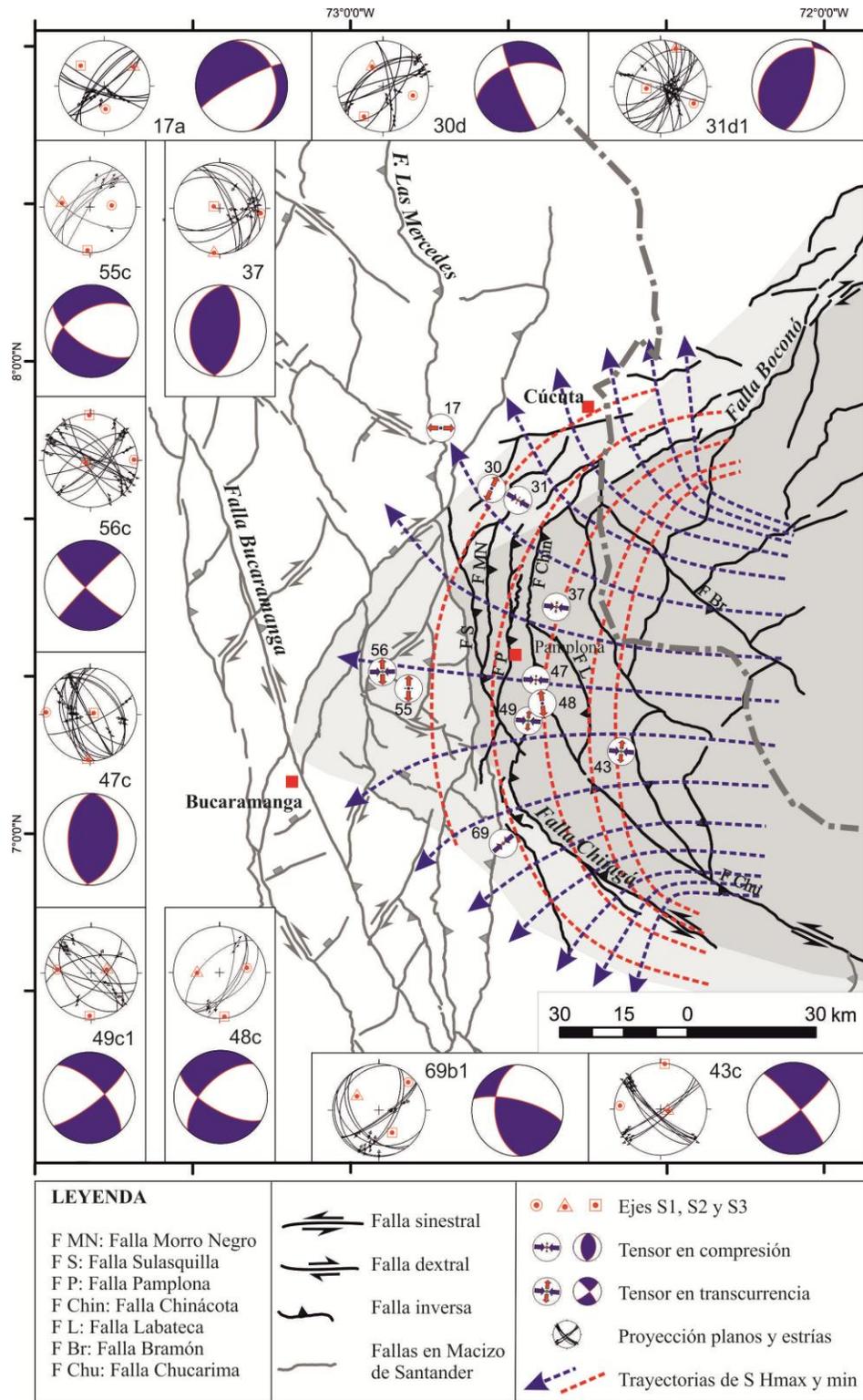
15). Las trayectorias del SHm (esfuerzo horizontal máximo) se distorsionan un poco al atravesar las zonas transversales de la cuña. Por ejemplo, la distensión al norte provoca fallas superficiales normales y actuales en la confluencia de las fallas de Villa Caro y Las Mercedes (Figura 2-15), donde se ubicaba el municipio de Gramalote (Ingeominas, 2012; López-Herrera, 2014); al sur, el resultado son pliegues que paralelos a la Falla de Chitagá se superponen a los pliegues N-S asociados con la estructura límite del Macizo de Santander (Vargas *et al.*, 1976; Barragán & Forero, 2014). A medida que el SHm se hace menos oblicuo (más normal) a las fallas del borde del Macizo de Santander, como el Sistema de Fallas del Zulia (asociada con la Falla Aguardiente – figuras 2-9 y 2-18) se pueden reactivar estructuras como los pliegues del bloque yacente, cuya actividad neotectónica documenta Oviedo (2015) a partir de morfometría y análisis morfotectónicos detallados.

De todas maneras, se pueden distinguir tensores en areniscas del Cenozoico (Tabla 2-2) al interior de la Cuña de Pamplona, así como estructuras que se pueden relacionar con el arrastre SW del bloque oriental de la falla dextral de Boconó y con el desplazamiento al NW de las fallas sinestrales de Chitagá y Chucarima (Figura 2-9).

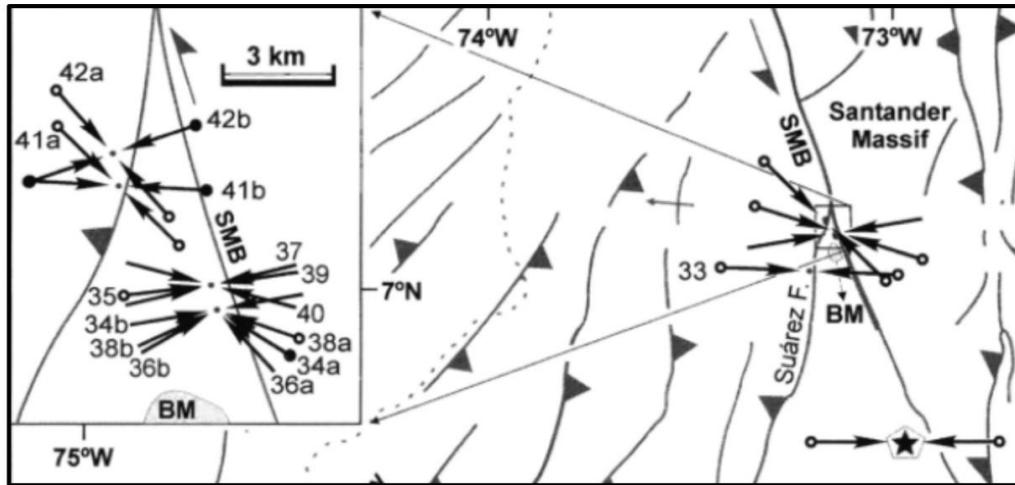
Estas observaciones se interpretan como resultado del desplazamiento lateral provocado por el actual tensor regional al WNW-ESE, calculado para el sur de los Andes de Venezuela por Audemard & Castilla (2016) y explicado mecánicamente en Audemard & Audemard (2002), lo que parece aplicar bien para esta parte oriental de Colombia. Regionalmente, este tensor también es similar al señalado por Cortés *et al.* (2005) como la actual convergencia WNW-ESE de las placas Suramericana y Caribe. Un tensor similar es mostrado por Restrepo-Pace (1995) para explicar la cizalla simple post Mioceno que señala para el Macizo de Santander. El análisis cinemático de Kammer (1999) muestra cinco estaciones ubicadas en la cuña de Pamplona y zona de influencia en el macizo con una dirección de compresión cercana a W-E.

La influencia de este tensor W-E alcanza la parte W del Macizo de Santander (Castellanos & Cetina, 2013; Velandia *et al.*, 2016), donde se han encontrado rasgos similares que pueden relacionarse con las trayectorias de Shm (Figura 2-15), incluso en los depósitos del Plioceno-Cuaternario de Bucaramanga, donde Taboada *et al.* (2000) determinan un tensor en dirección N80°E (Figura 2-16).

**Figura 2-15.** Modelo de la Cuña de Pamplona con trayectorias del esfuerzo horizontal máximo y mínimo. Se muestra patrón radial en el frente de deformación con incidencia en el Macizo de Santander. Los tensores calculados e identificados como recientes se grafican en balón de playa con los planos involucrados en proyección estereográfica en el hemisferio sur. El tensor regional se interpreta a partir de estos tensores y soporta el modelo inicialmente planteado por Boinet *et al.* (1985).



**Figura 2-16.** Tensores de esfuerzo representados con la orientación de máximo esfuerzo horizontal medidos en depósitos Plio-Cuaternarios (de Taboada *et al.*, 2000).



St	Long	Lat	Lithology	Age	Strat	$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$	R	QF, NMD	LTP
34a	-73.12°	7.16°	gravel	Plio-Quaternary		302°,16°	211°,02°	116°,74°	0.69	B, 9	Andean
34b	-73.12°	7.16°	gravel	Plio-Quaternary		260°,00°	350°,00°	119°,90°	0.09	A, 15	Late Andean
35	-73.12°	7.17°	gravel	Plio-Quaternary		263°,08°	117°,80°	353°,06°	0.44	A, 12	Late Andean
36a	-73.12°	7.16°	gravel	Plio-Quaternary		317°,35°	092°,45°	209°,24°	0.15	B, 7	Andean
36b	-73.12°	7.16°	gravel	Plio-Quaternary		060°,06°	329°,08°	189°,80°	0.04	A, 15	Late Andean
37	-73.12°	7.17°	gravel	Plio-Quaternary		256°,07°	356°,56°	161°,33°	0.02	A, 9	Late Andean
38a	-73.12°	7.16°	limestone	Paleozoic		109°,09°	351°,72°	201°,15°	0.34	A, 11	Andean

### 2.5.4 Sintaxis Tectónica

El tensor  $\sigma_1$  (W-E) actual de aproximadamente 95° de azimuth explica la deformación de la Cuña de Pamplona y las fallas internas asociadas, así como las estructuras hacia los bordes y zonas de influencia en el Macizo de Santander y cuencas vecinas. Además, ayuda a soportar la temporalidad como la deformación más reciente que Boinet *et al.* (1985) atribuyen al Indentor de Pamplona. El transporte tectónico al W de la Cuña de Pamplona se contrapone a la vergencia E de la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy, como la zona más elevada de la Cordillera Oriental de Colombia, lo cual se puede explicar con la configuración de una sintaxis tectónica, con zonas levantadas y adyacentes, en este caso la Cuña de Pamplona al norte y la Sierra Nevada del Cocuy al sur (Figura 2-17); la primera actúa como cuña activa y la segunda como zona pasiva. En general el término sintaxis se ha aplicado para áreas donde las estructuras orogénicas giran bruscamente respecto de su eje vertical (Burg & Schmalholz, 2008; Mora *et al.*, 2015). A partir de un análisis morfoestructural regional Rossello *et al.* (2011) plantean un tensor similar para esta zona a

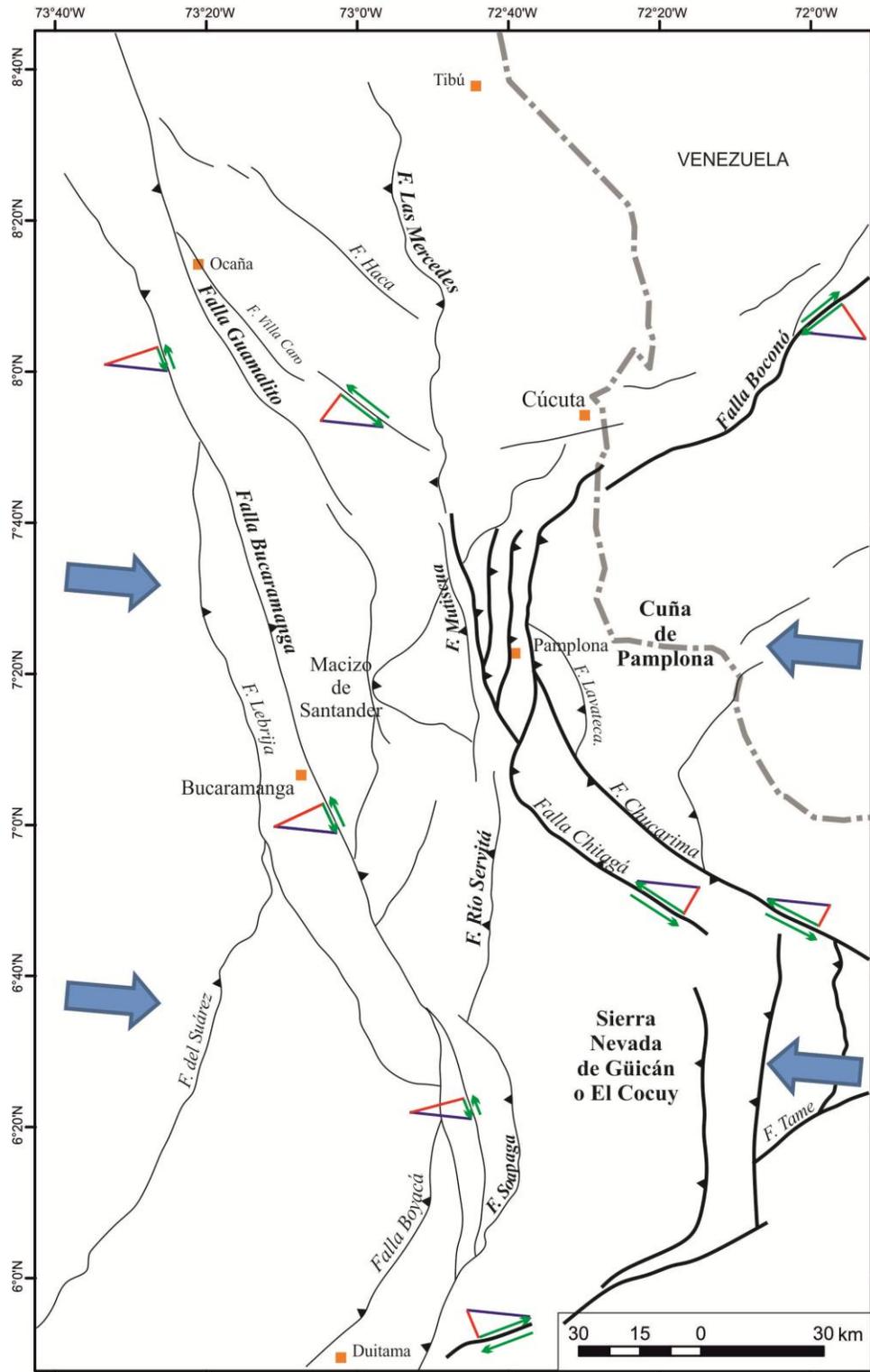
lo largo del denominado fallamiento Santa Marta – Bucaramanga y con una rotación horaria del tensor (de sur a norte) proponen las sintaxis tectónicas de la sierras nevadas de Santa Marta y El Cocuy.

En la Sierra de Güicán o El Cocuy la compresión se nota más en el frente de deformación, hacia el piedemonte llanero, cuya temporalidad es descrita por Mora *et al.* (2015) en la que denomina Sintaxis del Cocuy; mientras en la parte posterior predominan fenómenos de remoción en masa asociados con la distensión provocada por el desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga y por las trayectorias de SHm que desde al Cuña de Pamplona se acomodan paralelas con las fallas preexistentes (Río Servitá) (Figura 2-15). La abundancia de depósitos del Cuaternario en esta zona se puede observar en el mapa geológico (Figura 2-2).

Bajo este esquema de sintaxis tectónica es posible explicar la cinemática de las principales estructuras al NE de la Cordillera Oriental (Figura 2-17). La descomposición de vectores ayuda a entender el mayor desplazamiento o velocidad que se puede presentar a lo largo de estructuras subparalelas al tensor regional, así como a identificar las fallas mayores más lentas por compresión y mayor resistencia a movimientos laterales.

Un tensor de  $95^\circ$  significa que los mayores desplazamientos se esperan en las fallas de Boconó y Chitagá, aunque no en el frente de deformación de la Cuña de Pamplona donde predomina un patrón radial de esfuerzos. Al sur, en la falla de Tame también se presentaría desplazamientos rápidos como límite sur de la sintaxis del Cocuy que señalan Mora *et al.* (2015). Las fallas que limitan el dominó de Teorama (Haca al norte y Villa Caro al sur) tienen una disposición geométrica que favorece su movimiento sinistral bajo este tensor; y serían relativamente más rápidas que las fallas de Bucaramanga, Guamalito y Lebrija. Al sur de la Falla de Bucaramanga, donde ésta se adentra en el Macizo de Floresta, su trazo se hace más perpendicular al tensor c (W-E), lo que implica que hay más compresión y se presentan más fallas inversas, sin embargo, también se identifican tensores asociados con el arrastre sinistral de la Falla de Bucaramanga (d: NW-SE), razón por la cual la terminación sur de esta estructura mayor se interpreta como una zona transpresiva y será objeto de análisis en otro capítulo de este trabajo.

**Figura 2-17.** Sintaxis tectónica que por un tensor de esfuerzos regional a  $95^\circ$  explica el levantamiento de la Cuña de Pamplona (con influencia en el centro del Macizo de Santander) y la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy. Con la descomposición de vectores se identifican los desplazamientos laterales más favorables de las fallas de rumbo, así como las fallas inversas perpendiculares al tensor.



## 2.6 Conclusiones

Como aporte al conocimiento geológico de la zona, en este trabajo se muestran como resultados 236 tensores de esfuerzos obtenidos a partir de 2.083 planos estriados, medidos en 100 estaciones de campo en el área del Macizo de Santander y zonas adyacentes. El 60% de estos tensores corresponden con un régimen de transurrencia y el 40% restante se reparte proporcionalmente entre compresión y distensión.

Ante la incertidumbre existente entre los pocos modelos regionales y la falta de datos cinemáticos se propone aquí una interpretación geológica de las estructuras mayores en un modelo donde el área se subdivide en zonas que facilitan la distribución y estudios de los tensores de esfuerzos: Teorama, norte, centro y sur Macizo de Santander, zona transversal de Boconó, Cuña de Pamplona, zona transversal de Chitagá y Macizo de Floresta.

Una primera interpretación regional de las orientaciones de los tensores permite identificar una evolución con rotación horaria desde N-S a NW. Sin embargo, mediante el análisis más detallado en las zonas de deformación se nota la presencia de tensores locales que se hacen subparalelos a las estructuras mayores según se localicen cerca a éstas.

Los tensores de esfuerzos asociados a las fallas longitudinales del Macizo de Santander soportan su cinemática de rumbo sinistral, la cual se puede explicar con un tensor regional W-E. Estas fallas paralelas entre sí, configuran la estructura en flor positiva y simétrica de Bucaramanga en un modelo de dominós transpresivos donde las fallas internas, secundarias y confinadas entre las fallas mayores presentan cinemática contraria (dextral). Los dominós asociados a esta estructura se han denominado Cáchira (al E) entre las fallas de Bucaramanga y Guamalito, y Girón (al W) entre las fallas de Bucaramanga y Lebrija.

Al norte del Macizo de Santander también se distingue el dominó de Teorama, configurado por la cinemática sinistral de las fallas de Haca (al norte) y Villa Caro (al sur). El bloque yacente de los dominós de Teorama y Cáchira también hace parte del Macizo de Santander y está limitado al E por la estructura mayor S2M2, conformada por las fallas de Soapaga, Río Servitá, Mutiscua y Las Mercedes.

La cinemática transpresiva del Macizo de Santander lo diferencia claramente de la Serranía de Perijá y Macizo de Floresta, donde se han cartografiado principalmente fallas inversas y pliegues paralelos que evidencian un régimen compresivo asociado con un tensor W-E. También se diferencia de la Cuña de Pamplona que presenta cinemática más compleja en sus estructuras, pero con clara compresión y vergencia al W producto principalmente de la reactivación del tensor W-E.

Los tensores obtenidos en la Cuña de Pamplona permiten identificar un patrón radial de  $\sigma_{hm}$  (Sigma horizontal máximo) en el frente de deformación, cuya influencia se extiende hasta la zona central del Macizo de Santander (Alto de Vetas) e incluso Bucaramanga. Este patrón radial corresponde a los tensores que representan el actual campo de esfuerzos ya que fueron obtenidos con planos estriados recientes (por relaciones de corte). El tensor regional que explica esta deformación tiene un azimut de  $95^\circ$ .

Además del comportamiento radial de los tensores al atravesar las zonas transversales que limitan la Cuña de Pamplona (Boconó - dextral y Chitagá - sinistral), el tensor W-E imprime rasgos transtensivos locales en estas zonas, que de igual manera se explican por el arrastre en rumbo de las estructuras mayores que las definen.

La vergencia al W de la Cuña de Pamplona se contrapone a la vergencia E de la Sierra Nevada de Güicán o El Cocuy, ambas se explican como una sintaxis tectónica producida por el tensor regional de  $95^\circ$  que imprime carácter compresivo en estos frentes de deformación y en el Macizo de Floresta. Además, con este tensor los mayores desplazamientos en rumbo se esperan a lo largo de las fallas longitudinales que configuran los dominós de Bucaramanga y Teorama, así como en las fallas de Boconó y Chitagá en las secciones las alejadas del frente de deformación de la Cuña de Pamplona.



### **3. Cartografía de la Falla de Bucaramanga y su terminación sur en un sistema transpresivo**

#### **Resumen**

Las características estructurales de la terminación de una falla de rumbo como Bucaramanga son tema de interés en la evolución geológica de la zona, esto implica conocer sus rasgos asociados y estilo estructural; por eso, se presenta aquí un modelo cinemático con base en el análisis de información geológica, cartografía morfoestructural y estudio de tensores de esfuerzo. Desde la ciudad de Bucaramanga y hacia el sur la falla presenta un tramo individual de 82 km de longitud con un corredor o zona de daño que varía de 5 a 8 km de ancho, el cual se subdividió en las secciones Piedecuesta, Cepitá y Ricaurte. Las fallas menores tipo Riedel, asociadas a su tramo individual y a los múltiples trazos de su terminación sur, permiten determinar una orientación del esfuerzo horizontal máximo (SHm) con un azimut que varía entre  $105^\circ$  y  $140^\circ$ , mientras los tensores de esfuerzos asociados principalmente con su terminación sur muestran un SHm con una dirección entre  $108^\circ$  y  $169^\circ$ . Esta terminación sur de la Falla de Bucaramanga se presenta con fallas subparalelas de hasta 60 km de longitud, que en conjunto configuran un sistema transpresivo (estructura en flor positiva) en estilo dominó con comportamiento fractal y donde los tensores de esfuerzos confirman predominio de la transcurrencia pura. Se deduce un desplazamiento sinistral de mínimo 18 km y máximo 30 km en el tramo principal de la Falla de Bucaramanga, los cuales se distribuyen en las fallas asociadas a su terminación sur, con cinemática de rumbo hacia el centro del sistema y movimiento combinado en las fallas laterales de la estructura en flor positiva. Con esta cinemática sinistral el sistema de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga ha capturado las fallas de Boyacá y Soapaga, las cuales mantienen su régimen compresivo fuera de la zona de influencia del sistema transpresivo.

### 3.1 Introducción

La Falla de Bucaramanga es una estructura de rumbo regional, considerada como el límite W del Bloque de Maracaibo y el Macizo de Santander (núcleo de la Cordillera Oriental de Colombia). Sin embargo la continuidad de esta estructura más al sur, hacia el Macizo de Floresta, no está claramente definida como una falla de rumbo (Toro, 1990; Ujueta, 2003). A pesar de que hay información para interpretar fallas transcurrentes relacionadas con la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta (Kammer, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Cediél, *et al.*, 2003; Velandia, 2005; Acosta *et al.*, 2007), la mayoría de modelos de estilos estructurales muestran escamación gruesa (*thick-skin tectonics*) y delgada (*thin-skin tectonics*) para el borde oriental del macizo, con protagonismo de las fallas de Boyacá y Soapaga y con deformación dominada por compresión (e inversión tectónica), donde abundan fallas de cabalgamiento, retrocabalgamiento, dúplex y techos pasivos (Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Toro *et al.*, 2004, Saylor, *et al.*, 2012a); aunque en algunos de ellos se advierte también sobre la deformación en transcurrencia (Toro, 1990; Tesón *et al.*, 2013).

La actividad reciente de la Falla de Bucaramanga como una falla de rumbo sinistral está bien documentada (París & Romero, 1994; Ingeominas, 1997; Paris *et al.*, 2000, Diederix *et al.*, 2008 y 2009; Veloza *et al.*, 2012, Jiménez *et al.*, 2015), mientras las fallas de Soapaga y Boyacá son identificadas como potencialmente activas (Ingeominas, 1997). Sin embargo, en la zona no hay suficiente información sobre la relación entre estas tres fallas, salvo descripciones estructurales regionales (Toro, 1990; Velandia, 2005) o con un enfoque sedimentológico (Kammer & Sánchez, 2006; Saylor *et al.*, 2012b).

Ante los problemas de definición de la continuidad, terminación de la falla y estilos estructurales asociados, en capítulo se presenta una cartografía de rasgos morfológicos y estructurales de la parte sur de la Falla de Bucaramanga y su terminación hacia el Macizo de Floresta, así como un análisis de esfuerzos, con el objetivo de explicar la actual deformación en la zona. Además, se definen las fallas geológicas relacionadas con esta terminación sur y su estilo estructural, y se muestra la diferencia con las fallas de Boyacá y Soapaga.

El área de trabajo involucra el sur del Macizo de Santander y norte del Macizo de Floresta, y se analiza la información geológica regional de la cartografía del Servicio Geológico Colombiano, compilada en forma digital por Gómez *et al.* (2015) (Figura 3-1) y que incluye las planchas 1:100.000: H-12 y 13 (Ward *et al.*, 1977 a y b), 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1976), 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987) y 172-Paz de Río (Ulloa *et al.*, 1998), donde se ubican municipios como Mogotes, San Joaquín, Onzaga y Capitanejo en Santander, además de Susacón, Soatá, Tipacoque, Covarachía, Sátiva Norte, Belén y Paz de Río, en Boyacá.

El marco estructural que ofrece esta cartografía fue complementado con análisis regional y de campo, y con la medición de indicadores cinemáticos de estrías de falla en afloramientos a lo largo de vías principales y secundarias. La cartografía de los trazos estructurales y el análisis de tensores realizados permiten mostrar un sistema transpresivo para la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.

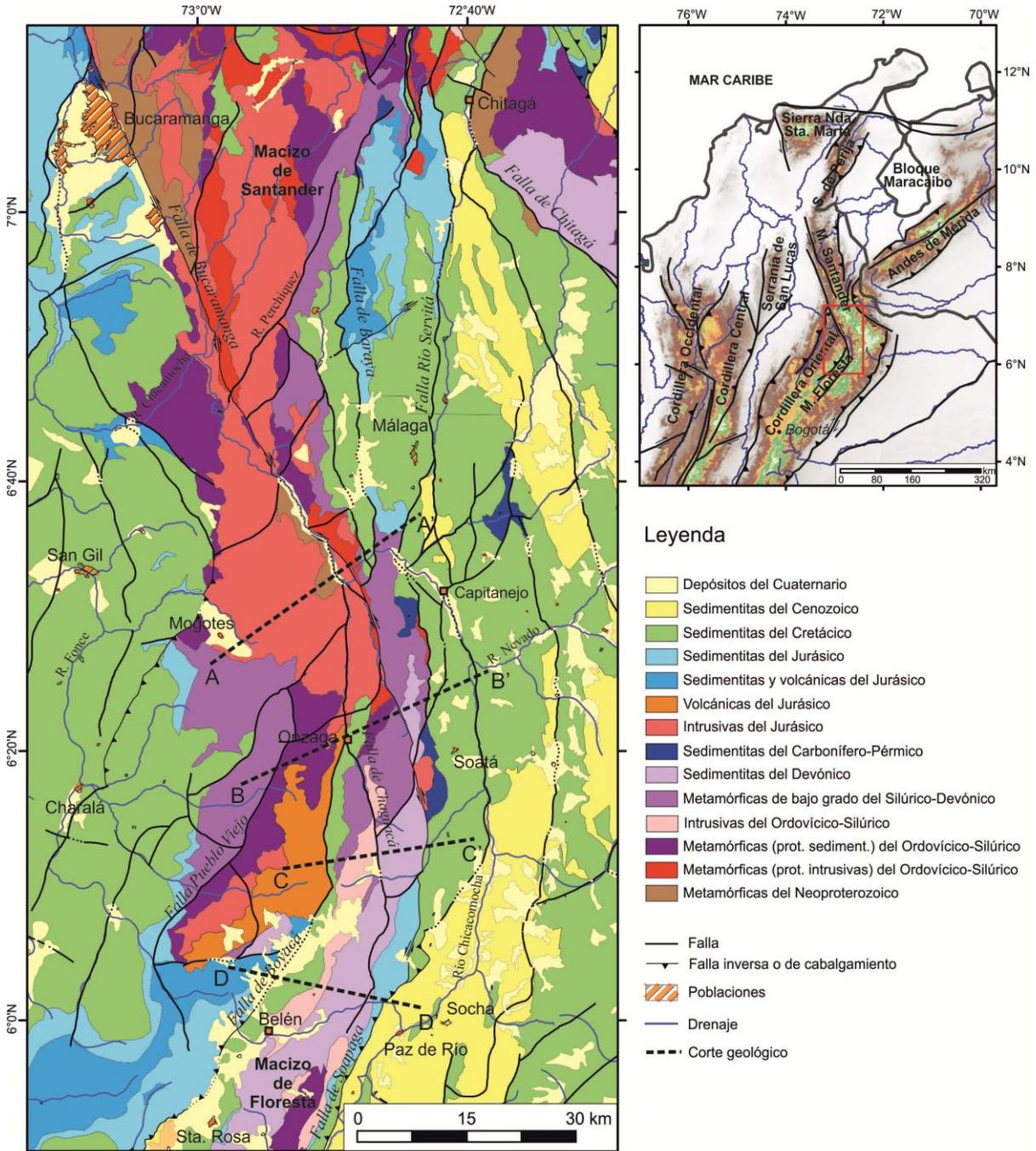
### 3.2 Marco geológico

El área del presente estudio regional se localiza en la zona axial de la Cordillera Oriental, donde las estructuras cambian su tendencia longitudinal de NE a NW. Se trata del borde NE del Macizo de Floresta y el extremo sur del Macizo de Santander. En ambos macizos afloran rocas de basamento y sedimentitas del Paleozoico y Mesozoico, en contacto con secuencias sedimentarias marinas, transicionales y continentales del Cretácico y Paleógeno (Figura 3-1). Los macizos conforman el núcleo de la cordillera que hizo parte del Alto de Santander y separó cuencas marinas durante el Mesozoico (De Freitas *et al.*, 1997; Sarmiento, 2001). En la región se interpretan procesos de inversión tectónica en el Cenozoico (Fabre, 1983; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Kammer & Sánchez, 2006; Tesón *et al.*, 2013), los cuales son los responsables de la exhumación del basamento cristalino del Macizo de Floresta (Horton *et al.*, 2010; Saylor *et al.*, 2012b).

En la zona de convergencia entre la Falla de Bucaramanga y las fallas de Boyacá y Soapaga afloran el basamento bordeado por sedimentitas del Mesozoico (Figura 3-1), las cuales posiblemente cubrieron el Alto de Santander en el Mesozoico Tardío, pero fueron erosionadas de la parte central de la cordillera durante las exhumaciones del Cenozoico

(Horton, *et al.*, 2010; Parra *et al.*, 2010), en la cuales la actividad tectónica y deformación transpresiva fue predominante (Ramírez *et al.*, 2012).

**Figura 3-1.** Mapa geológico del extremo sur de la Falla de Bucaramanga en los macizos de Santander y Floresta; modificados sólo los colores a partir de Gómez *et al.* (2015). Localización de cortes geológicos. El área se ubica en la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia.



Este basamento cristalino (Vargas *et al.*, 1976; Vargas *et al.*, 1987; Gómez *et al.*, 2015) está constituido por rocas metamórficas de alto grado (Neis de Bucaramanga y Ortoneis) y rocas de menor grado de metamorfismo como la Frm. Silgará, Metamorfitas de Guaca- La Virgen y Floresta Metamórfico del Paleozoico; también afloran sedimentitas del Devónico (Formación Floresta, incluyendo Tibet) y del Carbonífero-Pérmico (Frm. Cuche y Paleozoico del Río Nevado), además de presencia de rocas ígneas como las intrusivas del Ordovícico-Silúrico y del Jurásico, así como volcánicas, volcanoclásticas del Jurásico (Frm. Montebel) y sedimentarias del Jurásico tardío (Frm. Girón). La secuencia marina del Cretácico está representada en unidades de variada litología de areniscas, lodolitas y calizas como las formaciones Río Negro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colón-Mito Juan; aunque la nomenclatura varía al sur en el dominio de la Falla de Soapaga.

La secuencia sedimentaria del Cenozoico incluye las unidades con nomenclatura de la Cuenca del Catatumbo como Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera, correlacionables en la cordillera con Areniscas de Socha, Arcillas de Socha, Picacho y Concentración, respectivamente. Los depósitos del Cuaternario son especialmente abundantes en la zona, especialmente al E sobre las unidades del Cretácico y Cenozoico, y en el sector entre las fallas de Boyacá y Soapaga (Figura 3-1).

La cartografía geológica en escala 1:100.000, citada antes, fue realizada en su mayoría hace más de 30 años con diversos conceptos de geología estructural, en los cuales predominan modelos de bloques hundidos y levantados con fallas verticales. Por cuestión de escalas, las fallas geológicas no se definen en detalle en las compilaciones geológicas a escalas regionales, como el Mapa Geológico de Santander 1:300.000 (Royero & Vargas, 1999), el Atlas Geológico de Colombia (escala 1:500.000), y el Mapa Geológico de Colombia en escala 1:1'000.000 (Gómez *et al.*, 2007 y 2015). Los modelos estructurales construidos con información del subsuelo y que involucran el basamento de la zona muestran básicamente fallas con historia de inversión tectónica, donde predomina una deformación actual en compresión, con abundancia de fallas de cabalgamiento en la cobertera sedimentaria (desde Cooper *et al.*, 1995 hasta Tesón *et al.*, 2013).

La interpretación de un sistema transpresivo en la Cordillera Oriental, que involucra los macizos de Santander y Floresta, se ha realizado con base en datos estructurales, análisis

de paleoesfuerzos e información sísmológica (Kammer, 1996 y 1999; Taboada *et al.*, 2000). Sarmiento (2001) hace una compilación de la información mencionada para sustentar su modelo sobre la inversión transpresional de la cordillera. Estos modelos resaltan la deformación en rumbo a lo largo de la Falla de Bucaramanga por cizalla simple y la deformación más homogénea por cizalla pura al interior de los macizos.

La inversión de fallas normales como Boyacá y Soapaga al inicio de la orogenia andina ha sido modelada en el borde oriental del Macizo de Floresta con un estilo estructural de escamación delgada y gruesa (Toro, 1990; Saylor *et al.*, 2012a), donde también se han identificado fallas transversales (Villar *et al.*, 2017). El arreglo de estas fallas en una estructura en cola de caballo al final de la Falla de Bucaramanga es señalada por Kammer & Sánchez (2006) que especialmente muestran la sedimentación y configuración de cuencas en el Mesozoico temprano por la interacción de estas fallas.

La Falla de Bucaramanga en su parte sur (de Bucaramanga a Ricaurte) ha sido analizada y mostrada en detalle en mapas morfotectónicos en escala 1:25.000 del Servicio Geológico Colombiano (Osorio *et al.*, 2008; Diederix *et al.*, 2008), donde se hace énfasis en la caracterización de los depósitos cuaternarios, geoformas erosivas e índices de deformación asociados a los trazos de la falla. Para el sector de la falla que controla el curso del río Chicamocha y con base en la cartografía morfoestructural se ha propuesto un patrón lenticular dominado especialmente por lomos de presión (Galvis *et al.*, 2014).

### 3.3 Métodos

El análisis regional y la cartografía de las fallas geológicas se realizó mediante la interpretación de mapas de sombras (*hillshade*) con modelos del terreno en resolución de 30 m y los más recientes de 12,5 m descargados de la NASA – Alaska Satellite Facility (2015) además de fotografías aéreas en escalas que varían de 1:30.000 a 1:40.000. Esto permitió la elaboración de mapas donde se define la continuidad de las fallas principales y los límites de las secundarias, además de la identificación de rasgos estructurales y morfológicos relacionados con su cinemática. Durante el trabajo de campo se comprobaron los rasgos morfológicos asociados a los trazos de fallas y se tomaron datos de indicadores cinemáticos a escala mesoscópica en afloramientos con el fin de realizar análisis de tensores.

Con base en la información morfológica y estructural se propone un modelo de la deformación y fallas relacionadas con la terminación sur de la Falla de Bucaramanga; y con el apoyo del mapa geológico del área se elaboraron cortes geológicos que ayudan a explicar el estilo estructural, lo que será mostrados en las próximas secciones.

La obtención de tensores implicó un proceso riguroso desde la toma de los datos en campo, su procesamiento e interpretación. Se tomaron medidas de planos estríados de falla y para definir su cinemática se tuvo en cuenta las consideraciones de Petit (1987) y Doblas (1998), dando prelación a las fracturas tipo Riedel. Como complemento a la medición de los planos estríados se tomó información acerca de rasgos que permitieran la homogeneización de los datos teniendo en cuenta las consideraciones de Sperner & Zweigel (2010) y Hippolyte *et al.* (2012). Dicha información consistía en criterios subjetivos para evaluar la calidad según: (i) meteorización del afloramiento, (ii) litología, (iii) nitidez y preservación de la estría, (iv) cantidad y calidad de indicadores cinemáticos, y (v) relaciones de corte entre los planos del afloramiento. Según estos aspectos, frente al afloramiento y cada plano estriado se asignaron porcentajes de calidad así: 60% (baja confiabilidad), 70-80% (confiable) y 90-100% (cierto o seguro).

Para el cálculo de un tensor de esfuerzos se requieren mínimo cuatro planos que preferiblemente deben tener distinta orientación, de tal manera que representen los tres esfuerzos principales y la relación de esfuerzos  $R$  ( $\sigma_2 - \sigma_3 / \sigma_1 - \sigma_3$ ) (Angelier, 1994). Además es importante definir  $R'$  porque permite distinguir directamente el régimen de esfuerzos asociado: extensión radial ( $\sigma_1$  vertical, 0-0.25), extensión pura ( $\sigma_1$  vertical, 0.25-0.75), transtensión ( $\sigma_1$  o  $\sigma_2$  vertical, 0.75-1.25), transcurrencia pura ( $\sigma_2$  vertical, 1.25-1.75), transpresión ( $\sigma_2$  o  $\sigma_3$  vertical, 1.75-2.25), compresión pura ( $\sigma_3$  vertical, 2.25-2.75) y compresión radial ( $\sigma_1$  vertical, 2.75-3.00) (Delvaux *et al.*, 1997; Tripathy & Saha, 2013).

Para el procesamiento de los planos estríados se utilizó el programa Win-Tensor 5.8 (Delvaux & Sperner, 2003), el cual permite un seguimiento de los parámetros mecánicos y de calidad de cada tensor; de esta forma se pueden observar las variaciones según los planos de falla usados por el programa y es posible controlar el resultado al filtrar datos de baja confiabilidad, o que no sean compatibles por observación de campo (relaciones de

corte) o mecánicamente (Círculo de Mohr). Todos los tensores se obtuvieron con la aplicación de dos de los módulos que ofrece el programa: Diedros Rectos Mejorado (I.R.Dihedr) para el análisis inicial y Optimización Rotacional (R. Optim) para el resultado final.

Al final del procesamiento los datos de una determinada estación pueden arrojar un solo tensor o múltiples tensores con distintas características en su régimen de esfuerzos. El factor de calidad ( $QRt$  para Delvaux & Sperner, 2003) depende principalmente del número de datos ( $n$ ), de la confiabilidad de los mismos, y del porcentaje de datos frente al total de la estación, entre otros (Sperner & Zweigel, 2010). Aunque la edad relativa de un tensor se estima principalmente por relaciones de corte observadas en campo, esto no siempre es posible y se debe acudir a otros aspectos que podrían indicar cierta temporalidad, tales como el análisis del círculo de Mohr al ubicar datos en el campo de fallas neoformadas o reactivadas; edad de las rocas donde se mide el indicador cinemático; calidad, nitidez o preservación del plano y estría de falla; minerales asociados; y cantidad de planos de la misma familia.

### **3.4 Resultados**

Se presenta en primer lugar una cartografía de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga con rasgos tipo Riedel asociados con su cinemática, y en segundo lugar un análisis de tensores que soportan un modelo transpresivo para la terminación sur de la falla.

#### **3.4.1 Cartografía de la Falla de Bucaramanga en su terminación sur**

Los rasgos morfológicos que se muestran para el trazo principal de la falla desde Bucaramanga hasta Ricaurte (Figura 3-2) no corresponden al detalle de la cartografía de los índices de deformación de Osorio *et al.* (2008), pero muestran de manera integral un patrón de fracturamiento tipo Riedel que confirma su cinemática de rumbo sinistral, donde se destacan las fallas menores tipo R (sintéticas) y R' (antitéticas), similares a los modelos que explican el desarrollo de fallas transcurrentes, con formación de lentes en un corredor o zona de daño, e inactividad de estos trazos asociados a medida que se alejan de la falla principal (Tchalenko, 1970; Naylor *et al.*, 1986; Woodcock & Fischer, 1986).

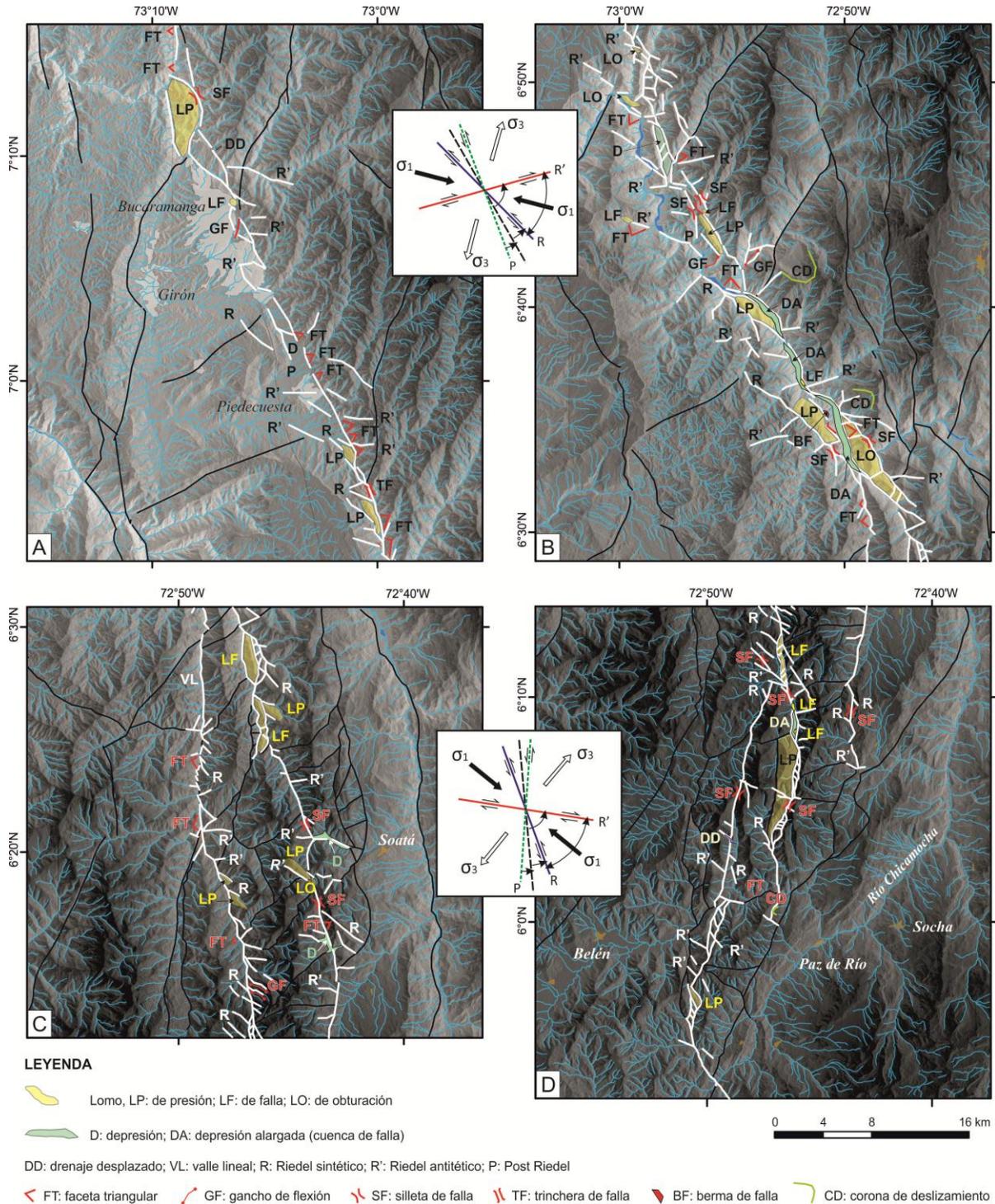


La cartografía de las trazos menores asociadas con la Falla de Bucaramanga muestra una estructura compleja, pero de manera regional es posible diferenciar una zona donde se distingue un tramo individual de 82 km de extensión desde Bucaramanga hasta Ricaurte (Figura 3-2) y un tramo final de varios ramales con una longitud mínima de 60 km desde Ricaurte hasta su terminación en la Falla de Soapaga, al sur de Paz de Río (Figura 3-2). A su vez, el tramo norte se puede subdividir en tres secciones por las características del trazo principal y asociados (Figura 3-2). Para dar nombre a estas secciones se procura no repetir denominaciones usadas antes (en otros trabajos y en la presente tesis) para otras estructuras. La sección Piedecuesta se extiende por 32 km desde Bucaramanga hasta la Falla del Río Manco y marca un trazo bien definido y sencillo de la Falla de Bucaramanga.

La sección Cepitá (de 31 km) está limitada por las fallas transversales de los ríos Manco al norte y Guaca al sur, y es donde se muestra mayor complejidad de la falla, la parte norte corresponde al descenso de Pescadero hasta el río Chicamocha y al sur atraviesa zona montañosa a la margen derecha del mismo río, en esta sección la falla parece exhumar zonas profundas del límite frágil-dúctil de la corteza dadas las estructuras identificadas por Villamizar (2014) y pseudotaquilitas por González & Jiménez (2014). La sección Ricaurte con una longitud de 19 km incluye abundantes fallas sintéticas (R) que controlan el curso del río Chicamocha. Galvis *et al.* (2014) cartografían geoformas transpresivas y transtensivas en un patrón trenzado entre Cepitá y Ricaurte. Se aclara que no se usa el término segmento para estas subdivisiones de la falla por no disponer de una caracterización paleosismológica.

La cartografía de la falla con sus trazos y geoformas, tales como silletas, bermas, facetas triangulares, lomos, depresiones, ganchos de flexión y otros (Figura 3-3), tanto en su tramo individual como en su estructura terminal, permite identificar las secciones donde con menos rasgos la falla es más sencilla (Figura 3-3A, sección Piedecuesta) o donde predomina ciertos rasgos, como los lomos de presión en la sección Ricaurte (Figura 3-3B). La cartografía indica además, que los lomos se forman entre el trazo principal de la falla y sus fallas sintéticas (R). Algunos de los lomos son de considerable tamaño y alcanzan hasta 8 km de longitud, como el lomo que obtura el curso del río Chicamocha frente a Ricaurte (figuras 3-2 y 3-3B).

**Figura 3-3.** Cartografía de la Falla de Bucaramanga por sectores, rasgos morfológicos y sistema Riedel indicadores de cinemática de rumbo sinistral. Localización de las ventanas A, B, C y D en Figura 3-2. Modelo digital del terreno y mapa de sombras de NASA (2015). El modelo de trazos Riedel asociados a falla de rumbo sinistral es tomado de Woodcock & Shubert (1994) en Davis *et al.* (2012).



A partir de la disposición de un arreglo general o modelo de trazos Riedel asociados a falla de rumbo sinistral (Woodcock & Shubert, 1994, en Davis *et al.*, 2012) se puede obtener una orientación del tensor local con la dirección de los esfuerzos principales (Figura 3-3). Para el tramo norte de la falla se obtiene una dirección NWW- SEE para  $\sigma_1$  (aproximadamente a  $105^\circ$ ), mientras para las fallas relacionadas con la terminación sur, las cuales toman un rumbo más norte sur, el tensor cambia a NW-SE con  $\sigma_1$  a  $140^\circ$ . Es interesante que los trazos Riedel en estas fallas de la terminación sur de Bucaramanga siguen mostrando una cinemática sinistral al internarse en el Macizo de Floresta hasta la Falla de Soapaga (figuras 3-2 y 3-3C-D).

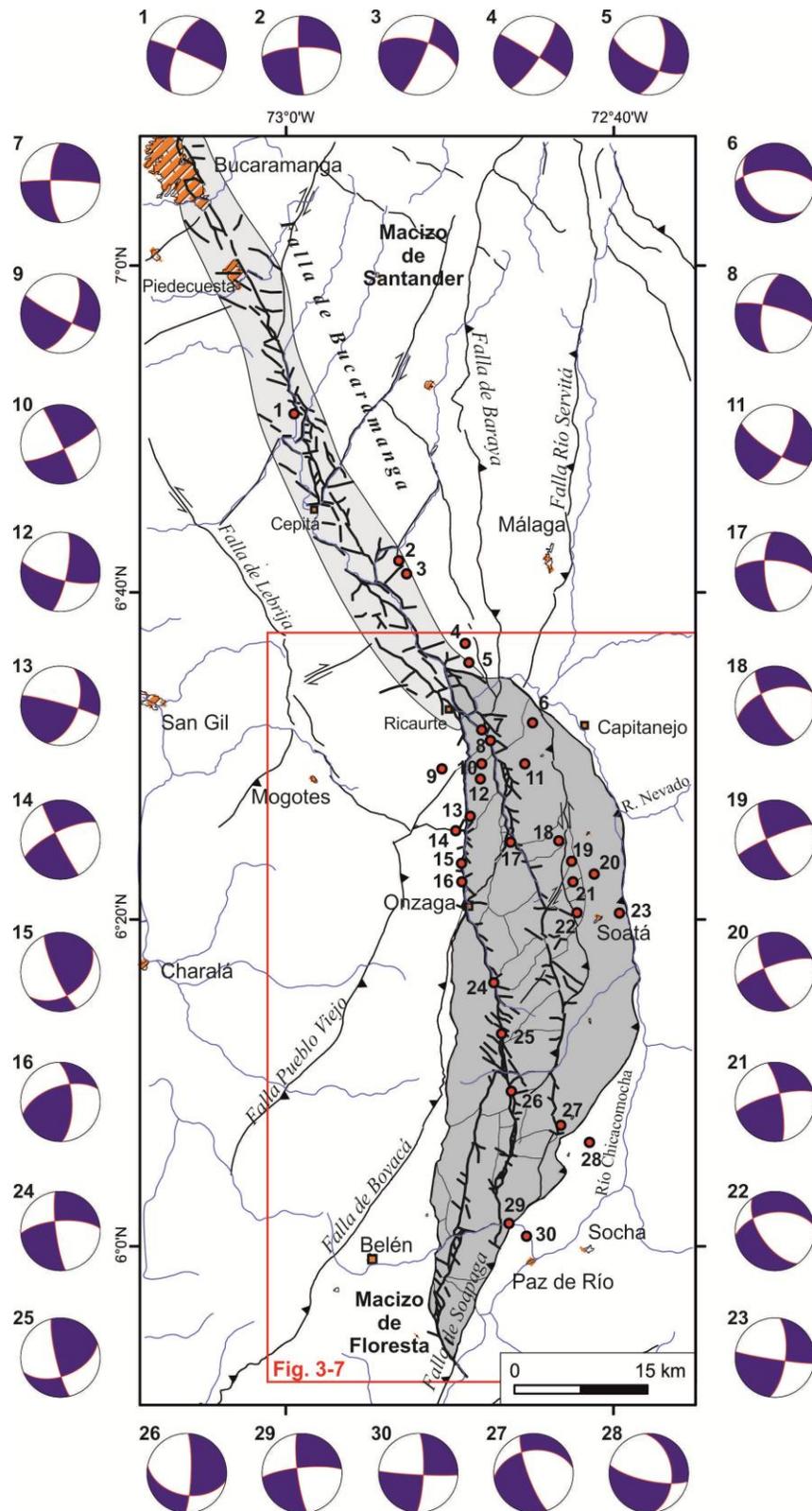
Con base en esta cartografía de la falla se puede definir que la estructura no es simple y angosta, sino que presenta una ancha zona de daño que para el tramo de Bucaramanga a Ricaurte varía entre 5 y 8 km (Figura 3-4). También es posible identificar al menos cinco fallas relacionadas con la terminación sur de la estructura regional, de las cuales al menos tres presentan rasgos de transurrencia.

### 3.4.2 Análisis de tensores de esfuerzos

Se realizaron medidas de planos de falla con sus indicadores cinemáticos en distintas estaciones de campo distribuidas en la zona, pero para este análisis se han seleccionado 30 sitios, en los cuales se logró un tensor con mejores calidades (sólo se incluyen dos tensores con calidad  $QR \neq E$ ). La localización de las estaciones seleccionadas se muestra en la Figura 3-4, donde se observa que se le ha dado prioridad a la zona de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga. El resultado del procesamiento de los planos estriados con los parámetros de los tensores obtenidos se muestra en la Tabla 3-1.

En las 30 estaciones se midió un total de 758 planos estriados, de los cuales 678 (el 87%) se usan en los subconjuntos que permitieron definir los 30 tensores. Sólo se considera para este análisis un tensor por estación, el cual en la mayoría de los casos (26 de 30) corresponde al único o primer tensor que arroja el programa con los datos de cada estación. En la mayoría de las estaciones los datos se midieron en rocas ígneas intrusivas (16) y en sedimentarias competentes (9 en areniscas y 1 en conglomerados), mientras sólo cuatro estaciones corresponden a rocas metamórficas del Paleozoico (Tabla 3-1).

**Figura 3-4.** Corredor de la Falla de Bucaramanga (zona de daño) y terminación sur transpresiva. Tensores de esfuerzo representados en balones de playa, que indican predominio de un régimen transcurrente.



**Tabla 3-1.** Tensores de esfuerzos obtenidos con el análisis de planos estriados de falla. Entre los parámetros tabulados, n: número de datos usados para el tensor; ns: número de datos del subconjunto; N: número de datos de la estación;  $\sigma_1$ ,  $\sigma_2$ ,  $\sigma_3$ : plunge y azimut de los esfuerzos principales;  $\alpha$ : desviación media del deslizamiento; F5: función de optimización; R: relación de esfuerzos  $(\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$ ; R': índice del tipo de tensor; *Shmax*: Dirección del esfuerzo principal horizontal máximo; QRt: rango de calidad.

Sitio	Coordenadas		Edad	Litología	n	ns	N	Ejes esfuerzos			$\alpha$	F5	R	R'	Shmax	QRt	Régimen de Esfuerzos
	Longitud (°W)	Latitud (°N)						$\sigma_1$	$\sigma_2$	$\sigma_3$							
1	-72.990	6.848	Jurásico	Granito	13	42	107	20/160	65/301	14/065	7.2	2.9	0.34	1.66	158	C	Transcurrencia pura
2	-72.880	6.698	Paleozoico	Pizarras	4	6	6	16/131	72/339	08/223	3	4.4	0.62	1.38	132	E	Transcurrencia pura
3	-72.870	6.685	Paleozoico	Metamórficas	11	15	15	14/152	58/039	28/249	13.6	6.6	0.64	1.36	157	C	Transcurrencia pura
4	-72.810	6.614	Jurásico	Intrusivo	9	19	19	06/349	77/106	11/258	7.5	3.9	0.26	1.74	169	D	Transcurrencia compresiva
5	-72.812	6.594	Jurásico	Intrusivo	10	24	24	38/338	51/147	05/224	12.8	7.3	0.78	1.22	155	C	Transcurrencia distensiva
6	-72.747	6.533	Cretácico	Areniscas	7	12	12	64/143	20/282	16/018	9.2	4.2	0.61	0.61	111	D	Distensión pura
7	-72.791	6.526	Jurásico	Cuarzomonzonita	8	8	8	18/137	69/284	11/043	5.5	1.6	0.43	1.57	135	D	Transcurrencia pura
8	-72.790	6.514	Jurásico	Cuarzomonzonita	11	20	20	29/149	59/306	10/054	6.6	2	0.65	1.35	145	C	Transcurrencia pura
9	-72.839	6.486	Jurásico	Cuarzomonzonita	6	14	20	26/345	59/130	15/247	9.8	6.1	0.44	1.56	161	D	Transcurrencia pura
10	-72.799	6.491	Jurásico	Cuarzomonzonita	12	17	17	10/289	78/144	07/020	9.9	4.3	0.30	1.70	109	C	Transcurrencia pura
11	-72.755	6.491	Paleozoico	Cuarcitas	10	15	15	28/346	62/151	06/253	8.6	5.5	0.50	1.50	164	C	Transcurrencia pura
12	-72.800	6.476	Jurásico	Intrusivo	6	6	6	21/328	68/152	02/058	6.6	1.6	0.11	1.89	148	D	Transcurrencia compresiva
13	-72.811	6.437	Jurásico	Cuarzomonzonita	6	18	18	21/338	53/098	29/235	11.3	5.2	0.36	1.64	154	D	Transcurrencia pura
14	-72.820	6.423	Jurásico	Cuarzomonzonita	15	25	25	15/107	72/321	10/199	6.6	2.3	0.36	1.64	108	B	Transcurrencia pura
15	-72.810	6.390	Jurásico	Intrusivo	7	11	11	24/275	38/165	42/029	8.2	4.7	0.50	2.50	103	D	Transcurrencia compresiva
16	-72.819	6.370	Jurásico	Cuarzomonzonita	12	22	22	05/123	48/028	41/217	9.5	4.3	0.05	1.95	123	C	Compresión oblicua
17	-72.770	6.412	Jurásico	Cuarzomonzonita	7	10	10	32/135	58/318	0/226	6.1	2.1	0.37	1.63	135	D	Transcurrencia pura
18	-72.721	6.413	Paleozoico	Pizarras	7	15	15	35/105	52/311	13/204	7.4	3.3	0.45	1.55	110	D	Transcurrencia pura
19	-72.708	6.392	Cretácico	Areniscas	6	15	36	17/112	72/276	04/020	3.7	3.5	0.69	1.31	111	D	Transcurrencia pura
20	-72.685	6.379	Cretácico	Areniscas	10	12	12	23/114	67/287	03/023	8.1	5.7	0.55	1.45	113	C	Transcurrencia pura
21	-72.706	6.371	Cretácico	Areniscas	7	11	11	01/122	70/030	20/212	8.4	3.4	0.29	1.71	122	D	Transcurrencia compresiva
22	-72.702	6.339	Cretácico	Areniscas	22	41	41	53/109	37/300	05/206	11.9	5	0.62	0.62	115	B	Distensión pura
23	-72.659	6.339	Cretácico	Areniscas	6	7	15	18/325	68/108	13/231	7.8	4.3	0.75	1.25	142	E	Transcurrencia distensiva
24	-72.787	6.268	Paleozoico	Intrusivo	6	12	12	22/128	67/330	08/221	8.3	3.7	0.59	1.41	130	D	Transcurrencia pura
25	-72.779	6.216	Paleozoico	Intrusivo	18	36	36	19/292	50/178	34/035	11.8	6.7	0.15	1.85	114	B	Compresión oblicua
26	-72.769	6.157	Paleozoico	Conglomerados	44	110	110	38/310	43/174	23/060	9.5	4.8	0.21	1.79	135	B	Distensión oblicua
27	-72.719	6.122	Cretácico	Areniscas	22	51	51	42/108	39/330	23/221	8.1	3.3	0.52	0.52	122	B	Distensión oblicua
28	-72.689	6.105	Paleógeno	Areniscas	15	16	16	46/332	37/115	19/220	4.9	1.3	0.09	0.09	149	C	Distensión oblicua
29	-72.771	6.022	Jurásico	Intrusivo	10	25	25	15/128	75/316	02/218	11.5	6.7	0.51	1.49	128	D	Transcurrencia pura
30	-72.754	6.010	Paleógeno	Areniscas	17	23	23	10/318	79/111	05/227	10.7	4.5	0.42	1.58	138	C	Transcurrencia pura

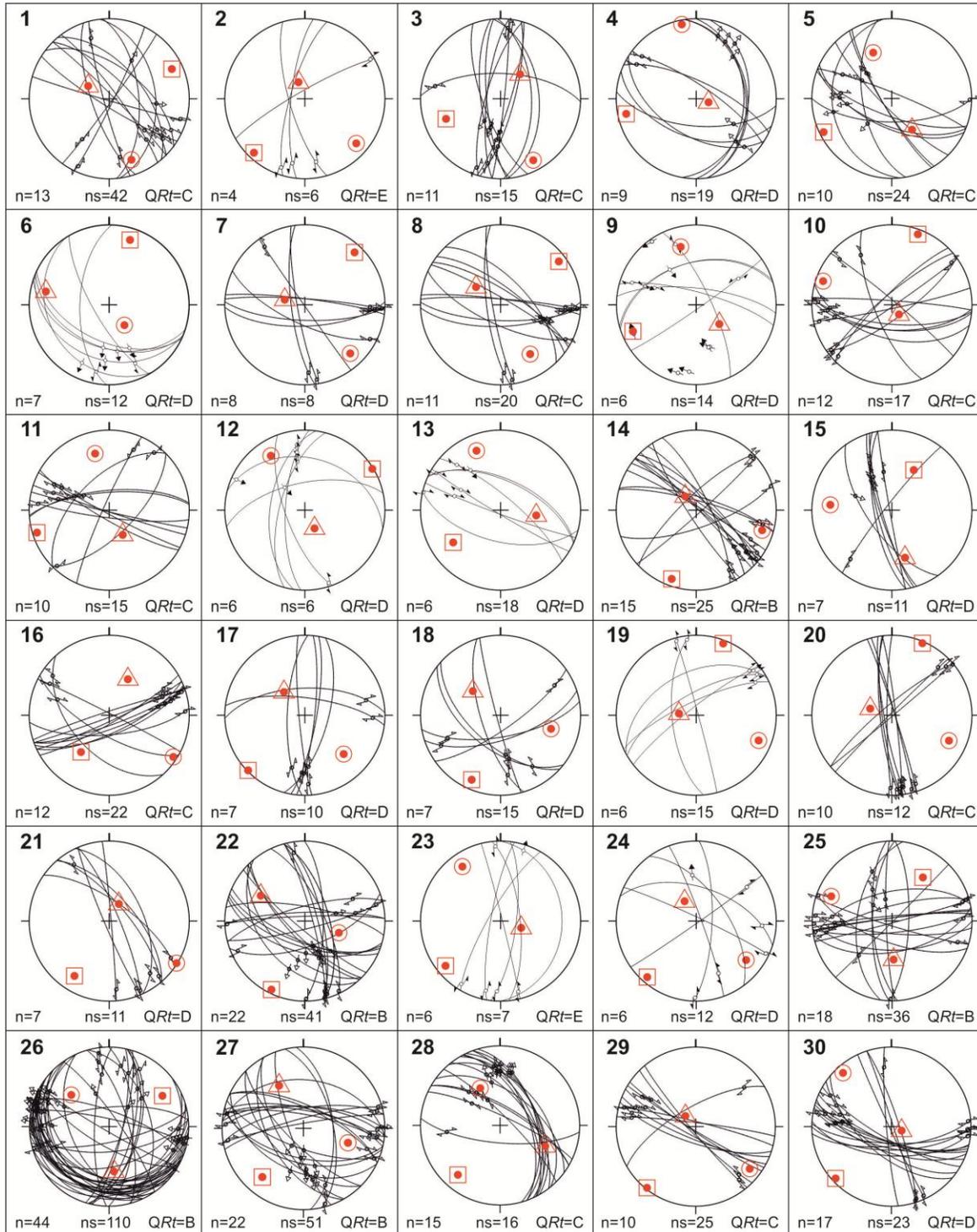
Los tensores indican una dirección general NW-SE del esfuerzo principal horizontal máximo, que varía entre  $108^\circ$  y  $169^\circ$ , con regímenes de esfuerzo de transcurrencia pura, con algunas variaciones oblicuas a distensión o compresión, aunque también resultan un par de tensores en distensión pura (6 y 22) hacia el oriente de la estructura principal (Tabla 3-1, Figura 3-4).

Los planos usados en el programa para la obtención del tensor en cada estación de trabajo se muestran en la Figura 3-5, proyectados estereográficamente en el hemisferio sur y con la estría de falla correspondiente. Para la mayoría de tensores hay planos en dos direcciones o más lo que implica un criterio complementario de la calidad del tensor, además del calculado por el programa (QRt) con base en el número de datos y la desviación media del deslizamiento ( $\alpha$ ); adicionalmente, la ubicación de los ejes de esfuerzos principales indican que al menos en la mitad de estaciones se mantienen dos ejes subhorizontales y uno vertical, característica de tensores estables (sin rotación).

En los círculos de Mohr se observa el régimen de esfuerzos que representa cada tensor según el valor relativo de los esfuerzos principales en N (esfuerzo normal), así como la compatibilidad mecánica de los datos para cada uno de los 30 tensores (Figura 3-6); para esto se controló que las planos involucrados se ubicaran en el campo de neoformados (a lo largo de la envolvente de Mohr-Coulomb) o en el campo de reactivados, evitando datos del campo estable que pertenecerían a tensores diferentes y probablemente más antiguos.

La representación de los tensores en balones de playa facilita la relación de las fallas que el programa propone como soluciones para el tensor con las fallas cartografiadas en la zona (Figura 3-4). En efecto, la mayoría de tensores muestran fallas de rumbo subverticales con orientación N-S, o NNW que convalidan la falla geológica regional en la estación de campo o en su cercanía. Algunos tensores muestran planos que se relacionan mas bien con los trazos sintéticos (R) o antitéticos (R'). En todos los casos el tensor tiene dirección NW-SE que induce una cinemática de rumbo sinistral en las fallas longitudinales principales o en las subparalelas sintéticas (R).

**Figura 3-5.** Proyección estereográfica en hemisferio sur de los planos y estrías de falla. Se indica para cada estación de campo *n*: número de planos en el tensor; *ns*: número de planos del subconjunto; *QRt*: calidad del tensor en Win-Tensor 5.8 (Delvaux & Sperner, 2003). Ejes de esfuerzos principales  $\sigma_1$  (círculo),  $\sigma_2$  (triángulo) y  $\sigma_3$  (cuadrado).



### 3.4.3 Sistema Transpresivo Sur de la Falla de Bucaramanga

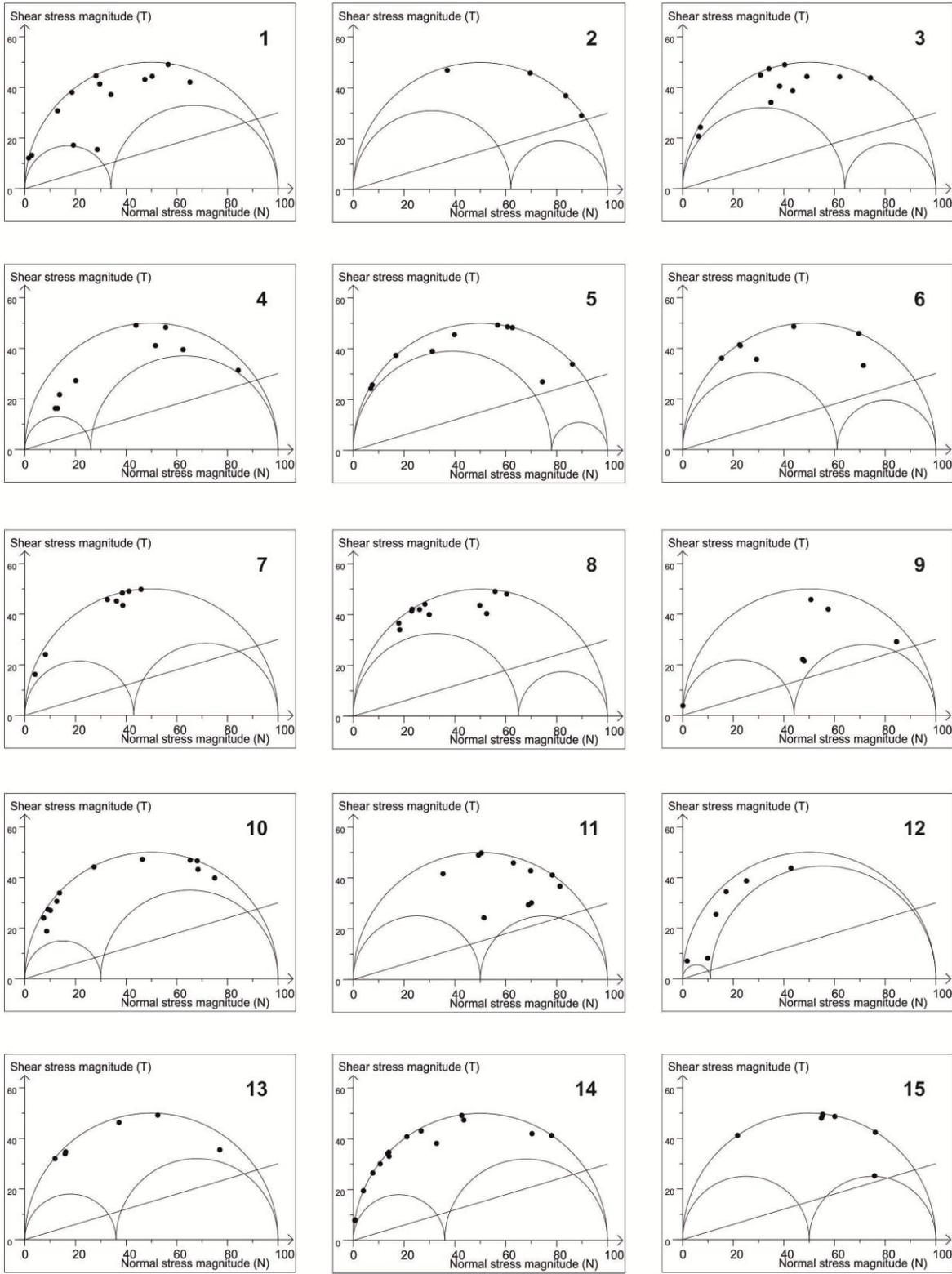
Como resultado del análisis de la cartografía geológica y morfoestructural de las fallas, soportado también con el análisis de tensores asumidos como actuales, se presenta a continuación un modelo que explica la cinemática y estilo estructural de las estructuras relacionadas con la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.

Ante todo se identifica una serie de fallas que se desprenden de la falla principal de Bucaramanga en el corregimiento de Ricaurte a orillas del río Chicamocha (Figuras 3-4 y 3-7). La falla que guarda mayor similitud en la vergencia con la falla de Bucaramanga es Chaguacá, denominada así por el río y la vereda al sur de Onzaga (Vargas *et al.*, 1987), aunque en algunos mapas se ha llamado Falla Onzaga al tramo que desde el norte de este municipio llega al río Chicamocha, no se recomienda seguir usando este nombre para esta falla y ninguna otra porque en Onzaga convergen al menos cuatro fallas, situación que se presta a confusión. La Falla Chaguacá, de 60 km de longitud, continúa al sur hasta cortar a la Falla de Soapaga al sur de Paz de Río (Figura 3-7). Al oriente de la Falla de Chaguacá, y paralela a ella, se distingue la Falla Los Micos (Galvis, 2016) de 58 km de longitud y vergencia contraria a Bucaramanga, la cual ha sido identificada con el nombre de la falla principal de Bucaramanga por Vargas *et al.* (1987) y Toro (1990); esta falla también corta a la Falla de Soapaga al norte de Paz de Río.

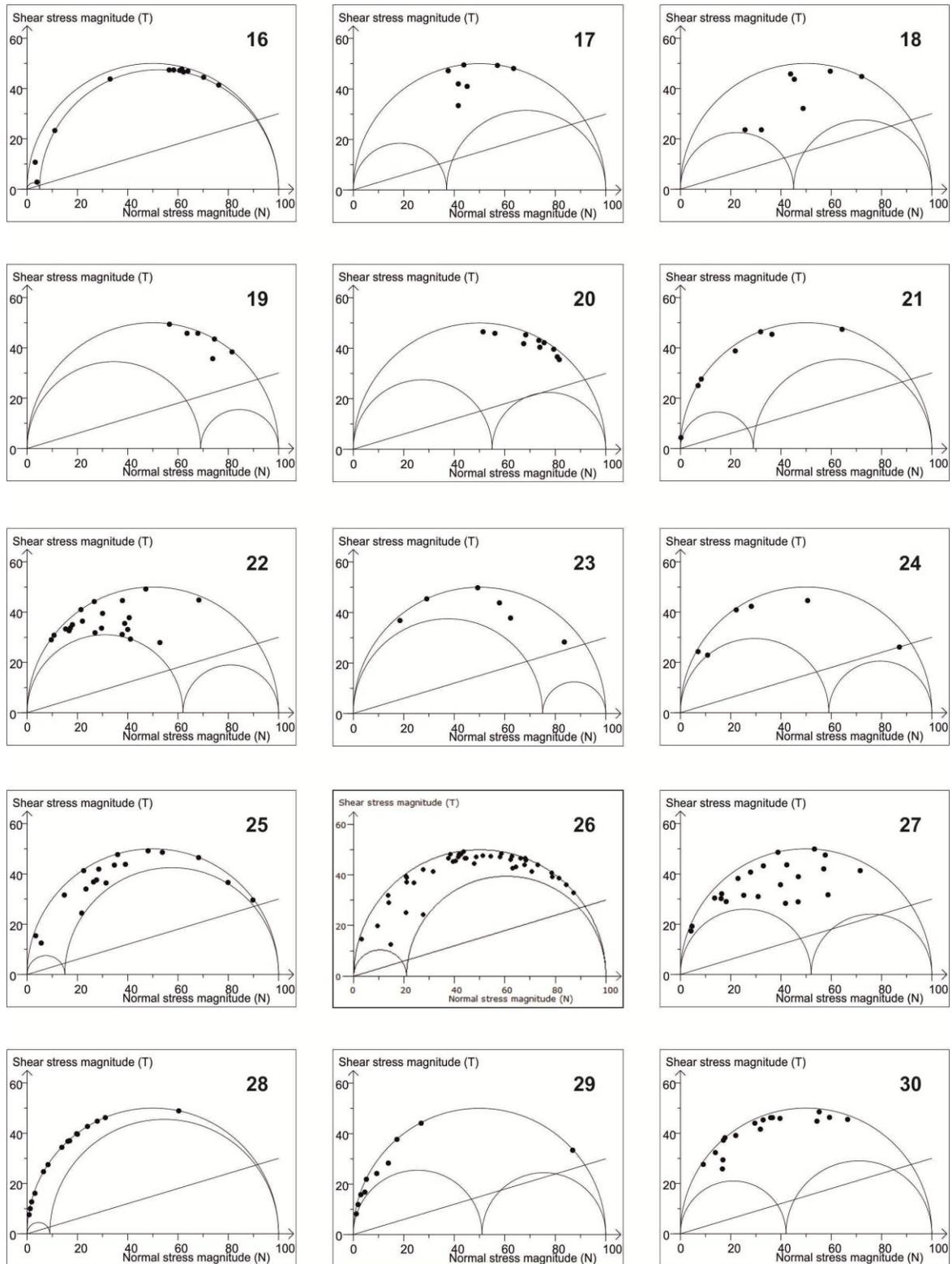
Otra estructura paralela es la Falla La Chorrera (Figura 3-7) que con 40 km de longitud se desprende más al norte de Ricaurte y en su recorrido separa rocas del Paleozoico al W y del Cretácico al E (Figura 3-1). De ésta a su vez se desprende la Falla del Chicamocha que afecta la secuencia sedimentaria del Cretácico y se identifica como la continuación norte de la Falla de Soapaga.

Al W de la Falla Chaguacá se distingue la Falla de Piedragorda (Figura 3-7) de 30 km de longitud, esta falla tiene rasgos morfoestructurales que aún la definen con cinemática de rumbo sinistral (Figura 3-3D). La Falla Chaguacá se une al sur con la Falla Pargua, de 52 km de longitud desde Onzaga hasta la Falla de Soapaga. La Falla de Pargua se interpreta como inversa con vergencia W y limita al occidente al Sistema Transpresivo Sur de la Falla de Bucaramanga.

**Figura 3-6.** Círculos de Mohr de los 30 tensores obtenidos. Todos los datos se ubican en los campos de fallas neoformadas o reactivadas.



Continuación Figura 3-6. Círculos de Mohr de los 30 tensores obtenidos.



Al interior de este sistema transpresivo y limitadas por las fallas longitudinales de Chaguacá, Los Micos y La Chorrera, se presentan fallas secundarias transversales con rumbo NE, la mayoría de las cuales presentan cinemática dextral, es decir contraria a la cinemática sinistral de las fallas principales. Este patrón se repite a escala más locales como se muestra en la cartografía de Vargas *et al.* (1987) (Figura 3-7B).

El paralelismo de las fallas longitudinales con cinemática sinistral (por sus rasgos morfoestructurales y tensores de esfuerzos NW-SE), junto con las fallas internas dextrales, permiten interpretar un modelo de deformación en dominó transcurrente (Figura 3-7C), que además se presenta en estructuras más locales a distintas escalas, especialmente asociadas a los trazos de fallas principales, razón por la cual se sugiere un patrón o comportamiento fractal. Así, la terminación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta se propone como un sistema transpresivo sinistral en dominó fractal (Figura 3-7). Los cortes geológicos (Figura 3-8) realizados en forma transversal a las fallas longitudinales (figuras 3-1 y 3-7) muestran la estructura en flor positiva y simétrica del sistema transpresivo, con Chaguacá, Los Micos y La Chorrera como las fallas principales de rumbo, a partir de las cuales se desprenden las fallas laterales con mayor componente inverso y vergencia al E (El Olivo, Chicamocha) y al W (Pargua).

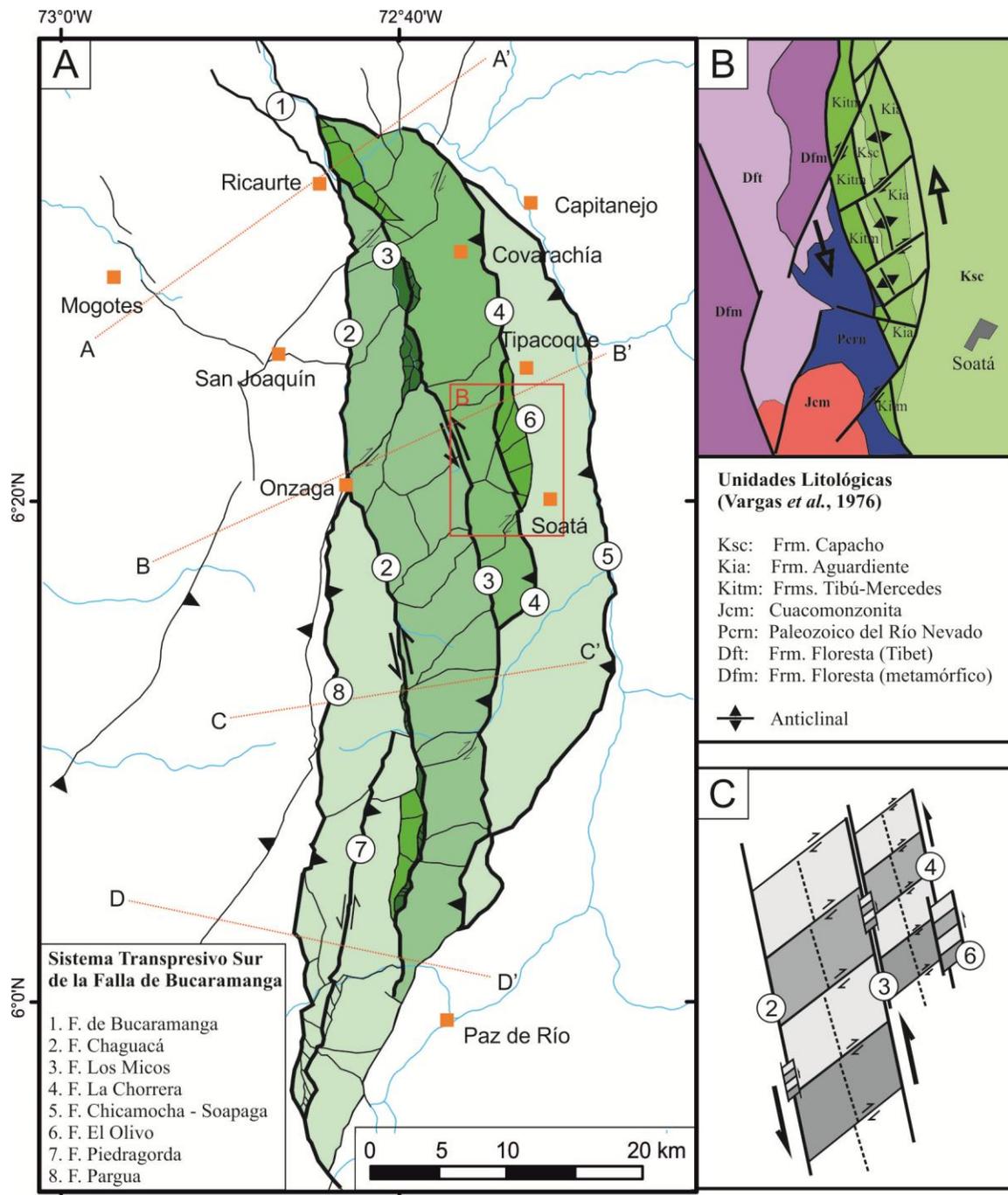
#### **3.4.4 Desplazamientos en rumbo sinistral**

Mediante el análisis de la cartografía geológica (Figura 3-1) y a pesar de que las unidades no presentan contactos homogéneos a lado y lado de las fallas de rumbo, se pueden reconocer algunas zonas viables para medir el desplazamiento sinistral (Figura 3-9).

Las unidades metamórficas del Paleozoico (Silgará) que afloran en Piedecuesta se podrían relacionar con las que afloran al norte de Bucaramanga, lo que indicaría un desplazamiento aproximado de 18 km en rumbo sinistral (Figura 3-9). Más al sur se compara el contacto del intrusivo Jurásico con las mismas unidades metamórficas (Silgará) entre las fallas del río Perchiquez y río Manco con aproximadamente 20 km de corrimiento, sin tener en cuenta el cuerpo alargado que aflora en la zona de daño de la Falla de Bucaramanga. El mayor desplazamiento se puede observar al comparar los extremos sur de los afloramientos del Neis de Bucaramanga en la Falla del Río Manco al norte y Ricaurte al sur, el cual se calcula

en 30 km. Con el promedio de estos tres datos se asume un desplazamiento de 23 km para este tramo donde la Falla de Bucaramanga presenta un corredor bien definido.

**Figura 3-7. A**, Sistema transpresivo sur de la terminación de la Falla de Bucaramanga en patrón de dominó fractal. Se presenta en color verde degradado, donde los tonos oscuros indican el carácter más local de las estructuras dominó. Los números en círculos representan las nombres de las fallas enunciadas en la leyenda del mapa. **B**, Mapa geológico modificado de Vargas *et al.* (1976) y Velandia (2005). **C**, Modelo de dominó entre fallas paralelas sinestrasles (números) que se relacionan con un patrón fractal.



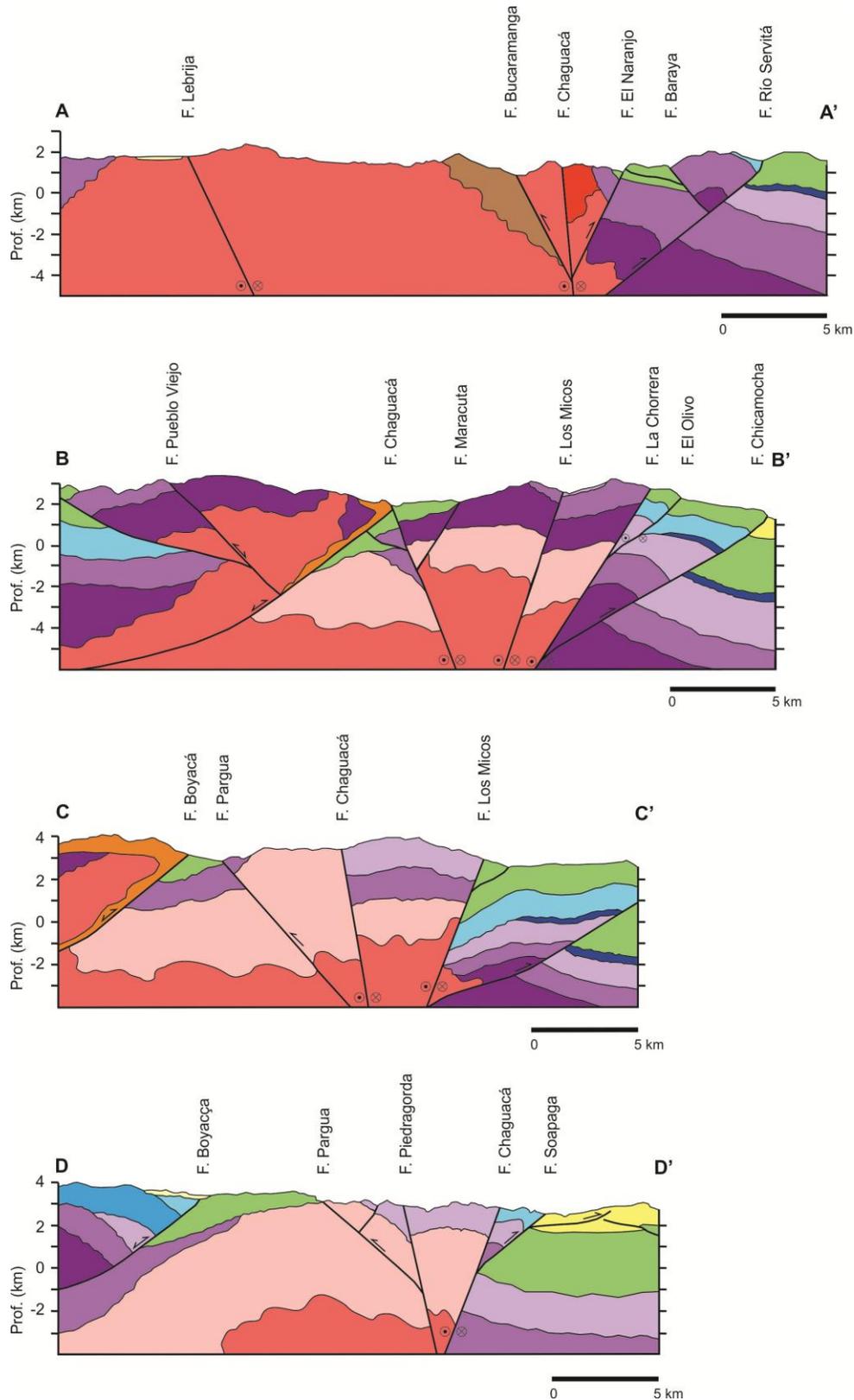
En la zona de ramificaciones de la Falla de Bucaramanga, la Falla Los Micos muestra 11 km de desplazamiento de las unidades metamórficas del Paleozoico (figuras 3-7 y 3-9), mientras en la Falla Chaguacá se calculan 5 km con el promedio de tres medidas aproximadas: 3 km del cuerpo ígneo del Paleozoico (Del Real, 2013), 5 km del contacto de Silgará con este intrusivo, y 7 km del desplazamiento de las sedimentitas del Jurásico (Girón) en el extremo sur de la falla. Toro (1990) también le calcula 5 km de desplazamiento en rumbo a esta falla. Es interesante que en el sector de Onzaga, donde convergen distintas fallas, las unidades del Cretácico apenas muestran un desplazamiento sinistral de 1,2 km, por lo que se asume que los restantes 3,8 km han sido absorbidos por los pliegues que se presentan en la zona y por las fallas secundarias que presentan cinemática dextral y sinistral como las que detalla Galvis (2016).

El desplazamiento estimado en la falla principal de Bucaramanga (de 23 km) se reparte en los 11 km de Los Micos, 5 km de Chaguacá y el resto del corrimiento estaría representado en las demás fallas. Esto sin tener en cuenta el desplazamiento en la vertical de la estructura transpresiva de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga, que seguramente está repartido en todas las estructuras, incluso en los cabalgamientos de sus fallas laterales como Chicamocha y Pargua (Figura 3-7).

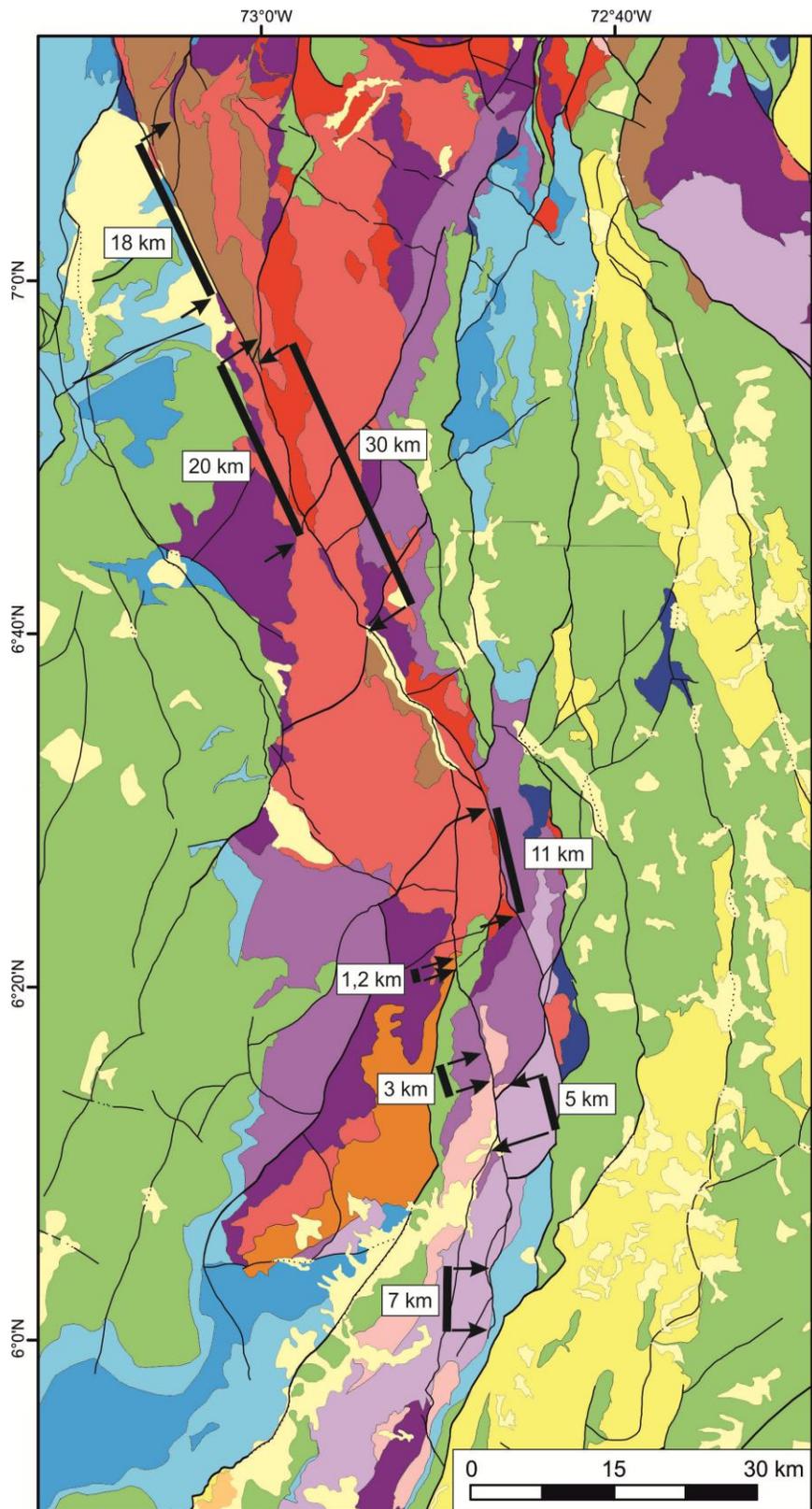
### **3.5 Discusión**

La historia de la Falla de Bucaramanga está seguramente relacionada con las fallas de Boyacá y Soapaga por lo menos desde el Mesozoico temprano como lo deducen Kammer & Sánchez (2006). La inversión tectónica de las fallas normales en el Macizo de Floresta estuvo también dominada por desplazamiento sinistral de la Falla de Bucaramanga (Toro, 1990). Sin embargo, a partir del presente estudio se puede observar que la terminación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta está definida por una estructura transpresiva en la que predomina el movimiento en rumbo en las fallas centrales y el cabalgamiento en las laterales, configurando una profundidad una estructura en flor positiva (figuras 3-7 y 3-8). En la configuración actual de la deformación frágil, la Falla de Bucaramanga capturó a la Falla de Boyacá en la zona de Onzaga (figuras 3-7 y 3-8B), pero desde este punto hacia el sur tienen historias independientes, Boyacá básicamente como falla inversa, mientras Bucaramanga continúa como flor positiva. Por esta razón no se considera que la terminación sur de Bucaramanga sea en cola de caballo.

**Figura 3-8.** Cortes geológicos. Ver localización en Figuras 3-1 y 3-5. Unidades geológicas según mapa Figura 3-1.



**Figura 3-9.** Desplazamientos aproximados por el movimiento sinistral de las fallas de Bucaramanga, Chaguacá y Los Micos. Ver nombres de fallas en Figura 3-7 y unidades geológicas en Figura 3-1.



La Falla Pueblo Viejo (Figura 3-7) constituye un retrocabalgamiento de la Falla de Boyacá, pero muy probablemente hizo parte del límite E de la cuenca Mesozoica donde se localizan las rocas volcánicas y volcanoclásticas (Figura 3-1) y para el Mesozoico temprano pudo hacer parte de la estructura en cola de caballo dextral que mencionan Kammer & Sánchez (2006). En el actual modelo esta estructura también fue capturada por la Falla Chaguacá entre Ricaurte y San Joaquín (Figura 3-7) seguramente durante la inversión tectónica acelerada por la Falla de Bucaramanga que interpreta Toro (1990).

La relación de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga con la Falla de Soapaga parece ser más reciente, tal como lo menciona Toro (1990) en referencia a la continuación al norte de Soapaga como Falla Chicamocha. En el presente modelo la Falla Chicamocha constituye el límite oriental de la estructura en flor y se mueve principalmente con cabalgamientos (Figura 3-8B), pero se interpreta como la captura de la Falla de Soapaga en el punto donde Chicamocha cambia de rumbo N-S a SSW (Figura 3-7). Desde este punto hacia el sur la Falla de Soapaga es cortada en otros tres sectores por la estructura transpresiva: al norte y sur de Paz de Río por las fallas Los Micos y Chaguacá, respectivamente, y más al sur por la Falla Piedragorda.

Se muestra también la similitud de la Falla Soapaga-Chicamocha con la Falla Río Servitá al norte (Figura 3-8A), tanto en su estilo estructural como en las unidades geológicas que separan, lo que indica que pudieron constituir una sola estructura regional desde su papel como fallas normales en la cuenca del Mesozoico.

Los tensores obtenidos y la cartografía morfoestructural confirman la cinemática sinistral que Velandia (2005) calcula de manera general hasta una latitud de  $5^{\circ}50'$ , pero el modelo propuesto aquí difiere de la estructura “dúplex” que se alude en ese trabajo. Esto porque la cinemática dextral observada en las fallas secundarias transversales no corresponde con el movimiento de las fallas internas de un dúplex, que debe ser el mismo de las fallas longitudinales principales (Woodcock & Fischer, 1986). En cambio, el estilo estructural observado para estas fallas sinestrales paralelas entre sí corresponde a un modelo en dominó transcurrente, similar al observado en otras regiones donde se presentan fallas de rumbo, como en California (Christie-Blick & Biddle, 1985) o España (Sanderson *et al.*, 1991). Se recalca también que este patrón de dominó tiene un comportamiento fractal en

la zona, es decir que se repite en escalas más localizadas y a lo largo de las fallas principales. Las estaciones para análisis cinemático de Kammer (1999), ubicadas a lo largo de la Falla de Bucaramanga, indican también direcciones de compresión que pueden explicar el desplazamiento sinistral de la falla principal o dextral de las fallas secundarias asociadas.

Respecto de los desplazamientos, los grandes longitudes que en un principio se atribuyeron a la estructura denominada Santa Marta – Bucaramanga han sido ya cuestionados por Toro (1990) y Ujueta (2003). Estos autores citan los trabajos de Campbell (1968) e Irving (1971) para indicar que carecen de puntos de amarre válidos para calcular los desplazamientos mayores a 100 km que proponen. Rossello (2012) menciona un desplazamiento de 60 km a lo largo de la Falla de Santa Marta y de 10 km en paleoconos del río Suratá por la Falla de Bucaramanga. Toro (1990) considera sólo 45 km de desplazamiento de la Falla de Bucaramanga, los cuales reparte en cabalgamientos a partir de las fallas de Boyacá, Soapaga-Chicamocha y Guantiva. Sin embargo, el desplazamiento de rumbo sinistral que se propone en el presente trabajo es de 20 a 30 km para la Falla de Bucaramanga, igualmente repartidos entre las fallas que configuran la estructura en flor transpresiva de la terminación sur. Los km de diferencia con Toro (1990) pueden corresponder en parte a la compresión a lo largo de las fallas de Boyacá y Soapaga antes de ser capturadas por la Falla de Bucaramanga, en este caso por el sistema de fallas que conforman su terminación sur transpresiva.

Respecto de la actividad neotectónica en la terminación sur de la Falla de Bucaramanga, no se encontraron depósitos cuaternarios rotos por alguna de las fallas relacionadas, pero al menos una depresión alargada y local con acumulación reciente (Figura 3-3D) si parece estar controlada por la Falla Chaguacá (Del Real, 2013; Del Real & Velandia, 2013). Adicionalmente, Galvis (2016) presenta una relación interesante entre el lomo de obturación frente a Ricaurte (figuras 3-2 y 3-8), que se conoce como lomo El Tendido, con un posible represamiento del río Chicamocha y formación de un lago del Pleistoceno que Villarroel *et al.* (2001) reportan en el sector de Soatá, 35 km río arriba del lomo de obturación.

### 3.6 Conclusiones

Frente al parcial conocimiento y cartografía existente de la Falla de Bucaramanga se presenta aquí un mapa morfoestructural de la estructura, la cual muestra un trazo individual de 82 km de longitud entre Bucaramanga y Ricaurte, con complejidad de lomos y valles alargados controlados por trazos Riedel sintéticos (R) y antitéticos (R') que permiten determinar un corredor o zona de daño que varía de 5 a 8 km de ancho. Con base en la cartografía morfoestructural el tramo se subdividió en tres secciones: Piedecuesta (32 km), Cepitá (31 km) y Ricaurte (19 km).

La cartografía de estructuras morfoestructurales y Riedel, asociadas al tramo principal de la Falla de Bucaramanga y su tramo compuesto en la terminación sur, confirman su cinemática sinistral. Con base en la geometría de las fallas menores tipo Riedel se determina una orientación del esfuerzo horizontal máximo ( $\sigma_1$ ) con un azimut que varía entre 105° y 140°.

El presente modelo se soporta en el análisis de 30 tensores en igual número de estaciones, distribuidas al sur de la Falla de Bucaramanga y en el Macizo de Floresta. Se muestra una dirección general NW-SE del esfuerzo horizontal máximo ( $\sigma_1$ ), que varía entre 108° y 169°, con regímenes de esfuerzo predominantes en transcurrencia pura. La mayoría de tensores muestran fallas de rumbo subverticales con orientación N-S, o NNW que convalidan la falla geológica regional en la estación de campo o en su cercanía. En todos los casos el tensor tiene dirección SE-NW que induce una cinemática de rumbo sinistral en las fallas longitudinales principales o en las subparalelas sintéticas (R).

A partir de la cartografía geológica y geomorfológica, y del análisis de tensores, se define que la Falla de Bucaramanga presenta una terminación sur de 60 km de longitud en el Macizo de Floresta, en un sistema de fallas subparalelas sinestrales que configuran un estilo transpresivo en dominó con comportamiento fractal. Este modelo difiere de anteriores propuestas que se referían a una terminación en cola de caballo o en dúplex.

Se asumen desplazamientos entre 18 y 30 km en rumbo sinistral a lo largo del tramo principal de la Falla de Bucaramanga, los cuales se reparten en las fallas asociadas en su

terminación sur transpresiva, bien en transcurrencia pura en las fallas de Los Micos y Chaguacá o con componente inverso en las fallas laterales de la estructura en flor positiva.

En su terminación sur y con cinemática de rumbo sinistral la Falla de Bucaramanga ha capturado el trazo norte de la Falla de Boyacá en Onzaga, y a la Falla de Soapaga en varios puntos según el ramal que la corte. Estas fallas mantienen su régimen compresivo fuera de la zona de influencia transpresiva de Bucaramanga. Estas relaciones de corte de las fallas de Boyacá y Soapaga por el sistema transpresivo de Bucaramanga muestran un esquema distinto a una estructura en cola de caballo antes atribuida a su terminación sur.

## 4. Temporalidad y magnitud de eventos de exhumación al sur de la Falla de Bucaramanga

### Resumen

El uso integrado de técnicas de termocronología de baja temperatura y el modelamiento computacional de los datos permite dilucidar tanto la temporalidad como la magnitud de eventos morfotectónicos (levantamiento, construcción de topografía, exhumación por erosión, etc.). Así, en el presente capítulo se emplean estas herramientas con el propósito de entender la exhumación del sistema transpresivo interpretado para la terminación sur de la Falla de Bucaramanga entre los macizos de Santander y Floresta. Se presentan nuevos datos de edades del Mesozoico y Cenozoico en la Cordillera Oriental de Colombia, los cuales incluyen tres (3) muestras de huellas de fisión en apatitos, ocho (8) de huellas de fisión en circones, 16 de (U-Th)/He en apatitos y 31 de (U-Th)/He en circones. La mayoría de las muestras están distribuidas en cinco perfiles edad-elevación, así como en zonas proximales como distales respecto de la Falla de Bucaramanga. Las historias tiempo-Temperatura para los datos (U-Th)/He fueron modeladas con el programa QTQt. Una primera estimación de las tasas de exhumación fue posible a partir de los perfiles edad-elevación, las cuales fueron comparadas con aquellas obtenidas con las tasas de enfriamiento de los modelos tiempo-Temperatura. De esta forma se discriminaron cinco pulsos de exhumación/denudación: (i) 53-51 Ma, (ii) 39-36 Ma, (iii) 22-17 Ma, (iv) 5,5-4,5 Ma, (v) 0,4 Ma (?). Los dos primeros están relacionados con la exhumación de la zona al inicio y al final del Eoceno asociados con la actividad de las fallas de Boyacá y Soapaga durante la inversión tectónica del área. El inicio del pulso de enfriamiento más evidente en la zona se discriminó en el intervalo de 22-17 Ma (Mioceno temprano) con altas tasas de enfriamiento (entre 20 y 28°C/Ma) y tasas promedio de exhumación de 0,3 a 0,4 km/Ma desde el Mioceno. Este pulso se asocia con la edad de la Falla de Bucaramanga y el comienzo de su actividad transpresiva en su zona sur. Edades más antiguas reportadas para sectores del Macizo de Santander pueden indicar que la exhumación por efecto de esta falla ha migrado de norte a sur. Otro pulso importante de enfriamiento se registra al comienzo del Plioceno (5,5-4,5 Ma) también con una alta tasa de enfriamiento (20°C/Ma).

## 4.1 Introducción

El basamento de los macizos de Santander y Floresta hace parte del núcleo de la Cordillera Oriental de Colombia y aflora especialmente en su zona axial, donde se reconocen estructuras regionales tales como las fallas de Bucaramanga, Soapaga y Boyacá. La Cordillera Oriental configura una megaestructura de cuenca mesozoica con inversión tectónica en el Cenozoico (Fabre, 1983, Colletta *et al.*, 1990, Dengo & Covey, 1990; Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento, 2001, Toro *et al.*, 2004; Tesón *et al.*, 2013). Ya que no se conocen trabajos que definan claramente el límite de los macizos de Santander y Floresta es conveniente por ahora tratar la zona en el sentido de estos estudios de inversión tectónica y referirse al alto de basamento del Mesozoico, denominado “Alto de Santander”, en especial como lo considera Sarmiento (2001), desde el Macizo de Floresta al sur, hasta la Serranía de Perijá al norte.

La inversión tectónica al sur del Alto de Santander se ha dado principalmente a lo largo de las fallas de Boyacá y Soapaga (Cooper *et al.*, 1995; Sarmiento, 2001, Toro *et al.*, 2004; Tesón *et al.*, 2013), mientras hacia el norte se ha documentado en fallas como La Salina y Suárez (Sarmiento, 2001; Tesón *et al.*, 2013, Caballero *et al.*, 2013). En el proceso de la orogenia andina resulta también importante la actividad cenozoica de otras estructuras como las fallas de Bucaramanga, Río Servitá y Baraya hacia el centro y este del actual Macizo de Santander.

La técnica de termocronología de baja temperatura permite obtener edades de enfriamiento relacionadas con posibles exhumaciones y ha sido usada en la zona para comprender la temporalidad de los eventos relacionados con la inversión tectónica y orogenia andina. Las fases de enfriamiento del basamento de la Cordillera Oriental han sido documentadas especialmente con huellas de fisión y (U-Th)/He en apatitos y circones.

La mayoría de las edades conocidas del basamento de esta parte de la Cordillera Oriental se localizan al norte de esta zona de estudio, hacia la parte central del Macizo de Santander (Mora *et al.*, 2015). En cercanía o en la misma zona de estudio del presente trabajo existen datos previamente publicados hacia el sector norte, en Cepitá y El Pescadero (Shagam *et al.*, 1984; van der Lelij *et al.*, 2016b; Amaya, 2016, Amaya *et al.*, 2017), además de dos edades de van der Lelij *et al.* (2016b) en San Joaquín y Onzaga, y una de Toro (1990) en

la vía Soatá a Onzaga, pero es evidente la necesidad de dataciones para entender la evolución de la exhumación en esta zona sur de la Falla de Bucaramanga, objetivo principal de este capítulo.

En este trabajo se presentan nuevos datos de (U-Th)/He y huellas de fisión en apatitos y circones en el área donde la Falla de Bucaramanga converge y se relaciona con las fallas de Boyacá y Soapaga (Figura 4-1). Con estas edades y condiciones temporales conocidas se realizaron modelos numéricos de la historia tiempo-Temperatura, los cuales permiten definir el número de fases de tasa de enfriamiento de cada una, así como relacionar esa historia con las características transpresivas del área de estudio.

Geográficamente, el área donde se tomaron las muestras para este estudio de termocronología de baja temperatura hace parte de los departamentos de Santander y Boyacá, con dominio de la cuenca media del río Chicamocha (Figura 4-1); y los mapas geológicos corresponden especialmente a las planchas en escala 1:100.000 de 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1976) y 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987) del Servicio Geológico Colombiano, las cuales están incluidas en la compilación digital de Gómez *et al.* (2015).

## 4.2 Marco Geológico

El núcleo de la Cordillera Oriental de Colombia está configurado en su parte norte por los macizos de Floresta, Santander y Perijá (Figura 4-1), los cuales formaron el denominado Alto de Santander para la época extensiva del Mesozoico (De Freitas *et al.*, 1997; Sarmiento, 2001). En la cordillera se han documentado procesos de inversión tectónica en el Cenozoico (Fabre, 1983; Colletta *et al.*, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Kammer & Sánchez, 2006; Tesón *et al.*, 2013); en algunos casos se interpreta que estos procesos provocaron la exhumación del basamento cristalino (Shagam *et al.* 1984; Horton *et al.*, 2010; van der Lelij *et al.* 2016b). En el Macizo de Floresta la orogenia Andina fue controlada por las fallas de Boyacá y Soapaga, que presentan un rumbo general al NE, pero cambian a norte a medida que se acercan a la Falla de Bucaramanga cuyo rumbo es NW. El cambio de rumbo de estas fallas marca también el cambio de orientación NE a NW en toda la Cordillera Oriental. En la deformación transpresiva de la cordillera (Kammer, 1996, 1999; Taboada *et al.*, 2000; Sarmiento, 2001; Cediel, *et al.*, 2003; Velandia, 2005; Acosta *et al.*, 2007) se resalta la cizalla simple y la cinemática sinistral de la Falla de

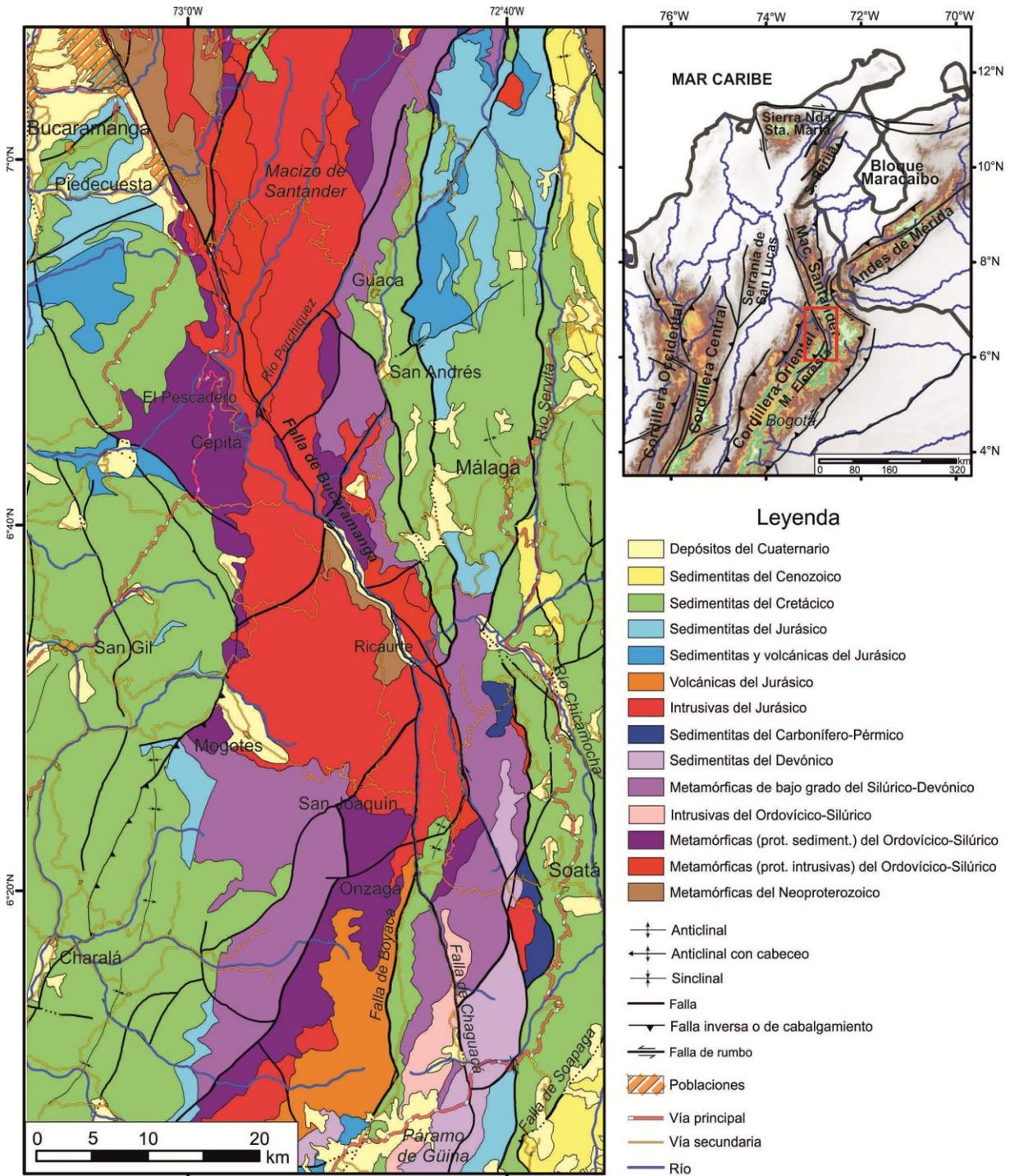
Bucaramanga, aunque la mayoría de modelos de estilos estructurales muestran escamación gruesa y delgada (*thick- and thin-skin tectonics*) para los bordes de la cordillera, especialmente al sur del Macizo de Floresta, donde puede ser más evidente la compresión por cizalla pura (Colletta *et al.*, 1990; Toro, 1990; Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Toro *et al.*, 2004, Saylor, *et al.*, 2012a, Tesón *et al.*, 2013).

Los modelos estructurales de la Cordillera Oriental y los Andes de Mérida concuerdan en los procesos de inversión tectónica e involucran cada vez más información sobre la exhumación y partición de la deformación, que se evidencia no sólo en la cinemática y actividad de las fallas, sino en el patrón de edades termocronológicas (Mora *et al.*, 2008; Bermúdez *et al.*, 2010, 2011; Mora *et al.*, 2013, 2015).

En la zona de confluencia entre la Falla de Bucaramanga y las fallas de Boyacá y Soapaga afloran rocas del basamento metamórfico e ígneo del Precámbrico al Jurásico (Figura 4-1), bordeadas por sedimentitas del Mesozoico, las cuales posiblemente cubrieron la totalidad del Alto de Santander en su fase tardía de depósito, pero fueron erosionadas de la parte central de la cordillera durante las exhumaciones del Cenozoico (Horton, *et al.*, 2010; Parra *et al.*, 2010), en la cuales la actividad tectónica y deformación transpresiva fue predominante (Ramírez-Arias *et al.*, 2012).

El basamento cristalino de los macizos de Santander y Floresta es variado (Ward *et al.*, 1977 a y b; Vargas *et al.*, 1976; Vargas *et al.*, 1987, Restrepo-Pace, 1995) ya que está constituido por diversos tipos de rocas que van desde rocas metamórficas de alto grado con protolito sedimentario e ígneo que incluyen neises y migmatitas del Precámbrico (Neis de Bucaramanga) - del Paleozoico inferior según van der Lelij *et al.* (2016a) y Zuluaga *et al.* (2017)-, hasta ortoneises del Paleozoico y rocas de menor grado de metamorfismo del Ordovícico-Silúrico (Frm. Silgará) y del Silúrico-Devónico (Metamorfitas de Guaca- La Virgen y Floresta Metamorfoseado). También afloran sedimentitas del Devónico (Formación Floresta, incluyendo Tibet) y del Carbonífero-Pérmico (Frm. Cucho y Paleozoico del Río Nevado). Además abundan rocas ígneas como las intrusivas del Ordovícico-Silúrico y del Jurásico, así como volcánicas, volcanoclásticas del Jurásico temprano y medio (Frm. Jordán) y sedimentarias del Jurásico tardío (Frm Girón).

**Figura 4-1.** Mapa geológico de la zona axial de la Cordillera Oriental de Colombia, donde cambia su dirección al NW. En el mapa físico-estructural el recuadro indica la zona estudiada. Las rocas de basamento ígneo y metamórfico son favorables para el muestreo de apatitos y circones para termocronología. Modificado de Gómez *et al.* (2015).



La secuencia marina del Cretácico reposa sobre la Frm. Girón, pero aún no hay seguridad si el contacto es de tipo discordante. Esta secuencia marina del Cretácico temprano al tardío está representada en unidades de variada litología como areniscas, lodolitas y calizas agrupadas en las formaciones Río Negro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colón-Mito Juan. La secuencia sedimentaria del Cenozoico incluye las unidades con nomenclatura de la Cuenca del Catatumbo (Barco, Cuervos, Mirador y Carbonera) correlacionables con la Cordillera (Areniscas de Socha, Arcillas de Socha, Picacho y Concentración). Los depósitos del Cuaternario son especialmente abundantes en el bloque NE de las fallas de Soapaga y Bucaramanga, y en las actuales cuencas entre las fallas de Boyacá y Soapaga (Figura 4-1).

### **4.3 Técnicas de datación empleadas**

La historia de exhumación en el área del presente trabajo se basa en edades obtenidas a partir de termocronología. En general, tales técnicas trabajan con termocronómetros, es decir, minerales que registran el decaimiento radioactivo de los átomos de  $^{238}\text{U}$ , de los cuales se conoce su temperatura de cierre, aquella a partir de la cual la información radioactiva queda estable (Dodson, 1973; Wagner & van den Haute, 1992). Esta corresponde a la temperatura mínima en la que el sistema cierra la generación de átomos hijos a partir de los padres, es decir el tiempo cuando el mineral alcanza la temperatura suficiente para que los isótopos radioactivos abandonen o entren al sistema cristalino. En termocronología de baja temperatura se usan minerales con temperaturas de cierre de  $60^{\circ}$  a  $250^{\circ}\text{C}$  (Wagner & van den Haute, 1992), en este caso apatito y circón con la técnicas de huellas de fisión y (U-Th)/He.

Estas temperaturas se presentan en la parte más superior de la corteza, en profundidades de 1 a 7 km (Wagner & van den Haute, 1992), donde la termocronología puede ser usada para calcular la trayectoria o historia tiempo – temperatura (enfriamiento) de las rocas bajo la superficie a medida que sufren exhumación. Esto porque las isotermas de baja temperatura, que coinciden con las temperaturas de cierre de los termocronómetros, son sensibles a los cambios topográficos por procesos de erosión y tectónica (Ehlers, 2005). En una relación normal se esperan mayores edades de enfriamiento a más altura topográfica y edades más jóvenes a menores elevaciones (Wagner & van den Haute, 1992; Braun, 2002).

Entre los mecanismos de enfriamiento de la corteza media y superior hay que considerar aspectos generales relacionados con exhumación, tales como fallamiento normal, adelgazamiento dúctil de la corteza y erosión (Ring *et al.*, 1999), así como la mayor advección o perturbación de isotermas durante una exhumación rápida que se puede presentar si la tasa de erosión es alta (0,5-1,0 km/Ma) (Stüwe *et al.*, 1994). La exhumación está dominada en general por procesos climáticos y tectónicos (Montgomery *et al.*, 2001) y por esta relación se presenta la discusión sobre el significado y diferencias de términos como exhumación, denudación, erosión, levantamiento de roca y levantamiento de superficie según se tenga mayor o menos influencia de estos procesos (England & Molnar, 1990; Ring *et al.*, 1999; Reiners & Brandon, 2006).

### **4.3.1 Huellas de fisión en apatito y circón**

Las huellas de fisión es una técnica de datación en la cual se registra el tiempo en que el mineral pasó su temperatura de cierre, que en el caso de apatito es de  $80\pm 20^{\circ}\text{C}$  (Gleadow & Lovering, 1978) y para circón  $180\pm 30^{\circ}\text{C}$  (Wagner & van den Haute, 1992). El decaimiento isotópico del  $^{238}\text{U}$  se mide por la diferencia en la concentración de átomos padres e hijos (Wagner & van den Haute, 1992). Este decaimiento radioactivo se produce de varias formas (emisión de partículas alfa o fisión nuclear, entre otras), pero en el caso de huellas de fisión se mide el decaimiento ocurrido por la fisión espontánea de los átomos de  $^{238}\text{U}$ , los cuales generan una zona de daño en la estructura cristalina del mineral, conocida como traza de fisión. Estas trazas se preservan solamente si el cristal permanece a una temperatura menor a su temperatura de cierre (Tagami & O'Sullivan, 2005). La densidad de las trazas depende del tiempo de registro y del contenido de uranio del mineral (Wagner & van den Haute, 1992; Gallagher *et al.*, 1998).

Estas trazas se revelan al pulir y atacar químicamente la superficie del cristal que luego se cubre con una mica como detector externo para estimar la densidad de huellas de fisión inducidas, esto una vez que la muestra ha sido irradiada en un reactor nuclear para provocar la fisión del  $^{235}\text{U}$  (Wagner & van den Haute, 1992). Las huellas inducidas se comparan con las espontáneas para obtener una edad mediante el conteo de unas y otras bajo el microscopio (Wagner & van den Haute, 1992; Gallagher *et al.*, 1995, 1998). La edad por huellas de fisión se relaciona con el tiempo en que se han formado las trazas en el mineral durante el proceso geológico.

En la aplicación de esta técnica es importante tener en cuenta que las huellas de fisión pueden disminuir su longitud por un incremento de la temperatura y consecuente borrado térmico parcial de las huellas en un intervalo de temperatura específico conocido como PAZ o *Partial Annealing Zone* (Wagner & van den Haute, 1992). La PAZ para el apatito está definida entre 60 y 120°C (Green *et al.*, 1986), mientras que para circón corresponde a un intervalo entre 170 y 250°C (Wagner & van den Haute, 1992).

Además de reducir la longitud de las huellas, el borrado parcial disminuye la edad, pero si se supera la temperatura de la PAZ (más de 120°C para el apatito, o más de 250°C para el circón) se borra totalmente la huella, lo que significa que se reinicia o “resetea” completamente la edad. A temperaturas inferiores de la PAZ las huellas poco varían y por lo tanto tampoco su edad.

Para el presente trabajo no se midieron longitudes de huellas, y en consecuencia la edad se calcula solamente mediante la comparación de la densidad de huellas espontáneas e inducidas.

#### **4.3.2 (U-Th)/He en apatito y circón**

El método de datación por (U-Th)/He está basado en la producción y acumulación del  $^4\text{He}$  que se genera a partir de las cadenas de decaimiento de los isótopos padres  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  y  $^{232}\text{Th}$  y  $^{147}\text{Sm}$  a medida que las rocas se enfrían; el  $^4\text{He}$  como producto radiogénico es atrapado por el sistema cristalino (Braun *et al.*, 2006). Para obtener la edad se miden las concentraciones de  $^4\text{He}$  mediante el calentamiento y desgasificación de los apatitos y circones de las muestras. Por separado se mide la concentración de U y Th en la muestra usando el espectrómetro de masa (ICPMS) (Ehlers & Farley, 2003). La comparación de estas concentraciones arroja los datos de edades, las cuales se interpretan como edades de enfriamiento (Ehlers, 2005). Los cristales de apatito y circón usados con esta técnica deben ser de buena calidad en su forma (euhedrales), sin inclusiones y de forma prismática (Braun *et al.*, 2006).

Las temperaturas de cierre se han determinado para apatito entre 50 y 75°C (Ehlers & Farley, 2003) y para circón entre 160 y 200°C (Reiners *et al.*, 2004). Para esta técnica de (U-Th)/He también existe el equivalente a la PAZ y se conoce como Zona de Retención

Parcial (ZRP) que en este caso está definida por el intervalo de temperatura en el cual la acumulación de  $^4\text{He}$  excede su pérdida por difusión (Farley, 2000; Shuster *et al.*, 2006). La difusión o retención de  $^4\text{He}$  depende de aspectos como la historia de la roca en cuanto tiempo-temperatura, forma del cristal, distribución de los isótopos padre y daños en la red cristalina por radiación (Shuster *et al.*, 2006).

El intervalo de ZRP para el apatito en (U-Th)/He se calcula entre 40-85°C (Wolf *et al.*, 1996) y entre 160 y 220°C para el circón (Reiners, 2005); sin embargo estos valores dependen del ancho de cristal analizado, que en el presente trabajo varían entre 80 y 130 micrones, con lo cual, en este caso, se puede afinar la ZRP para circón entre 150 y 180°C según el gráfico de Reiners (2005) que muestra esta relación. La edad que se calcula significa el tiempo en el cual el termocronómetro pasa por las zonas antes mencionadas como ZRP o PAZ dependiendo de la técnica usada.

## **4.4 Método aplicado**

Este estudio de termocronología de baja temperatura, mediante trazas de fisión y (U-Th)/He en apatitos y circones se realizó con el fin de constreñir la temporalidad y magnitud de eventos tecto-térmicos relacionados con la evolución geológica entre los macizos de Santander y Floresta, al sur de la Falla de Bucaramanga. Esta estructura regional presenta en su parte sur un trazo NNW bien definido como una falla de rumbo sinistral con componente inverso. A partir del sector de Ricaurte en el río Chicamocha la deformación asociada a la falla se reparte en mínimo tres ramales que conservan la cinemática lateral izquierda, pero con una dirección más norte-sur (figuras 4-1 y 4-2). La estructura en flor positiva de la Falla de Bucaramanga captura con su ramal principal (La Falla de Chaguacá) a la Falla de Boyacá y se adentra en el Macizo de Floresta (Figura 4-1).

### **4.4.1 Estrategia de muestreo**

Para la aplicación de las técnicas de termocronología de baja temperatura se consideró el marco geológico estructural de la zona, en especial la distribución de las rocas de basamento cristalino (Figura 4-1) que favorece la obtención de apatitos y circones. El muestreo se llevó a cabo desde el municipio de Cepitá hasta el páramo de Güina (figuras 4-1 y 4-2).

La primera fase de muestreo se realizó con un enfoque regional para obtener edades de huellas de fisión en apatitos (AFT) y circones (ZFT) que brindaran ideas sobre la historia térmica de los principales bloques adyacentes a la Falla de Bucaramanga en su sector sur (Figura 4-2). Se trató en lo posible de ubicar las muestras separadas de las fallas principales en sectores menos fracturados. En algunos bloques no se consiguieron apatitos y circones.

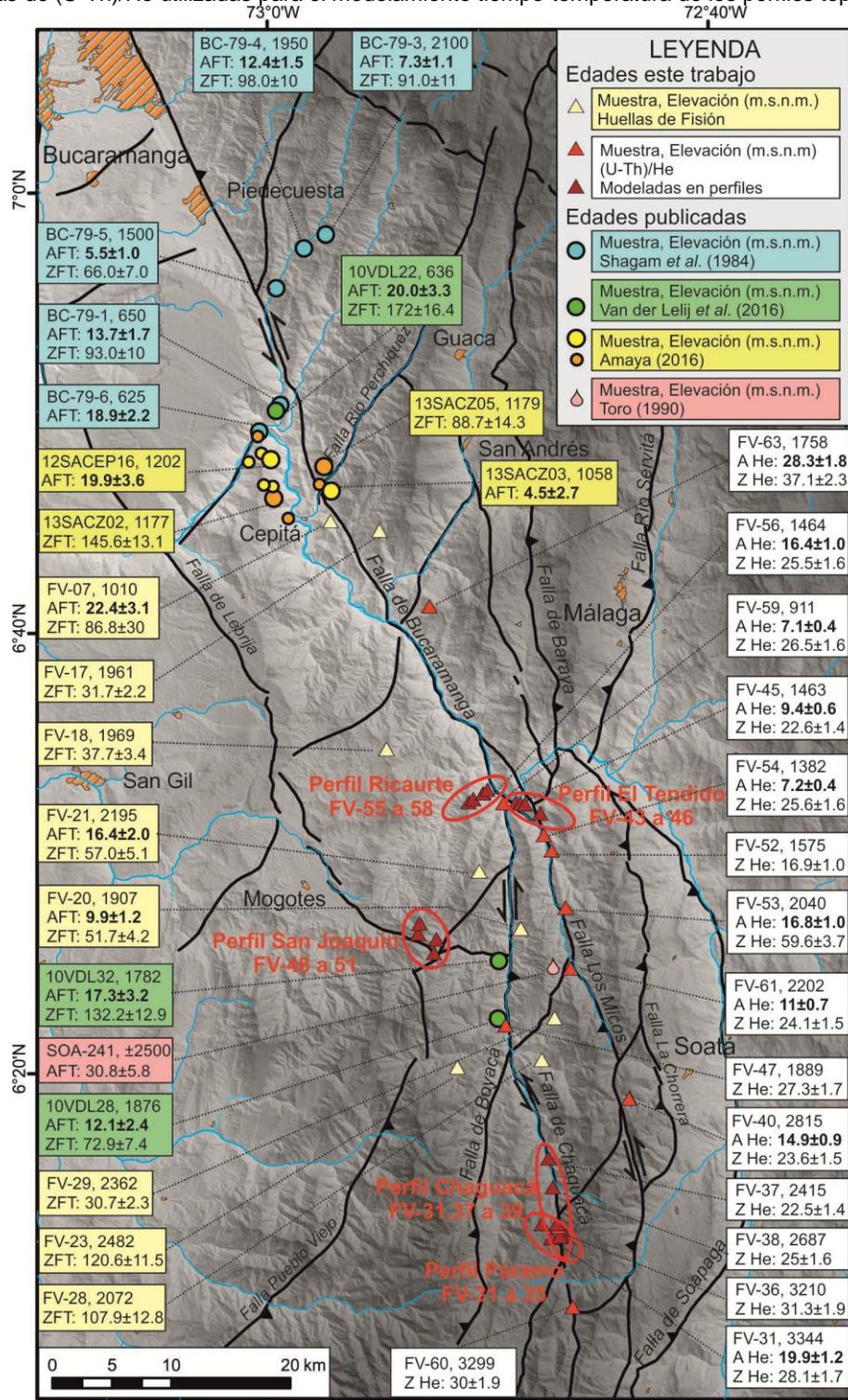
En una segunda etapa el muestreo se realizó para (U-Th)/He con enfoque principal en perfiles topográficos (edad-elevación) adyacentes al trazo principal de la Falla de Bucaramanga, dos en el sector donde ésta se bifurca en Falla Chaguacá y Los Micos y dos en la parte más elevada topográficamente de la Falla Chaguacá en el Páramo de Güina, un quinto perfil se muestreó alejado de la Falla de Bucaramanga en San Joaquín (Figura 4-2). También se tomaron muestras en otros puntos que representaran la historia térmica a lo largo de los dos trazos principales de la estructura en flor positiva que configura la Falla de Bucaramanga en su contexto transpresivo.

#### **4.4.2 Tratamiento de las muestras**

La preparación de las muestras y separación de apatitos y circones para huellas de fisión se llevó a cabo con el apoyo de la Dirección de Laboratorios del Servicio Geológico Colombiano. La irradiación y lectura de las huellas fue realizada por el Dr. Matthias Bernet de la Universidad Grenoble-Alpes (Francia). No se midieron longitudes de trazas básicamente porque los cristales no presentaron suficientes trazas confinadas.

Las muestras para (U-Th)/He fueron concentradas (trituras y tamizadas en malla 60 a 200) en los laboratorios de preparación de la Universidad EAFIT, del Servicio Geológico Colombiano y de la Universidad Nacional de Colombia (Bogotá). Una primera separación de apatitos y circones se realizó con el apoyo de EAFIT mediante batea y otra separación con mesa Wilfley fue realizada en el laboratorio de la Universidad Paul Sabatier (Francia), donde además se usaron técnicas de separación magnética y líquidos pesados. Los análisis de (U-Th)/He se realizaron en Australia en la Universidad de Melbourne gracias al apoyo y colaboración del profesor Barry Kohn.

**Figura 4-2.** Mapa de las principales fallas geológicas de la zona. Se destaca el trazo de la Falla de Bucaramanga y su terminación al sur en una zona transpresiva, especialmente con las fallas de Chaguacá y Los Micos. Ubicación de las muestras analizadas para el presente trabajo (AFT, ZFT, AHe y ZHe), así como las existentes en trabajos previos de Shagam *et al.* (1984), Toro (1990), van der Lelij *et al.*, (2016a) y Amaya (2016). Se indican las muestras de (U-Th)/He utilizadas para el modelamiento tiempo-temperatura de los perfiles topográficos.



El entrenamiento personal en las técnicas de termocronología de baja temperatura se enfocó en el muestreo de campo, trituración, separación y concentración de minerales, y especialmente en el modelamiento de los resultados de laboratorio. Los cursos realizados y el apoyo del Servicio Geológico Colombiano fueron importantes para comprender los conceptos básicos de los análisis.

#### 4.4.3 Modelamiento numérico

Las edades fueron modeladas para obtener la historia termal (*Inverse Thermal History Modelling*) mediante el uso del programa QTQt 5.5.0 (Gallagher, 2016), el cual se puede usar tanto para muestras individuales como para múltiples muestras, en este caso, ubicadas a lo largo de perfiles edad-elevación. Para el modelamiento, el programa usa edades sin corregir, concentraciones de U, Th, Sm y gas He, así como la geometría y dimensiones de los granos. Además, se deben definir rangos (condiciones iniciales o *constraints*) de tiempo-temperatura, incluyendo la temperatura actual según el sitio de muestreo, con los cuales el programa calcula el modelo inicial (*a priori*) con la previa definición de 20.000 iteraciones para estas muestras.

El programa ofrece además la posibilidad de modelar con y sin condiciones de calentamiento, opción que fue muy útil para conocer las características de los eventos asociados a la actividad de las fallas mayores. El programa QTQt arroja tres tipos de modelos estadísticos de tiempo-temperatura, de los cuales se trabaja preferiblemente con el modelo esperado o *Expected* por ofrecer curvas y tasas de variación más regulares; mientras que el modelo de máxima "verosimilitud" *MaxLike* (*Maximum Likelihood*) usa rectas que muestran cambios más drásticos que en ocasiones arroja tasas de enfriamiento exageradas (quizás sobre-estimadas).

El programa QTQt calcula además valores de *Birth* y *Death* para determinar según su cercanía si el modelo corrió o no con buenas condiciones (valores cercanos); en general estas tasas de aceptación tienden a ser bajas y deben ser parecidas (Gallagher, 2012, 2016).

#### **4.4.4 Estimación de tasas de enfriamiento y exhumación**

Con base en los modelos numéricos realizados para los perfiles edad elevación se calcularon las tasas de enfriamiento para cada pulso. Para cada quiebre o cambio de inclinación en la trayectoria tiempo temperatura se calcula la pendiente para los intervalo de tiempo donde se registra el pulso de enfriamiento.

Como una primera aproximación del cálculo de las tasas de exhumación/denudación, se utilizaron los datos de perfiles edad-elevación y se estimó la tasa de exhumación a partir de métodos de regresión lineal tomando en cuenta también los errores de las edades. Para esto se usó el método de York (1969, 2004). La pendiente es el estimado de la tasa de exhumación denotado aquí como REE (relación edad elevación). Teniendo en cuenta que la REE puede ser afectada por procesos como advección de isothermas cerca de la zona de fallas, cambio de relieve o tránsito de fluidos (Braun, 2002; Stüwe *et al.*, 1994), es necesario contar con otra aproximación de las tasas de exhumación/denudación. Para tal fin y con base en las tasas de enfriamiento previamente calculadas se emplea el programa (código) Age2edot (Ehlers *et al.*, 2005), que resuelve la ecuación de calor en profundidad (unimensional) para estimar la temperatura de cierre ( $T_c$ ) de cada termocronómetro, la cual se transforma a tasas de erosión (ER). Los parámetros termales iniciales que requiere el programa fueron tomados de Bermúdez *et al.* (2011) y se resumen en la Tabla 4-1.

### **4.5 Resultados generales**

Se lograron resultados de huellas de fisión en tres (3) muestras de apatitos (AFT) y ocho (8) muestras de circones (ZFT), así como (U-Th)/He en 16 muestras de apatitos y 31 muestras de circones, los cuales se muestran de manera general en la Figura 4-2 en conjunto con las edades conocidas del sector. Las edades de AFT y ZFT corresponden a muestras de cuarzomonzonitas a granodiorita del Jurásico, y en cuarcitas del Paleozoico. Los resultados del cálculo de edades de huellas de fisión y los parámetros de lectura como el factor Z se condensan en la Tabla 4-2. Mientras los resultados y parámetros de los análisis de (U-Th)/He se presentan en la Tabla 4-3 (AHe) y Tabla 4-4 (ZHe).

Respecto de la dispersión de los datos y la selección de las edades para el modelamiento, trabajos previos han reportado que la dispersión en réplicas de edades AHe y ZHe

típicamente excede las bases de las incertidumbres analíticas (Ehlers & Farley, 2003; Farley, 2000; Reiners *et al.*, 2004). Las posibles causas de esa dispersión son numerosas, incluyendo micro-inclusiones, zonación de elementos parentales y daño por radiación. Aunque la mayoría de las veces es difícil conocer *a priori* la existencia de estos fenómenos nuestra metodología consistió en fechar múltiples alícuotas en la medida de lo posible (n=3-5).

**Tabla 4-1.** Parámetros utilizados en el programa Age2edot para estimar tasas de erosión (ER) para los sistemas AHe y ZHe.

AHe	ZHe
Modelo de difusión Farley 2000, E=32.9 kcal/mol, Beta=7.64E07 s <sup>-1</sup> , (D=50 cm <sup>2</sup> /s <sup>-1</sup> , r=60 micrones). Standard Durango (Fluorapatito): 31.4 ± 0.5 Ma (U-Th)/He apatite (Farley, 2000), assuming diffusion radius = 60 microns. Activation energy for 50% annealing (kcal/mole): 32.9 Annealing parameter Beta (s <sup>-1</sup> ) : 7.64E+07 Thermal Parameters: Layer depth to constant temperature (km): 40 Thermal diffusivity (km <sup>2</sup> /m.y.): 25 Internal heat production (C/m.y.): 10 Surface temperature (C): 25 Temperature at base of layer (C): 700 Estimates assuming steady-state heat flux and no erosion: Surface thermal gradient (C/km): 24.875 Estimated volumetric heat production (microwatts m <sup>-3</sup> ): .9411362 Estimate for thermal conductivity (watts/(meter-kelvin)): 2.352841 Surface heat flux (milliwatt m <sup>-2</sup> ): 58.52691 Estimates assume density and thermal conductivity are 2700 kg m <sup>-3</sup> and 1100 J kg <sup>-2</sup> K <sup>-1</sup> , respectively.	Fish Canyon Tuff (Edad 27.9 ±0.5 Ma) Modelo de difusión Reiners <i>et al.</i> , 2004. E=40.4 kcal/mol, Beta=7.30E5 s <sup>-1</sup> (D0=0.46 cm <sup>2</sup> /s, r=60 micrones). (U-Th)/He zircon (Reiners <i>et al.</i> , 2004), diffusion radius = 60 micrometers. Activation energy for closure temperature (kJ/mol): 169 Normalized frequency factor, omega (s <sup>-1</sup> ) : 703000 Thermal Parameters: Layer depth to constant temperature (km): 40 Thermal diffusivity (km <sup>2</sup> /m.y.): 25 Internal heat production (C/m.y.): 10 Surface temperature (C): 25 Temperature at base of layer (C): 700 Estimates assuming steady-state heat flux and no erosion: Surface thermal gradient (C/km): 24.875 Estimate for volumetric heat production (microwatts m <sup>-3</sup> ): .728826 Estimate for thermal conductivity (watts/(meter-kelvin)): 1.822065 Surface heat flux (milliwatt m <sup>-2</sup> ): 45.32387 Estimates assume the crustal average for the product of thermal conductivity and density equal to 2300 kJ m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>

De acuerdo con Fitzgerald *et al.* (2006) es factible que cuando las rocas residen un tiempo considerable dentro de la ZRP se generen problemas de dispersión en las edades, esto se debe a que el tiempo necesario para que se alcancen las propiedades de retención del He en los granos individuales divergen significativamente, debido a muchos factores competentes que producen tal variación. Así comenzamos a valorar las edades individuales de los granos, las cuales son consistentes con eventos geológicos registrados a nivel regional. Por lo tanto, al igual que en otras investigaciones (Mackintosh *et al.*, 2017) cada grano podría ser considerado como un termocronómetro independiente, proporcionando una información diferente de la historia térmica compartida a largo plazo. Por esta razón, una muestra con una edad promedio AHe o ZHe cuando hay una dispersión considerable en las alícuotas no tiene mucho sentido en un área de estudio compleja.

**Tabla 4-2.** Datos y edades *pooled* y *central* obtenidas por el método de huellas de fisión en apatitos y circones. Las filas en gris indican la edad de cada muestra que se usó en el modelamiento.

Muestra No.	Lab. No.	Longitud	Latitud	Elevación (m)	Litología - Unidad Geológica	Mineral	n	RhoS (cm <sup>2</sup> ) x 10 <sup>5</sup>	Ns	RhoI (cm <sup>2</sup> ) x 10 <sup>5</sup>	Ni	Squares (conteo total)	U	Error [U] (±2s)	Pooled Age (Ma)	Error (±2s)	Central Age (Ma)	Error (±2s)	Dispersión (%)
FV-07	54124	-72,9512	6,7516	1010	(J-i) Cuarzomonzonita	Ap	29	0.592	(86)	4.37	(635)	2274	6	0	22.4	2.7	<b>22.4</b>	3.1	36.6
FV-20	54127	-72,8075	6,4421	1907	(J-i) Granodiorita	Ap	30	0.473	(84)	7.94	(1411)	2780	10	1	9.9	1.2	<b>9.9</b>	1.2	0.8
FV-21	54128	-72,8394	6,4857	2195	(J-i) Cuarzomonzonita	Ap	30	0.927	(162)	9.50	(1660)	2734	12	1	16.3	1.5	<b>16.4</b>	2.0	41.6
FV-07	54124	-72,9512	6,7516	1010	(J-i) Cuarzomonzonita	Zr	6	80.3	(260)	17.6	(57)	39	337	90	80.7	12.7	<b>86.8</b>	30	74.7
FV-17	54125	-72,9116	6,7432	1961	(J-i) Cuarzomonzonita	Zr	15	49.0	(834)	27.6	(469)	205	528	51	31.6	2.2	<b>31.7</b>	2.2	0.1
FV-18	54126	-72,9094	6,5778	1969	(J-i) Cuarzomonzonita	Zr	15	37.7	(766)	17.4	(354)	245	333	37	38.5	2.9	<b>37.7</b>	3.4	19.1
FV-20	54127	-72,8075	6,4421	1907	(J-i) Granodiorita	Zr	15	78.4	(892)	27.4	(312)	137	525	61	50.7	3.9	<b>51.7</b>	4.2	9.2
FV-21	54128	-72,8394	6,4857	2195	(J-i) Cuarzomonzonita	Zr	15	66.4	(739)	20.7	(230)	134	396	53	56.9	4.9	<b>57.0</b>	5.1	9.8
FV-23	54130	-7,8559	6,3373	2482	(Pz-OS-ms) Cuarcita - Frm. Silgará	Zr	21	83.5	(2073)	12.2	(302)	299	233	28	121.1	8.8	<b>120.6</b>	11.5	27.8
FV-28	54121	-7,7919	6,3433	2072	(J-i) Cuarzomonzonita	Zr	17	52.8	(899)	8.64	(147)	205	165	28	108	10.5	<b>107.9</b>	12.8	26.3
FV-29	54122	-7,7822	6,3747	2362	(Pz-OS-ms) Cuarcita - Frm. Silgará	Zr	19	25.9	(707)	15.1	(411)	329	288	30	30.6	2.3	<b>30.7</b>	2.3	0.2

Para Apatito: EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm<sup>2</sup>): 1.17E+06. EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15.00. ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm<sup>2</sup>): 283.86 10.47. SIZE OF COUNTER SQUARE (cm<sup>2</sup>): 6.39E-07

Para Círcón: EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm<sup>2</sup>): 2.61E+05. EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 50.00. ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm<sup>2</sup>): 136.65 5.17. SIZE OF COUNTER SQUARE (cm<sup>2</sup>): 8.30E-07

**Tabla 4-3.** Datos y edades (U-Th)/He en apatitos por alícuotas por alícuotas de grano individual. En gris las edades seleccionadas para el modelamiento de los perfiles.

Sample No.	Longitude	Latitude	Elevation (m)	Lithology - Geological Unit	Analysis No.	He#	<sup>4</sup> He gas (ncc)	Mass (mg)	U ppm	Th ppm	Sm ppm	Th/U	<sup>235</sup> U ppm	Uncorrected Age (Ma)	Mean FT	Age (Ma)	Error $\pm 1\sigma$ (Ma)	Grain length ( $\mu$ m)	Grain half-width ( $\mu$ m)	Grain morphology	Mean Age (Ma)	Standard Error (Ma)	Excluded ages
FV-31	-72,7847	6,2091	3344	(J-) Quartz monzonite	14896	48143	0,458	0,0194	6,3	19,2	331,9	3,03	10,8	17,2	0,83	20,7	1,3	139,3	117,7	OT	18,0	0,7	
					14898	48149	0,226	0,0047	19,5	94,4	794,3	4,84	41,7	9,2	0,69	13,3	0,8	256,7	47,1	2T			
					14899	48152	0,147	0,0077	5,6	18,2	248,4	3,24	9,9	15,2	0,76	19,9	1,2	248,8	55,6	OT			
FV-32	-72,7919	6,2198	3422	(J-) Quartz monzonite	14937	48765	0,682	0,0050	30,5	145,9	1073,7	4,78	64,8	16,8	0,74	22,7	1,4	246,6	53,6	1T	26,4	0,9	
					14938	48768	0,519	0,0041	19,4	77,3	793,7	4,00	37,6	27,1	0,69	39,5	2,5	221,2	47,1	2T			
					14939	48771	0,505	0,0070	29,2	105,4	869,1	3,62	54,0	10,8	0,78	13,9	0,9	245,0	64,5	1T			
					14940	48774	0,379	0,0050	16,9	56,3	542,5	3,33	30,1	20,0	0,68	29,5	1,8	329,3	42,9	2T			
FV-40	-72,7260	6,3149	2824	(J-) Quartz monzonite	14907	48176	0,113	0,0028	36,9	7,2	256,3	0,19	38,6	8,6	0,70	12,4	0,8	182,3	38,9	OT	14,9	0,5	
					14908	48179	0,317	0,0039	52,6	11,5	420,9	0,22	55,3	11,9	0,77	15,5	1,0	174,1	59,1	1T			
					14909	48182	0,228	0,0039	36,8	6,7	245,6	0,18	38,4	12,6	0,75	16,9	1,0	142,8	51,8	OT			
					14910	48185	0,345	0,0061	37,9	7,2	224,9	0,19	39,6	11,7	0,78	14,9	0,9	117,0	72,0	OT			
FV-43	-72,8118	6,5389	1038	(J-) Quartz monzonite	14101	45201	0,025	0,0023	13,7	19,8	326,2	1,44	18,4	4,8	0,70	6,9	0,4	151,2	48,2	1T	6,4	0,3	45,1 ; 48,3
					14102	45204	0,243	0,0022	25,9	91,8	482,9	3,55	47,5	19,0	0,68	28,1	1,7	159,4	45,1	1T			
					14103	45207	0,072	0,0032	8,8	27,5	235,3	3,14	15,3	11,7	0,70	16,7	1,0	137,9	48,3	OT			
					14104	45210	0,047	0,0033	10,6	77,4	227,8	7,31	28,8	4,1	0,70	5,8	0,4	139,9	48,3	OT			
FV-44	-72,8081	6,5381	1293	(J-) Quartz monzonite	14915	48701	0,206	0,0210	21,3	19,4	68,7	0,91	25,9	3,1	0,85	3,7	0,2	157,2	115,4	OT	6,5	0,2	
					14916	48704	0,280	0,0173	13,3	34,9	127,7	2,63	21,5	6,2	0,82	7,5	0,5	295,7	76,2	OT			
					14917	48707	0,159	0,0167	8,4	32,7	131,3	3,90	16,1	4,8	0,81	5,9	0,4	361,1	67,8	OT			
					14918	48710	0,349	0,0145	12,1	59,1	254,4	4,90	26,0	7,5	0,82	9,1	0,6	309,6	82,9	1T			
FV-45	-72,8049	6,5375	1463	(J-) Quartz monzonite	14925	48725	0,292	0,0114	14,1	46,3	233,4	3,28	25,0	8,3	0,80	10,4	0,7	263,4	65,8	OT	9,9	0,4	
					14926	48728	0,492	0,0158	21,2	48,7	390,3	2,30	32,6	7,7	0,82	9,4	0,6	380,9	75,9	1T			
FV-48	-72,8737	6,4249	2027	(J-) Quartz monzonite	14941	48777	0,244	0,0049	10,5	71,0	371,8	6,79	27,2	14,8	0,74	20,1	1,2	154,3	56,2	OT	18,9	0,7	44
					14942	48780	0,073	0,0044	6,2	23,6	300,6	3,83	11,7	11,3	0,72	15,7	1,0	173,9	50,1	OT			
					14943	48783	0,079	0,0023	59,7	100,7	851,9	1,69	83,4	3,3	0,68	4,8	0,3	175,4	44,0	1T			
					14944	48786	0,125	0,0076	3,5	19,6	301,6	5,63	8,1	16,0	0,76	20,9	1,3	227,1	57,7	OT			
FV-53	-72,8857	6,4393	2446	(J-) Quartz monzonite	14936	48762	1,462	0,0155	24,3	67,8	240,7	2,79	40,2	19,0	0,83	23,0	1,4	189,2	90,4	OT	23	1,4	
					14904	48167	0,514	0,0295	6,5	9,8	81,5	1,50	8,8	16,0	0,86	18,6	1,2	274,9	103,3	OT			
					14905	48170	0,153	0,0060	12,6	15,7	82,3	1,25	16,3	12,7	0,75	16,8	1,0	215,5	52,6	OT			
FV-54	-72,7742	6,4592	2040	(J-) Quartz monzonite	15045	48890	0,030	0,0017	15,9	21,9	136,7	1,38	21,0	6,8	0,68	10,0	0,6	125,8	46,6	1T	15,2	0,6	
					14098	45192	0,019	0,0025	7,9	24,3	228,6	3,06	13,6	4,5	0,65	6,8	0,4	178,2	37,6	OT			
					14100	45198	0,055	0,0043	10,8	46,1	296,6	4,26	21,6	4,7	0,71	6,7	0,4	207,6	45,5	OT			
FV-55	-72,7906	6,5143	1382	(J-) Quartz monzonite	14112	45231	0,032	0,0041	6,6	27,1	306,1	4,12	13,0	4,9	0,68	7,2	0,4	232,0	45,9	2T	6,9	0,2	
					14929	48737	0,091	0,0035	8,0	7,0	126,7	0,88	9,6	21,5	0,70	30,6	1,9	204,6	41,5	OT			
					14930	48740	0,860	0,0078	51,3	5,8	266,4	0,11	52,7	17,2	0,80	21,5	1,3	188,7	63,9	OT			
					14931	48743	1,048	0,0077	64,8	6,8	346,1	0,10	66,4	16,7	0,79	21,1	1,3	302,2	59,4	1T			
FV-56	-72,8441	6,5416	1464	(PR) Migmatite - Leucosome	14932	48746	1,115	0,0145	41,1	4,0	206,3	0,10	42,0	15,0	0,83	18,0	1,1	256,8	74,8	OT	22,8	0,7	
					14092	45174	0,210	0,0035	41,2	11,3	280,4	0,27	43,9	11,2	0,74	15,1	0,9	206,1	49,3	1T			
					14093	45177	0,209	0,0044	29,4	9,2	215,2	0,31	31,6	12,2	0,75	16,4	1,0	182,0	49,1	OT			
					14110	45225	0,171	0,0044	23,5	7,7	181,8	0,33	25,3	12,5	0,75	16,6	1,0	165,0	51,6	OT			
FV-57	-72,8367	6,5456	1230	(PR) Migmatite - Leucosome	14089	45161	0,088	0,0034	35,7	8,2	182,9	0,23	37,6	5,6	0,72	7,9	0,5	155,7	51,1	2T	16	0,6	
					14090	45164	0,058	0,0026	17,9	8,8	238,3	0,49	20,0	8,9	0,72	12,4	0,8	161,7	49,3	1T			
					14091	45167	0,204	0,0034	47,7	7,8	230,7	0,16	49,5	9,8	0,72	13,8	0,9	172,4	48,8	2T			
					14109	45222	0,168	0,0049	25,0	4,7	157,7	0,19	26,1	10,7	0,76	14,0	0,9	182,1	51,9	OT			
FV-59	-72,8212	6,5383	911	(J-) Quartz monzonite	14095	45183	0,073	0,0035	18,0	71,4	295,3	3,97	34,8	4,8	0,68	7,1	0,4	283,9	40,6	1T	10,4	0,4	
					14096	45186	0,077	0,0040	9,3	43,5	275,1	4,65	19,5	7,9	0,63	12,4	0,8	352,7	37,1	2T			
					14097	45189	0,069	0,0039	7,9	40,7	330,9	5,14	17,5	8,0	0,69	11,6	0,7	292,0	42,4	1T			
FV-61	-72,7725	6,4185	2202	(Pz-OS-m) Orthogneiss	14950	48804	0,060	0,0095	3,0	11,9	78,1	4,00	5,8	8,7	0,79	11,0	0,7	162,6	76,3	OT	11,6	0,4	
					14951	48807	0,259	0,0118	9,6	32,9	132,0	3,41	17,3	10,3	0,79	13,0	0,8	308,6	61,6	OT			
					14952	48810	0,088	0,0050	7,2	42,6	215,4	5,88	17,2	8,3	0,77	10,8	0,7	173,8	68,2	1T			
					14911	48188	0,037	0,0068	0,5	3,3	41,8	6,66	1,3	33,8	0,80	42,5	2,6	176,6	82,3	1T			
FV-63	-72,8765	6,6852	1758	(Pz-OS-ms) Quartzite - Silgará Fm.	14912	48659	0,120	0,0400	0,8	0,8	22,6	0,99	1,0	24,8	0,88	28,3	1,8	230,7	131,4	OT	29,1	1,1	
					14913	48695	0,061	0,0079	2,4	9,8	46,6	4,11	4,7	13,3	0,80	16,6	1,0	193,3	83,2	1T			
<i>Durango apatite standard</i>																							
Durango					14108	45058	3,665	-	-	-	-	21,89	-	31,2	1,00	31,2	1,9	-	-	-			
Durango					14466	46390	6,379	-	-	-	-	22,86	-	31,7	1,00	31,7	2,0	-	-	-			
Durango					14453	46292	8,071	-	-	-	-	25,95	-	29,7	1,00	29,7	1,8	-	-	-			
Durango					14920	48194	8,960	-	-	-	-	21,08	-	31,1	1,00	31,1	1,9	-	-	-			
Durango					15077	48749	11,320	-	-	-	-	21,04	-	30,1	1,00	30,1	1,9	-	-	-			
Durango					15078	48858	15,314	-	-	-	-	22,34	-	31,9	1,00	31,9	2,0	-	-	-			

<sup>a</sup>F<sub>z</sub> is the  $\alpha$ -ejection correction after Farley et al. (1996).

<sup>b</sup>Effective uranium concentration (U ppm + 0.235 Th ppm).

<sup>c</sup>Grain morphology - OT = no terminations, 1T = one

**Tabla 4-4.** Datos y edades (U-Th)/He en circones por alícuotas de grano individual. En gris las edades seleccionadas para el modelamiento de los perfiles.

Sample No.	Longitude	Latitude	Elevation (m)	Lithology - Geological Unit	Analytical No.	He#	Corrected <sup>4</sup> He (ncc)	Mass (mg)	<sup>a</sup> Mean FT	U ppm	Th ppm	Th/U	<sup>b</sup> [eU] ppm	Age (Ma)	Error ±1σ (Ma)	Grain length (μm)	Grain width (μm)	<sup>c</sup> Grain morphology	Mean Age (Ma)	Standard Error (Ma)	Excluded ages
FV-31	-72,7847	6,2091	3344	(J-) Quartz monzonite	13567	44296	12,050	0,0058	0,78	750,5	340,0	0,45	830,4	<b>20,5</b>	<b>1,3</b>	207,7	95,7	2T			
					13568	44299	9,312	0,0079	0,79	294,3	209,0	0,71	343,4	<b>28,2</b>	<b>1,7</b>	240,4	100,7	2T			
					13569	44302	4,105	0,0079	0,79	126,8	68,6	0,54	142,9	<b>30,0</b>	<b>1,9</b>	239,3	100,1	2T			
					13570	44339	8,284	0,0104	0,81	207,3	105,7	0,51	232,2	<b>28,1</b>	<b>1,7</b>	251,7	115,4	2T	26,7	0,8	
FV-32	-72,7919	6,2198	3422	(J-) Quartz monzonite	13572	44342	38,365	0,0070	0,80	2486,5	786,6	0,32	2671,3	<b>16,8</b>	<b>1,0</b>	188,6	114,1	2T			
					13573	44345	13,351	0,0046	0,76	827,9	417,7	0,50	926,1	<b>25,8</b>	<b>1,6</b>	199,1	85,0	2T			
					13574	44348	26,008	0,0048	0,76	676,9	434,5	0,64	779,0	<b>56,7</b>	<b>3,5</b>	192,6	87,9	2T			
					13575	44351	4,876	0,0035	0,72	235,9	71,0	0,30	252,6	<b>44,9</b>	<b>2,8</b>	211,9	72,5	2T	42,5	1,6	16,8
FV-33	-72,7744	6,2107	3628	(Pz-D) Conglomeratic sandstone - Tibet Fm.	13576	44354	30,809	0,0114	0,82	359,9	136,6	0,38	392,0	<b>56,5</b>	<b>3,5</b>	272,8	114,1	2T			
					13577	44357	24,789	0,0149	0,83	153,9	88,4	0,57	174,6	<b>78,0</b>	<b>4,8</b>	306,1	119,0	2T			
					13578	44360	20,741	0,0106	0,80	304,5	213,0	0,70	354,6	<b>45,2</b>	<b>2,8</b>	297,7	102,2	2T			
					13579	44363	3,026	0,0090	0,81	101,1	38,5	0,38	110,2	<b>25,0</b>	<b>1,5</b>	221,4	116,2	2T	51,2	1,7	
FV-34	-72,7772	6,2107	3509	(Pz-D) Conglomerate - Tibet Fm.	14964	48265	14,688	0,0064	0,77	283,1	120,9	0,43	311,5	<b>60,5</b>	<b>3,7</b>	244,3	87,1	2T			
					14965	48346	7,285	0,0052	0,76	194,6	84,9	0,44	214,5	<b>53,9</b>	<b>3,3</b>	213,4	85,7	2T			
					14966	48349	7,694	0,0046	0,77	290,1	158,9	0,55	327,4	<b>41,6</b>	<b>2,6</b>	178,0	95,9	2T			
					14967	48352	3,618	0,0090	0,79	56,6	15,2	0,27	60,2	<b>54,8</b>	<b>3,4</b>	307,6	89,2	2T	52,7	1,6	
FV-35	-72,7785	6,2102	3464	(Pz-D) Conglomerate - Tibet Fm.	13580	44366	11,121	0,0055	0,78	419,4	61,4	0,15	433,8	<b>38,4</b>	<b>2,4</b>	189,7	97,4	2T			
					13582	44372	4,198	0,0056	0,76	145,0	61,2	0,42	159,4	<b>38,8</b>	<b>2,4</b>	247,5	79,6	2T			
					13583	44375	9,029	0,0050	0,76	337,3	139,9	0,41	370,2	<b>39,6</b>	<b>2,5</b>	223,9	82,1	2T	39	1,4	
FV-36	-72,7794	6,2175	3210	(J-) Quartz monzonite	13584	44378	30,987	0,0079	0,78	373,2	226,1	0,61	426,3	<b>75,2</b>	<b>4,7</b>	270,9	91,1	2T			
					13585	44381	19,896	0,0058	0,77	509,5	249,6	0,49	568,1	<b>49,2</b>	<b>3,0</b>	212,7	90,9	2T			
					13586	44384	9,763	0,0049	0,74	301,0	177,9	0,59	342,8	<b>47,6</b>	<b>3,0</b>	238,6	76,9	2T			
					13587	44387	11,585	0,0054	0,77	489,5	287,0	0,59	556,9	<b>31,3</b>	<b>1,9</b>	213,1	89,2	2T	42,7	1,6	75,2
FV-37	-72,7874	6,2693	2415	(J-) Quartz monzonite	13748	44390	7,043	0,0062	0,78	215,0	92,2	0,43	236,6	<b>39,0</b>	<b>2,4</b>	225,2	91,9	2T			
					13749	44393	9,922	0,0054	0,77	598,5	309,6	0,52	671,2	<b>22,5</b>	<b>1,4</b>	208,2	89,4	2T			
					13750	44396	14,158	0,0043	0,75	473,9	199,6	0,42	520,8	<b>51,7</b>	<b>3,2</b>	197,4	83,7	2T			
					13751	44399	5,418	0,0055	0,78	295,9	54,1	0,18	308,6	<b>26,0</b>	<b>1,6</b>	200,0	95,8	2T	34,8	1,1	
FV-38	-72,7840	6,2475	2687	(J-) Quartz monzonite	14957	48245	9,273	0,0059	0,80	494,2	87,0	0,18	514,6	<b>25,0</b>	<b>1,6</b>	169,7	130,1	2T			
					14958	48248	7,692	0,0071	0,79	102,6	60,4	0,59	116,8	<b>75,8</b>	<b>4,7</b>	222,3	101,4	2T			
					14959	48250	2,508	0,0030	0,75	100,6	56,5	0,56	113,9	<b>60,3</b>	<b>3,7</b>	155,8	81,7	2T			
					14960	48253	4,386	0,0070	0,76	219,9	83,9	0,38	239,6	<b>21,6</b>	<b>1,3</b>	188,1	89,1	0T	23,3	1	75,8; 60,3
FV-39	-72,7807	6,2198	3788	(J-) Quartz monzonite	13752	44402	19,006	0,0076	0,79	766,5	261,7	0,34	828,0	<b>24,9</b>	<b>1,5</b>	244,3	97,3	2T			
					13753	44405	17,406	0,0058	0,78	730,0	499,9	0,68	847,4	<b>29,0</b>	<b>1,8</b>	192,3	102,2	2T			
					13754	44408	20,167	0,0101	0,80	772,2	363,2	0,47	857,5	<b>19,1</b>	<b>1,2</b>	262,4	97,8	2T			
					13755	44441	16,976	0,0058	0,77	833,9	348,1	0,42	915,6	<b>26,1</b>	<b>1,6</b>	232,5	85,9	2T	24,8	0,8	
FV-40	-72,7260	6,3149	2824	(J-) Quartz monzonite	13756	44444	10,861	0,0083	0,78	194,6	55,0	0,28	207,5	<b>51,9</b>	<b>3,2</b>	282,4	90,6	2T			
					13757	44447	9,693	0,0073	0,80	330,1	41,4	0,13	339,8	<b>31,9</b>	<b>2,0</b>	227,8	101,1	2T			
					13758	44450	4,519	0,0064	0,78	239,9	29,9	0,12	246,9	<b>23,6</b>	<b>1,5</b>	231,0	91,2	2T			
					13759	44453	4,646	0,0091	0,81	225,4	34,9	0,15	233,6	<b>17,9</b>	<b>1,1</b>	256,0	104,3	2T	24,5	0,9	51,9
FV-42	-72,7292	6,3158	2856	(Pz-D) Conglomerate - Tibet Fm.	13760	44456	1,498	0,0022	0,71	295,9	158,8	0,54	333,2	<b>16,8</b>	<b>1,0</b>	132,8	79,6	2T			
					13761	44459	2,266	0,0027	0,71	196,7	91,1	0,46	218,1	<b>31,5</b>	<b>2,0</b>	155,4	76,3	2T			
					13762	44462	11,915	0,0054	0,77	329,4	189,1	0,57	373,8	<b>48,3</b>	<b>3,0</b>	206,8	90,9	2T			
					13763	44465	5,020	0,0041	0,74	2627,6	1040,7	0,40	2872,2	<b>3,5</b>	<b>0,2</b>	184,7	84,7	2T			
					14057	44706	2,780	0,0029	0,71	307,9	176,4	0,57	349,4	<b>22,3</b>	<b>1,4</b>	155,5	80,7	2T	29,7	1	3,5
FV-43	-72,8118	6,5389	1038	(J-) Quartz monzonite	13764	44468	28,682	0,0163	0,83	631,6	417,9	0,66	729,8	<b>19,8</b>	<b>1,2</b>	329,6	120,2	2T			
					13765	44471	32,702	0,0090	0,79	873,9	434,8	0,50	976,0	<b>30,4</b>	<b>1,9</b>	279,1	96,5	2T			
					13766	44474	22,519	0,0085	0,80	261,5	189,6	0,73	306,0	<b>70,7</b>	<b>4,4</b>	223,9	113,9	2T			
					13767	44477	9,613	0,0133	0,83	689,8	181,7	0,26	732,5	<b>8,1</b>	<b>0,5</b>	294,4	117,1	2T	19,4	0,6	70,7

Continuación Tabla 4-4. Datos y edades (U-Th)/He en circones por alícuotas de grano individual

Sample No.	Longitude	Latitude	Elevation (m)	Lithology - Geological Unit	Analytical No.	He#	Corrected <sup>4</sup> He (ncc)	Mass (mg)	<sup>3</sup> He Mean FT	U ppm	Th ppm	Th/U	<sup>238</sup> U [eU] ppm	Age (Ma)	Error ±1σ (Ma)	Grain length (μm)	Grain width (μm)	<sup>c</sup> Grain morphology	Mean Age (Ma)	Standard Error (Ma)	Excluded ages		
FV-44	-72,8081	6,5381	1293	(J-I) Quartz monzonite	13768	44480	13,671	0,0114	0,80	294,9	249,6	0,85	353,6	27,9	1,7	321,4	98,9	2T					
					13769	44483	9,680	0,0077	0,78	415,2	217,5	0,52	466,3	22,0	1,4	279,6	87,8	2T					
					13770	44486	12,530	0,0089	0,79	336,9	262,6	0,78	398,6	29,1	1,8	271,1	97,6	2T					
					13771	44489	16,062	0,0151	0,81	257,7	238,0	0,92	313,6	27,8	1,7	365,9	106,1	2T			26,7	0,8	
FV-45	-72,8049	6,5375	1463	(J-I) Quartz monzonite	13773	44492	20,009	0,0081	0,79	803,5	408,2	0,51	899,4	22,6	1,4	250,3	98,6	2T					
					13774	44495	32,821	0,0122	0,79	1106,2	244,0	0,22	1163,6	19,0	1,2	398,4	88,5	2T					
					13775	44498	7,031	0,0088	0,79	293,4	164,2	0,56	332,0	19,8	1,2	284,0	93,5	2T					
					13776	44501	11,736	0,0063	0,79	696,3	140,5	0,20	729,3	20,9	1,3	209,1	99,7	2T			20,6	0,6	
FV-46	-72,7932	6,5306	1613	(Pz-OS-mi) Orthogneiss	13777	44504	20,191	0,0059	0,78	102,7	77,3	0,75	120,8	227,7	14,1	203,1	98,3	2T					
					13778	44507	4,683	0,0074	0,77	325,1	205,5	0,63	373,4	13,9	0,9	278,7	86,0	2T					
					13779	44510	6,425	0,0074	0,78	308,3	171,8	0,56	348,7	20,5	1,3	245,9	94,7	2T					
					13780	44534	13,504	0,0060	0,78	1065,1	272,5	0,26	1129,2	16,4	1,0	219,8	91,7	2T			16,9	0,6	227,7
FV-47	-72,8193	6,3702	1889	(J-I) Quartz monzonite	13781	44537	9,561	0,0079	0,77	267,6	252,4	0,94	326,9	30,2	1,9	297,8	85,1	2T					
					13782	44540	13,282	0,0077	0,79	457,8	301,0	0,66	528,5	26,8	1,7	241,5	98,7	2T					
					13783	44543	6,710	0,0113	0,81	154,5	102,8	0,67	178,6	27,3	1,7	289,7	107,1	2T					
					13784	44546	16,955	0,0079	0,77	465,2	479,3	1,03	577,8	30,4	1,9	309,3	82,6	2T			28,7	0,9	
FV-48	-72,8737	6,4249	2027	(J-I) Quartz monzonite	13785	44549	27,664	0,0052	0,74	1629,5	1477,5	0,91	1976,7	22,0	1,4	249,1	76,2	2T					
					13786	44552	6,808	0,0059	0,75	183,9	145,0	0,79	218,0	43,7	2,7	260,1	78,8	2T					
					13787	44555	4,125	0,0092	0,78	82,3	81,4	0,99	101,4	36,1	2,2	311,4	89,8	2T					
					13788	44558	19,033	0,0070	0,78	419,8	110,5	0,26	445,8	50,1	3,1	238,0	94,1	2T			38	1,2	
FV-49	-72,8720	6,4351	2218	(J-I) Quartz monzonite	13790	44564	5,217	0,0058	0,76	982,3	772,4	0,79	1163,8	6,4	0,4	235,6	84,5	2T					
					13791	44567	19,549	0,0051	0,77	336,6	259,7	0,77	397,7	78,4	4,9	199,7	90,8	2T					
					13792	44570	8,469	0,0055	0,76	137,1	72,9	0,53	154,2	81,0	5,0	229,2	84,2	2T			55,3	2,3	
FV-50	-72,8857	6,4393	2446	(J-I) Quartz monzonite	13890	44573	4,584	0,0093	0,81	182,6	42,6	0,23	192,6	21,0	1,3	241,5	111,8	2T					
					13891	44576	11,100	0,0087	0,79	191,4	81,9	0,43	210,6	49,4	3,1	277,6	94,9	2T					
					13893	44582	15,093	0,0131	0,82	151,6	77,5	0,51	169,8	55,4	3,4	299,4	114,3	2T			41,9	1,6	
FV-51	-72,8846	6,4471	2567	(J-I) Quartz monzonite	13894	44585	4,033	0,0039	0,74	206,7	118,1	0,57	234,4	36,4	2,3	188,6	80,0	2T					
					13895	44588	8,336	0,0040	0,75	281,2	79,5	0,28	299,9	56,3	3,5	180,8	85,7	2T					
					13896	44591	10,778	0,0042	0,76	318,2	166,4	0,52	357,3	58,2	3,6	169,9	95,1	2T					
					13897	44594	8,562	0,0066	0,78	124,5	61,8	0,50	139,0	76,6	4,7	235,0	91,6	2T			56,9	1,8	
FV-52	-72,7848	6,5023	1575	(Pz-OS-mi) Orthogneiss	13898	44597	13,005	0,0039	0,76	1521,7	423,3	0,28	1621,2	17,0	1,1	164,9	92,2	2T					
					13899	44600	7,829	0,0043	0,76	894,3	358,8	0,40	978,6	15,2	0,9	184,4	88,0	2T					
					13900	44603	9,492	0,0051	0,76	849,8	260,3	0,31	911,0	16,9	1,0	222,3	81,8	2T					
					13901	44634	9,221	0,0037	0,74	1013,3	470,0	0,46	1123,8	18,2	1,1	179,3	81,3	2T			16,8	0,5	
FV-53	-72,7742	6,4592	2040	(Pz-OS-mi) Orthogneiss	13902	44637	9,302	0,0068	0,77	184,8	77,6	0,42	203,0	55,2	3,4	266,1	84,5	2T					
					13903	44640	3,436	0,0033	0,75	124,8	69,0	0,55	141,1	59,6	3,7	146,1	98,0	2T					
					13904	44643	9,502	0,0048	0,77	179,0	71,9	0,40	195,9	81,7	5,1	186,7	93,8	2T			65,5	2,4	
FV-54	-72,7906	6,5143	1382	(J-I) Quartz monzonite	13908	44646	37,120	0,0089	0,77	1203,1	823,7	0,68	1396,6	24,6	1,5	341,3	82,3	2T					
					13909	44649	13,976	0,0084	0,80	402,6	287,6	0,71	470,2	29,1	1,8	238,7	105,4	2T					
					13910	44652	11,696	0,0062	0,78	517,7	364,6	0,70	603,4	25,6	1,6	197,2	105,3	2T					
					13911	44655	18,409	0,0075	0,80	676,7	448,3	0,66	782,0	25,7	1,6	221,8	105,7	2T			26,2	0,8	

Continuación Tabla 4-4. Datos y edades (U-Th)/He en circones por alícuotas de grano individual

Sample No.	Longitude	Latitude	Elevation (m)	Lithology - Geological Unit	Analytical No.	He#	Corrected <sup>4</sup> He (ncc)	Mass (mg)	<sup>3</sup> Mean FT	U ppm	Th ppm	Th/U	<sup>b</sup> [eU] ppm	Age (Ma)	Error ±1σ (Ma)	Grain length (μm)	Grain width (μm)	<sup>c</sup> Grain morphology	Mean Age (Ma)	Standard Error (Ma)	Excluded ages	
FV-55	-72,8475	6,5391	1734	(PR) Migmatite - Leucosome	13912	44658	8,403	0,0046	0,75	758,9	393,7	0,52	851,4	17,6	1,1	217,0	78,8	2T				
					13913	44661	0,899	0,0030	0,72	234,9	231,8	0,99	289,4	8,5	0,5	150,7	85,6	2T				
					13915	44667	3,357	0,0040	0,75	318,7	209,2	0,66	367,9	18,7	1,2	183,7	83,7	2T	14,9	0,6		
FV-56	-72,8441	6,5416	1464	(PR) Migmatite - Leucosome	13931	44685	98,649	0,0034	0,75	6393,7	533,5	0,08	6519,1	36,8	2,3	140,9	107,5	2T				
					13932	44688	61,899	0,0051	0,78	4112,6	182,9	0,04	4155,6	24,1	1,5	175,1	105,1	2T				
					13933	44691	54,174	0,0087	0,82	2162,1	458,1	0,21	2269,8	22,4	1,4	210,0	126,1	2T				
					13934	44694	116,889	0,0038	0,75	9416,9	1804,5	0,19	9841,0	25,5	1,6	179,2	83,2	2T	27,2	0,9		
FV-57	-72,8367	6,5456	1230	(PR) Migmatite - Leucosome	13935	44697	7,819	0,0043	0,77	290,9	97,2	0,33	313,8	48,0	3,0	171,3	94,4	2T				
					13936	44700	4,459	0,0038	0,74	162,3	68,6	0,42	178,5	54,4	3,4	188,2	78,6	2T				
					13937	44732	32,799	0,0078	0,81	702,1	31,5	0,04	709,5	48,8	3,0	205,1	118,4	2T				
					13938	44735	21,458	0,0122	0,82	486,3	285,5	0,59	553,4	26,1	1,6	221,6	121,5	1T	44,3	1,4		
FV-58	-72,8334	6,5486	1026	(PR) Migmatite - Leucosome	13939	44738	79,821	0,0061	0,79	4531,1	119,9	0,03	4559,3	23,7	1,5	196,4	104,0	2T				
					13940	44741	104,308	0,0092	0,80	3898,3	121,6	0,03	3926,9	23,6	1,5	273,9	99,3	2T				
					13941	44744	94,404	0,0100	0,82	3305,4	160,8	0,05	3343,2	23,2	1,4	270,0	105,3	2T				
					13942	44747	87,400	0,0048	0,76	4633,8	248,9	0,05	4692,3	31,9	2,0	223,1	78,8	2T	25,6	0,8		
FV-59	-72,8212	6,5383	911	(J-I) Quartz monzonite	13943	44750	12,934	0,0049	0,74	715,9	182,0	0,25	758,7	28,5	1,8	237,9	76,0	2T				
					13944	44753	17,227	0,0091	0,80	433,6	266,2	0,61	496,1	31,4	1,9	247,9	107,2	2T				
					13945	44756	6,014	0,0049	0,77	328,3	217,5	0,66	379,4	26,5	1,6	176,6	101,1	2T				
					13946	44759	18,905	0,0087	0,80	578,4	312,5	0,54	651,8	27,3	1,7	248,3	104,3	2T	28,4	0,9		
FV-60	-72,7687	6,1568	3299	(Pz-D) Conglomerate - Tibet Fm.	13948	44765	5,998	0,0050	0,75	262,4	103,1	0,39	286,6	34,5	2,1	232,5	78,0	2T				
					13949	44768	16,565	0,0091	0,80	461,4	144,7	0,31	495,4	30,0	1,9	279,8	96,9	2T				
					13950	44771	4,628	0,0085	0,79	150,0	28,8	0,19	156,7	28,5	1,8	238,2	94,6	1T	31	1,1		
FV-61	-72,7725	6,4185	2202	(Pz-OS-mi) Orthogneiss	14954	48236	10,753	0,0043	0,75	758,4	383,8	0,51	848,6	24,1	1,5	186,4	86,7	2T				
					14955	48239	11,597	0,0049	0,76	811,7	321,7	0,40	887,4	21,8	1,3	183,5	96,9	2T				
					14956	48242	36,565	0,0116	0,83	1296,6	468,6	0,36	1406,7	18,4	1,1	232,3	137,5	2T	21,4	0,8		
FV-63	-72,8765	6,6852	1758	(Pz-OS-ms) Quartzite - Silgará Fm.	14968	48355	10,917	0,0038	0,75	616,8	159,5	0,26	654,3	36,2	2,2	158,0	96,0	2T				
					14969	48358	25,167	0,0078	0,81	545,1	66,5	0,12	560,8	46,9	2,9	211,8	114,6	2T				
					14970	48361	24,419	0,0135	0,83	193,4	85,0	0,44	213,4	69,2	4,3	280,3	123,5	2T				
					14971	48364	6,935	0,0097	0,80	152,1	24,9	0,16	158,0	37,1	2,3	302,3	94,6	2T	47,3	1,5		
<i>Fish Canyon Tuff standard</i>																						
					13830	43754	9,499	0,0074	0,79	339,8	196,9	0,58	386,1	27,4	1,7	223,6	103,2	2T				
					14053	44411	10,889	0,0080	0,80	325,0	160,4	0,49	362,6	30,8	1,9	243,0	100,7	2T				
					14055	44606	9,289	0,0072	0,79	318,6	158,1	0,50	355,8	29,8	1,8	238,9	95,5	2T				
					14052	44305	7,562	0,0049	0,76	410,1	203,4	0,50	457,9	27,6	1,7	195,9	93,8	2T				
					15013	48268	7,078	0,0047	0,75	382,0	190,1	0,50	426,6	29,1	1,8	216,2	79,7	2T				
					15065	48613	5,228	0,0033	0,73	427,3	216,5	0,51	478,2	26,8	1,7	165,0	83,0	2T				

<sup>a</sup>F<sub>T</sub> is the α-ejection correction after Farley et al. (1996).

<sup>b</sup>Effective uranium concentration (U ppm + 0.235 Th ppm).

<sup>c</sup>Grain morphology - 0T = no terminations, 1T = one termination, 2T = 2 terminations.

Además de excluir granos con inclusiones o fracturas obvias, durante el proceso de interpretación de datos y modelado de historia térmica, se tomó en cuenta el tamaño del grano (Reiners *et al.*, 2004; Reiners & Farley, 2001), la fragmentación de apatitos (Brown *et al.*, 2013) y los efectos de daño por radiación (Guenthner *et al.*, 2013; Shuster *et al.*, 2006).

La Tabla 4-3 muestra los datos AHe para 58 granos individuales de 16 muestras; con la finalidad de estudiar la dispersión en las edades individuales se realizaron gráficos de dispersión de edades AHe vs eU, y AHe vs Rs (Figura 4-3). Rs se conoce como el radio esférico equivalente (Beucher *et al.*, 2013), y es calculado mediante la siguiente expresión:

$$R_s = \frac{3 \times R \times L}{2 \times (R + L)}$$

Donde  $R$  es el radio del grano y  $L$  es su longitud.

La Figura 4-3 sugiere pérdida de correlación entre esos parámetros, lo cual se podría deber a dos circunstancias: (i) pocos granos disponibles por muestras (1–5 granos), o (ii) la presencia de muchos fragmentos de cristales en la muestra. Esos fragmentos podrían generar errores sobre el cálculo de las edades (Figura 4-4; Brown *et al.*, 2013; Beucher *et al.*, 2013). Sin embargo, las edades dispersas causadas por la fragmentación contienen información útil y accesible sobre el historial térmico de una muestra (Brown *et al.*, 2013). Esta información puede ser incorporada para ayudar a restringir las historias térmicas, y para discriminar entre las historias térmicas que pueden producir edades AHe similares.

La Tabla 4-4 resume los datos de ZHe para 118 granos individuales de 31 muestras. Con excepción de tres cristales, la morfología de la mayoría de los circones analizados presenta ambas terminaciones (2T). Las edades de ZHe de un solo grano varían entre  $3,5 \pm 0,2$  Ma y  $227,7 \pm 14,1$  Ma, y la dispersión entre muestras es grande en al menos 17 de ellas. En el conjunto de datos se encontró una débil correlación negativa ( $r=-0.22$ ) entre la edad ZHe y eU, con valores eU que oscilaban entre 60,2 y 9841 ppm (Figura 4-4). No se encontró correlación entre ZHe y el tamaño de grano.

Una residencia prolongada de muestras debajo de la ZRP es sugerida por la correlación negativa entre la edad ZHe y eU (Guenthner *et al.*, 2013), por lo tanto, el daño por radiación

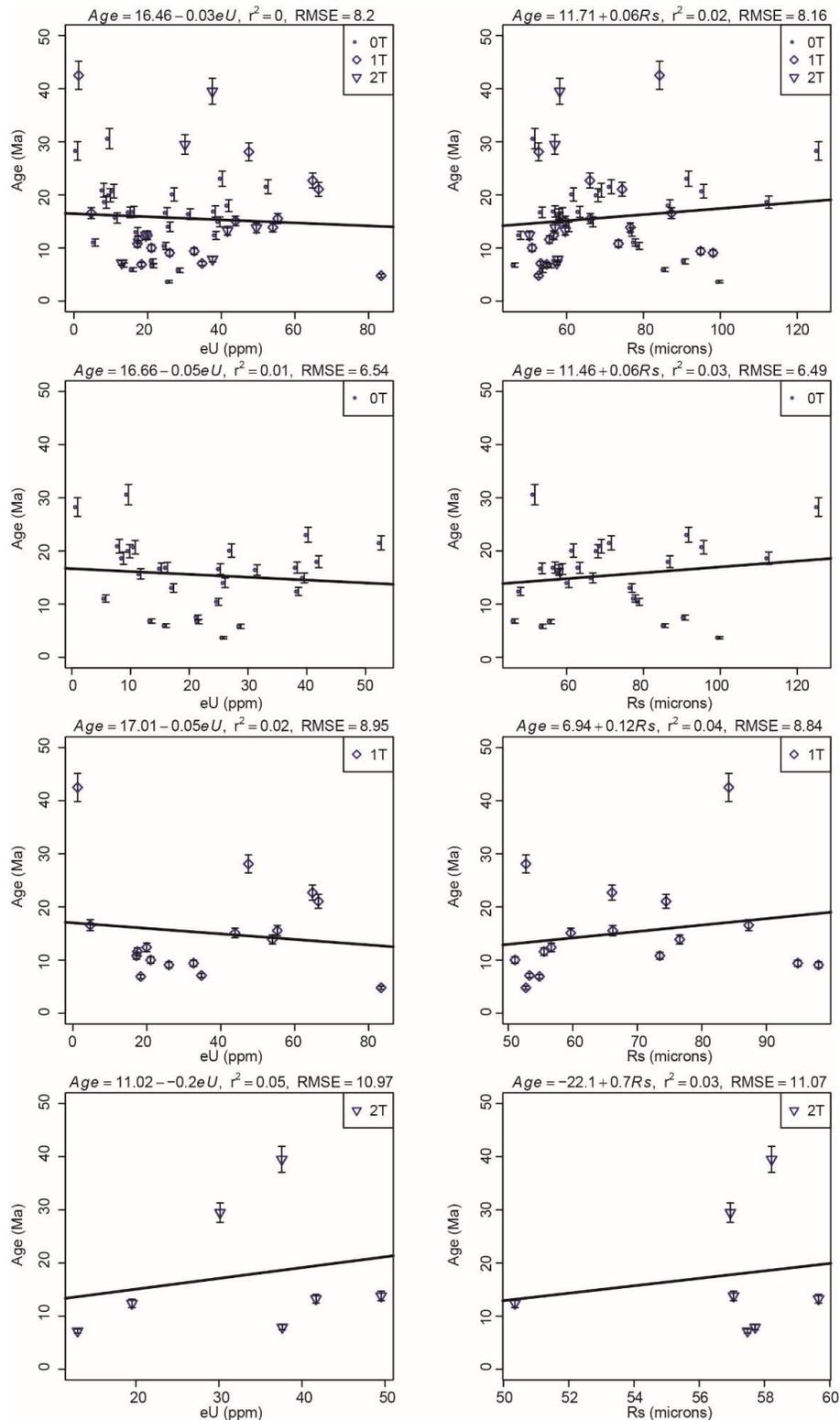
y una complicada historia térmica (Guenthner *et al.*, 2013, 2014) podría controlar la dispersión de la edad ZHe dentro del conjunto de datos. La comparación para las distintas muestras de cada sección vertical garantiza que las muestras tienen más o menos una misma historia térmica.

Las correlaciones negativas de edad vs eU de cada región, particularmente para los perfiles de San Joaquín, Chaguacá, Páramo y El Tendido, refuerzan esta hipótesis (Guenthner *et al.*, 2014) (Figura 4-5) y sugieren que el daño por radiación es el mayor control de la dispersión de la edad ZHe dentro de este conjunto de datos (Guenthner *et al.*, 2013). De esta manera se descartan problemas en la calidad de la muestra y se trata de entender aún más la base de datos. En algunos casos, dada la cercanía de las edades, fue posible asignar la edad promedio como edad de la muestra, en otros casos se procedió a discriminar el evento tectónico importante en función de la frecuencia de la edad, y la distribución espacial de las muestras, así como la cercanía a importantes sistemas de fallas.

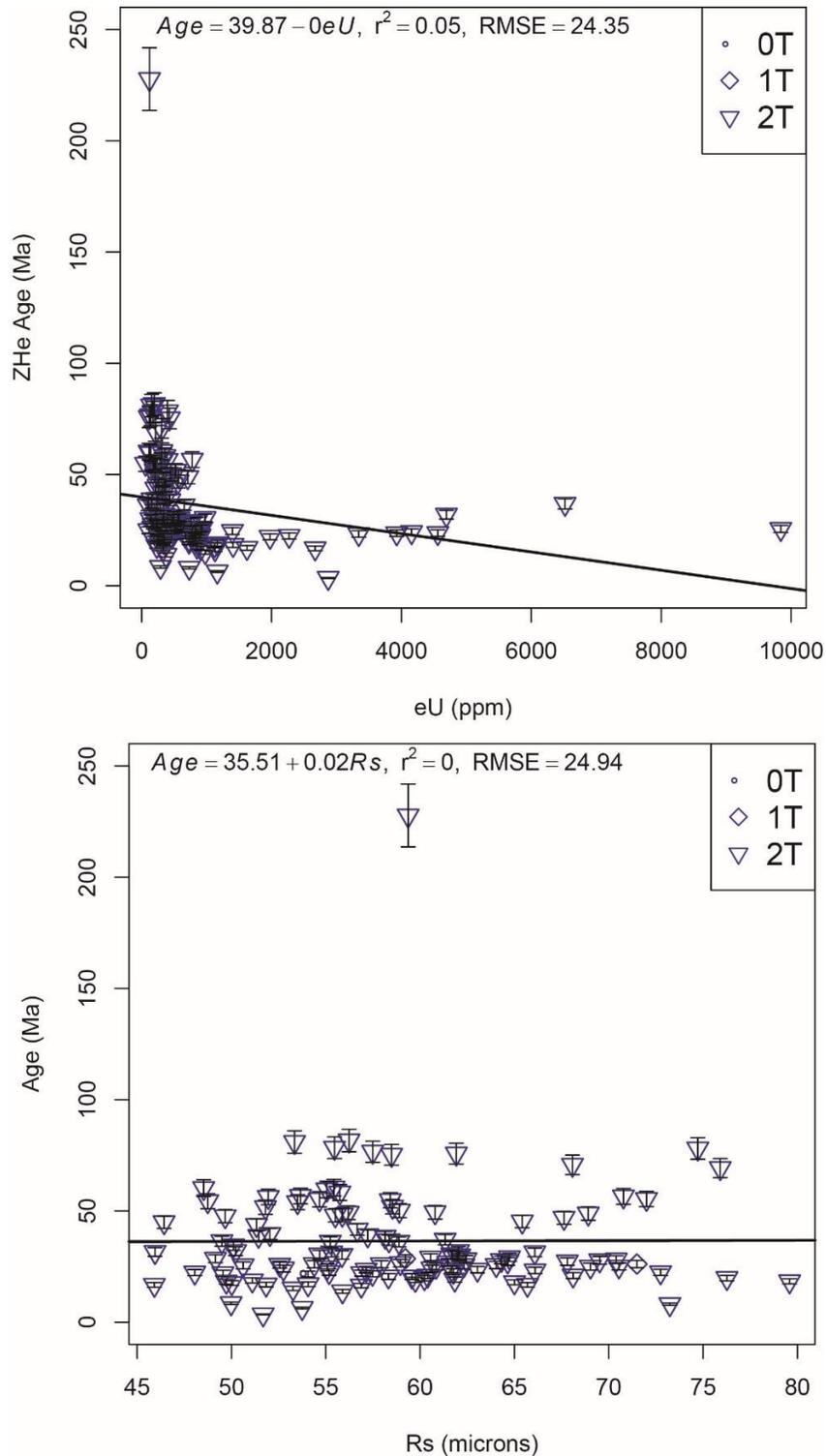
De las distintas edades (U-Th)/He obtenidas por grano, se seleccionaron para modelar las que se acercaban al promedio en el contenido de Uranio (ppm); se observa que las edades se estabilizan en la medida en que haya dos o más granos con concentraciones similares de Uranio. Se consideró además que entre las muestras ubicadas en perfiles se tuviera un comportamiento normal, es decir, que a mayor elevación mayor edad. De todas maneras, con el fin de tener una mejor idea de la distribución de las edades se ubican en la Figura 4-6 todas las obtenidas, marcando con relleno las usadas para modelar los perfiles. También se calcula para cada muestra el promedio de las edades (descartando algún valor extremo que se aleje demasiado del promedio) con el error estándar para determinar la tendencia general de las relaciones de edad y elevación (Tablas 4-3 y 4-4).

Además de la Figura 4-6 que permite discriminar la frecuencia de algunos eventos geológicos en la zona de estudio, se graficaron los histogramas y función de densidad para la distribución de edades AHe y ZHe, así como los gráficos radiales (Galbraith, 1990) para todas las edades de todas las alícuotas y se separaron en poblaciones. Las Figuras 4-7 y 4-8 ilustran las poblaciones discriminadas para los datos AHe y ZHe. La barra de colores en las figuras radiales indica el tipo de terminación de los cristales 0T, 1T y 2T que corresponden a ninguna, una o dos terminaciones, respectivamente.

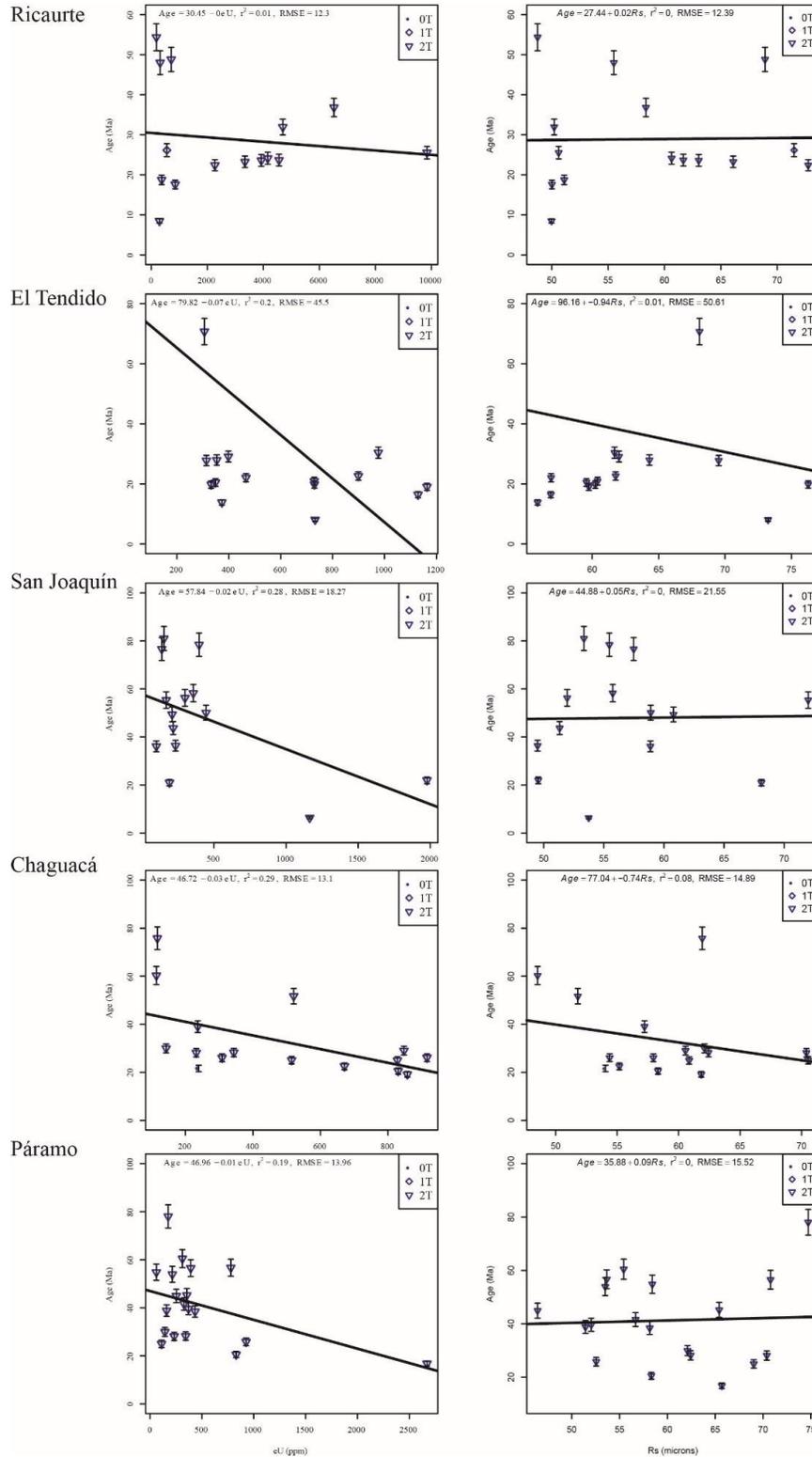
**Figura 4-3.** Edades AHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU; izquierda) yy radio esférico equivalente (Rs; derecha). Las edades AHe fueron graficadas tomando en cuenta una incertidumbre analítica del 6.2% ( $1\sigma$ ). Para cada edad individual, la forma de los símbolos indica la morfología del grano (0T – sin terminaciones, 1T – una terminación, 2T – ambas terminaciones).



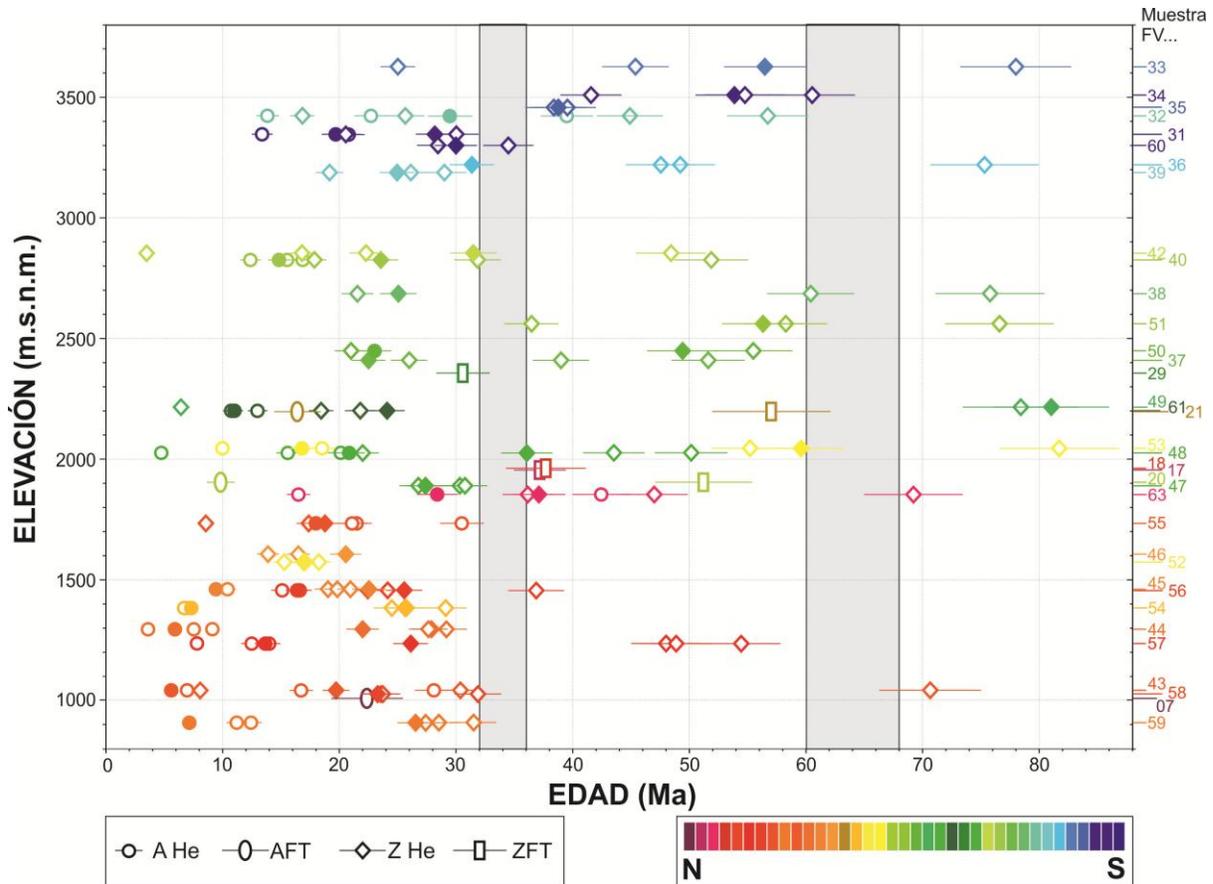
**Figura 4-4.** Edades ZHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU; izquierda) y radio esférico equivalente (Rs; derecha). Las edades ZHe fueron graficadas tomando en cuenta una incertidumbre analítica del 6.2% (1σ). Para cada edad individual, la forma de los símbolos indica la morfología del grano (0T – sin terminaciones, 1T – una terminación, 2T – ambas terminaciones). Sólo 3 de los 118 granos analizados no presentaron ambas terminaciones.



**Figura 4-5.** Edades ZHe como una función de la concentración efectiva de uranio (eU; izquierda) y radio esférico equivalente (Rs; derecha) para cada perfil. Las edades ZHe fueron graficadas tomando en cuenta una incertidumbre analítica del 6.2% (1σ). Para cada edad individual, la forma de los símbolos indica la morfología del grano (0T – sin terminaciones, 1T – una terminación, 2T – ambas terminaciones).



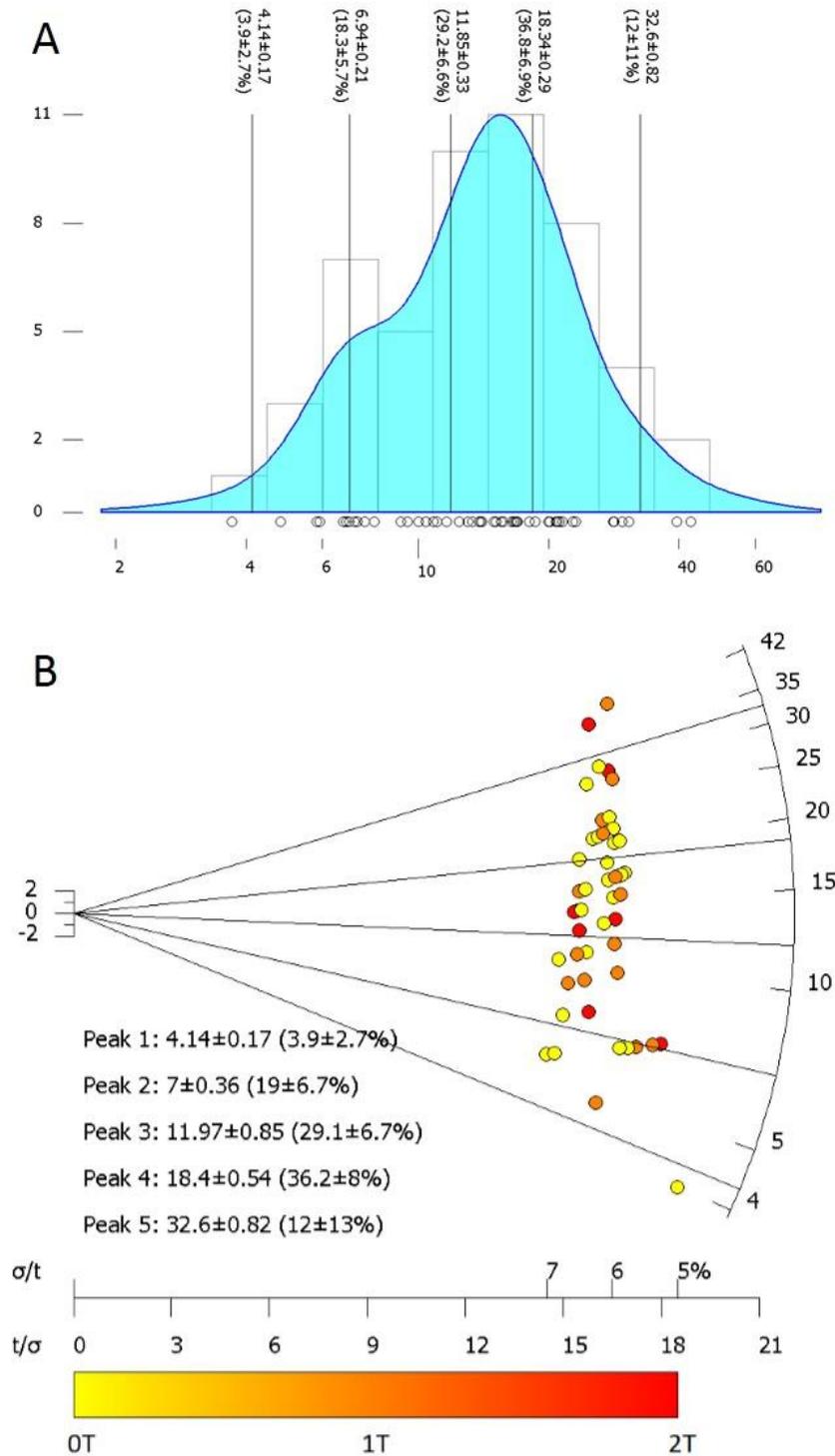
**Figura 4-6.** Distribución de edades según su elevación topográfica; el color indica su ubicación relativa norte-sur y la forma el tipo de análisis realizado; algunas incluyen doble datación en apatitos y circones para FT (huellas de fisión) o (U-Th)/He. Los símbolos con relleno indican las muestras usadas para el modelamiento numérico.



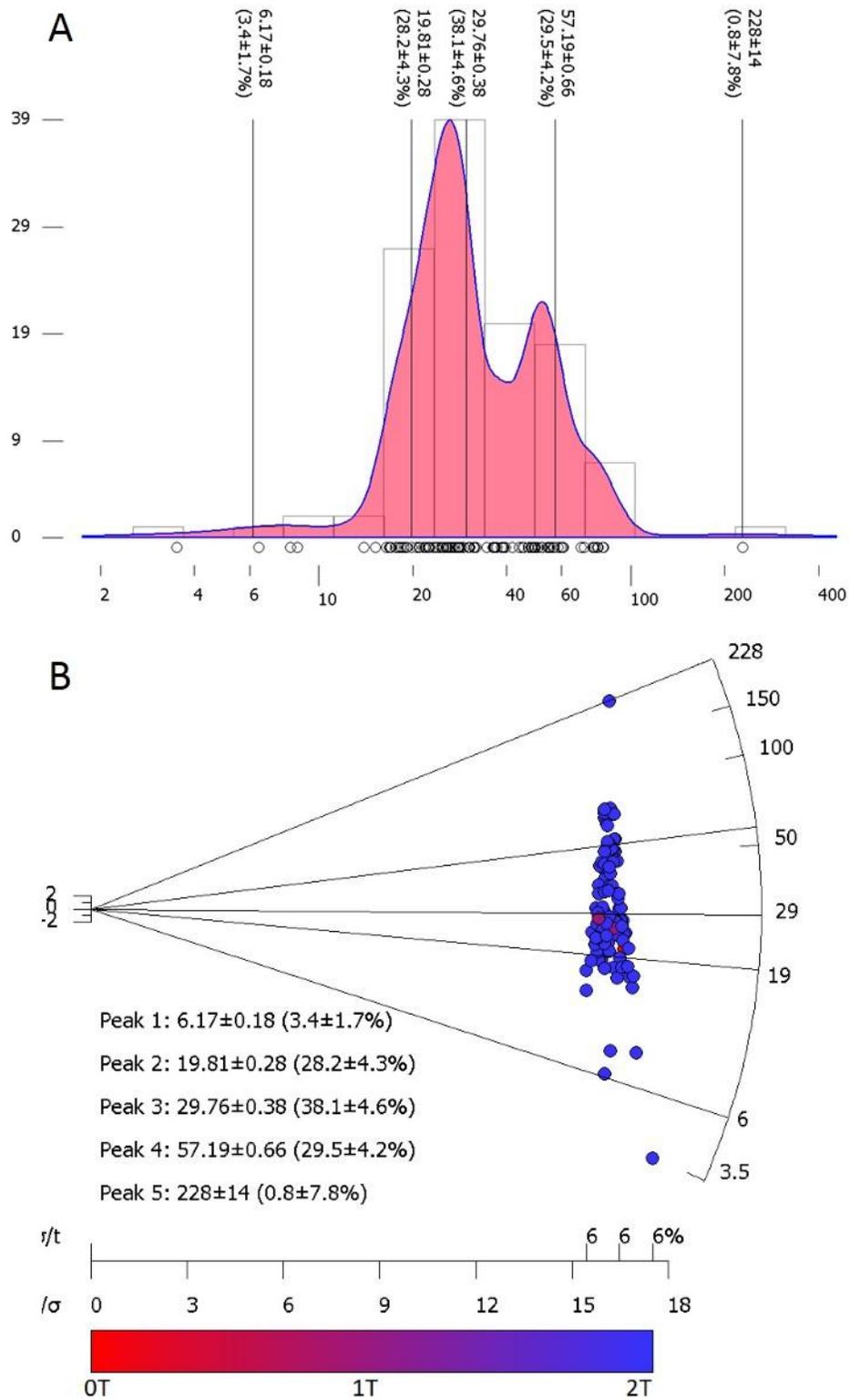
A partir de las figuras 4-7 y 4-8, el primer evento tectotérmico discriminado en una distribución mezclada de 58 edades AHe corresponde con una edad de  $4,14 \pm 0,17$  Ma encontrado en el 4% de la población, seguidamente un evento cercano a  $7 \pm 0,4$  Ma es discriminado tanto en las edades AHe como en las de ZHe. Un tercer evento de  $11,97 \pm 0,85$  Ma se discriminó en la población de edades AHe, este evento no se registró en las edades ZHe. El cuarto evento se registró tanto en las edades AHe como en las ZHe con un rango de edades entre 18 a 20 Ma. Una quinta población cercana a los 30 Ma es común en ambos sistemas termocronológicos (12% de la población con esta edad en los datos de AHe, y al menos 38% de la población total en los datos ZHe), mientras que los eventos más antiguos de  $57,19 \pm 0,66$  y  $228 \pm 14$  Ma son registrados en las edades ZHe, y representan el 30% y el 1 % de la población de datos ZHe, respectivamente. Estos eventos en conjunto

con los anteriores aspectos apoyaron la selección de una edad significativa para el conjunto de alícuotas en función de la elevación de la muestra.

**Figura 4-7. A.** Histograma y función de densidad para la distribución de edades de AHe de todos los granos. **B.** Gráficos radiales (Galbraith, 1990; Galbraith & Green, 1990; Vermeesch, 2009) con la descomposición de edades mezcladas



**Figura 4-8. A.** Histograma y función de densidad para la distribución de edades de ZHe de todos los granos. **B.** Gráficos radiales (Galbraith, 1990) con la descomposición de edades mezcladas.

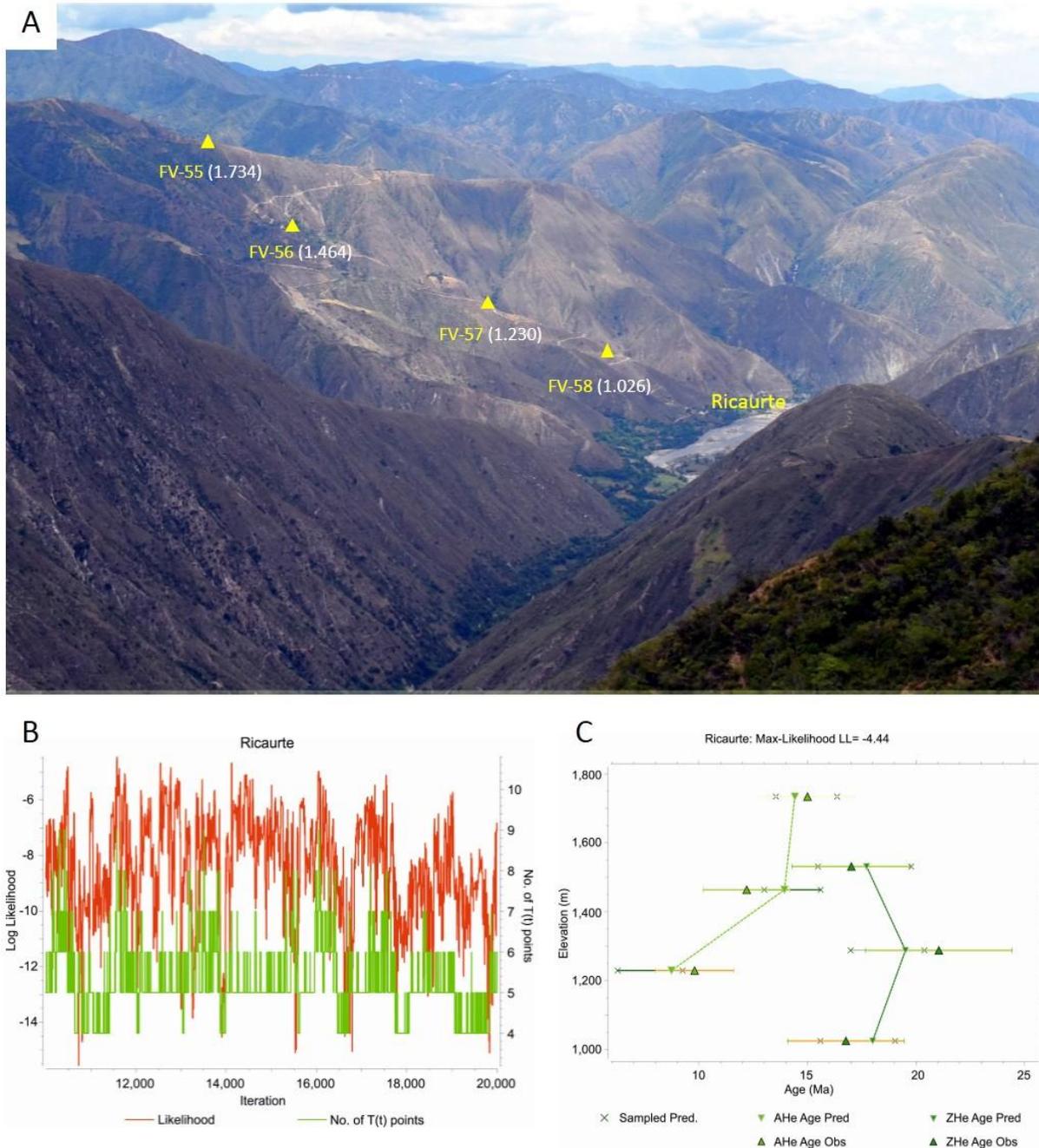


Las muestras de los perfiles modelados se localizan en el mapa estructural de la Figura 4-2 y los resultados del modelamiento QTQt con calentamiento de los perfiles se muestran en figuras separadas, junto con la panorámica de la ubicación de las muestras y el modelo tiempo-temperatura para muestras individuales. De norte a sur se muestran los perfiles de Ricaurte (Figura 4-9), El Tendido (Figura 4-10), San Joaquín (Figura 4-11), Chaguacá (Figura 4-12) y Páramo (Figura 4-13). Los perfiles en imágenes de *Google Earth* no tienen exageración vertical. Para cada modelo se presentan también los gráficos de las cadenas de iteraciones (20.000) y las comparaciones entre edades observadas y predichas o esperadas por el modelo.

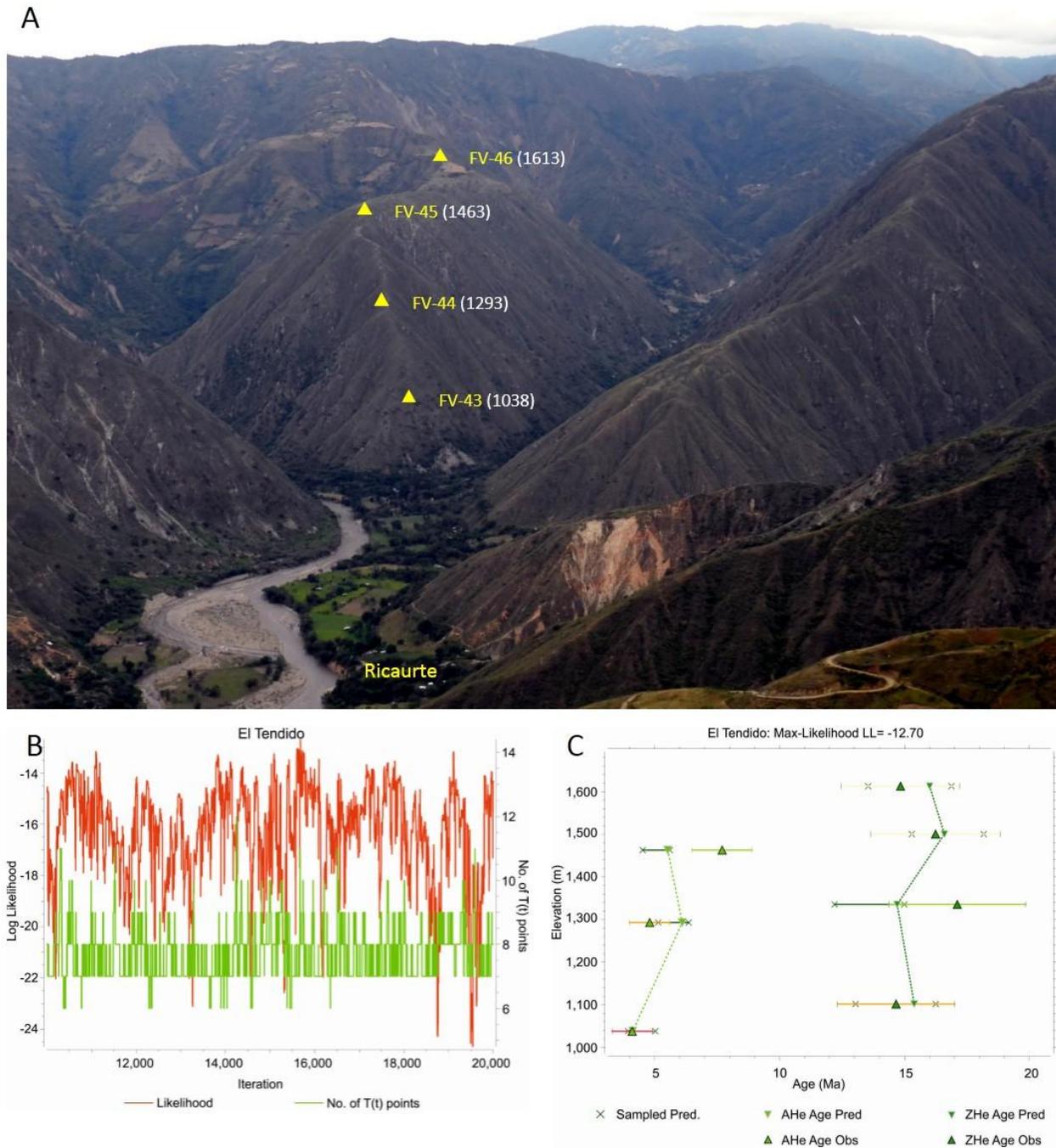
Igualmente, para los cinco perfiles se corren modelos QTQt sin calentamiento con el fin de comparar las variaciones de tiempo-temperatura. En los modelos *Expected* iniciales tres de los perfiles mostraron fases de calentamiento, mientras que con este otro tipo de modelos (sin calentamiento) sólo se mantienen condiciones de calentamiento en uno sólo de los perfiles (Páramo), el cual cruza la Falla de Chaguacá. En los otros modelos, el tiempo en el que aparece una fase de calentamiento corresponde con un lapso de estabilización que se asocia con largos tiempos de residencia en ZRP de He.

En la Tabla 4-5 se muestran los valores estadísticos de *Birth* y *Death* para los cinco perfiles modelados, con y sin calentamiento, incluyendo las muestras individuales que se usaron para cada perfil. En general para los perfiles las estadísticas son aceptables, es decir, con valores cercanos, salvo para Chaguacá sin calentamiento, que sin embargo es apropiado porque los valores de *birth* y *death* se mantienen en un rango cercano a 0,2 y 0,6. Gráficos que muestran estas estadísticas hacen parte de los manuales del programa QTQt (Gallagher, 2016). Igualmente, la mayoría de las muestras individuales muestran estadísticas cercanas, con excepción de alguna de ZHe de Chaguacá y Ricaurte. La condición de cercanía entre los valores de *Birth* y *Death* se presenta predominantemente en los perfiles con calentamiento, salvo en el perfil de Ricaurte, en el cual también se dan más diferencias entre los modelos en cuanto al pulso de enfriamiento. Por esta razón la interpretación de los pulsos de enfriamiento puede hacerse con ambos tipos de modelos ya que no hay diferencias notables y la comparación permite de todas maneras entender las condiciones de las fases de aparente calentamiento. Por mejores estadísticas para el perfil de Ricaurte, se estima conveniente usar el modelo sin calentamiento.

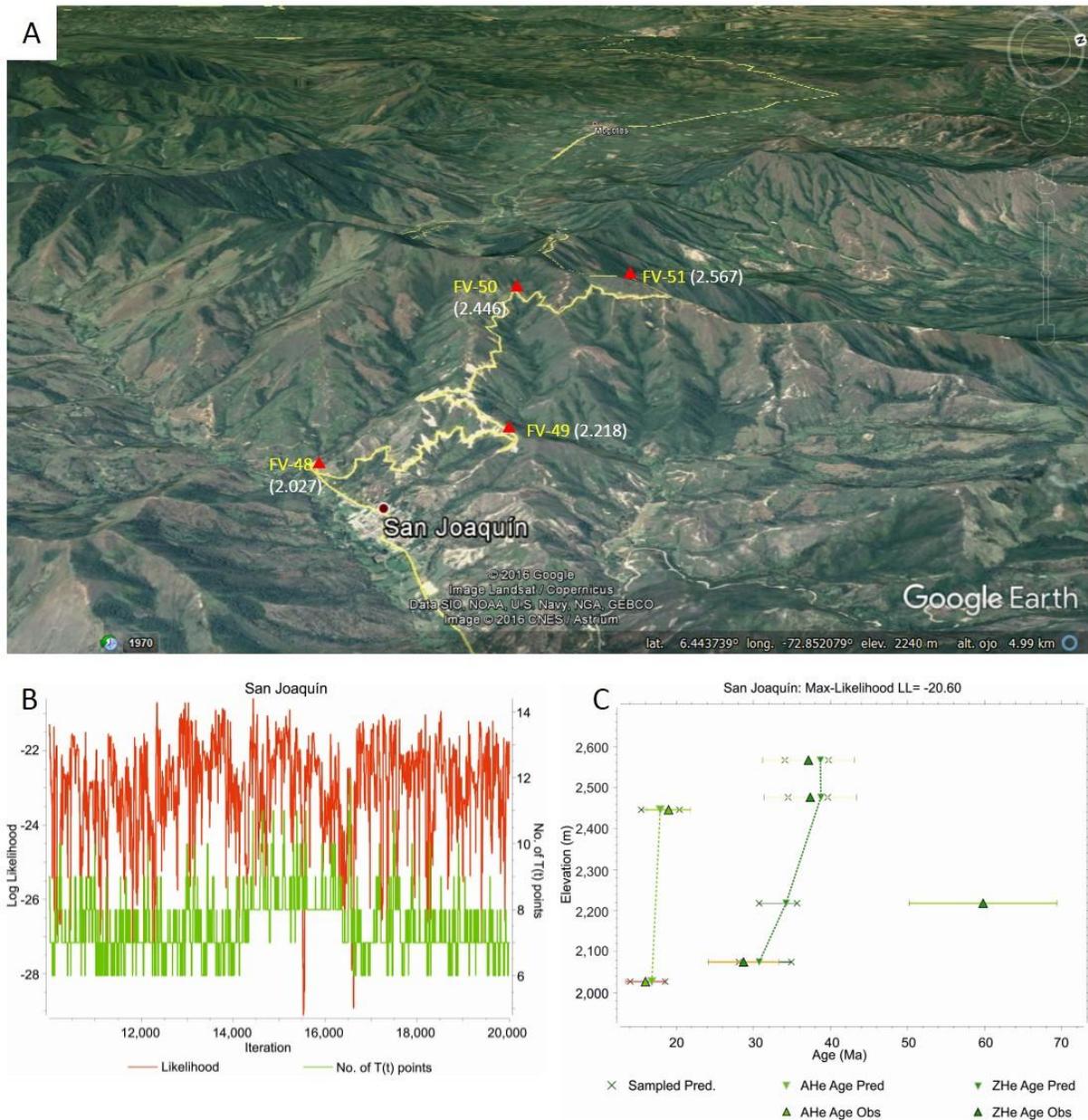
**Figura 4-9.** **A.** Panorámica de la ubicación de las muestras del Perfil de Ricaurte en la margen izquierda del río Chicamocha, por la vía a San Joaquín. Además del número de la muestra (entre paréntesis se indica su altura topográfica). **B.** Comparación entre cadenas Birth y Death para la mostrar la selección de los parámetros del modelo que realiza el programa. **C.** Comparación de edades predichas por QTQt y las observadas o en las muestras del perfil.



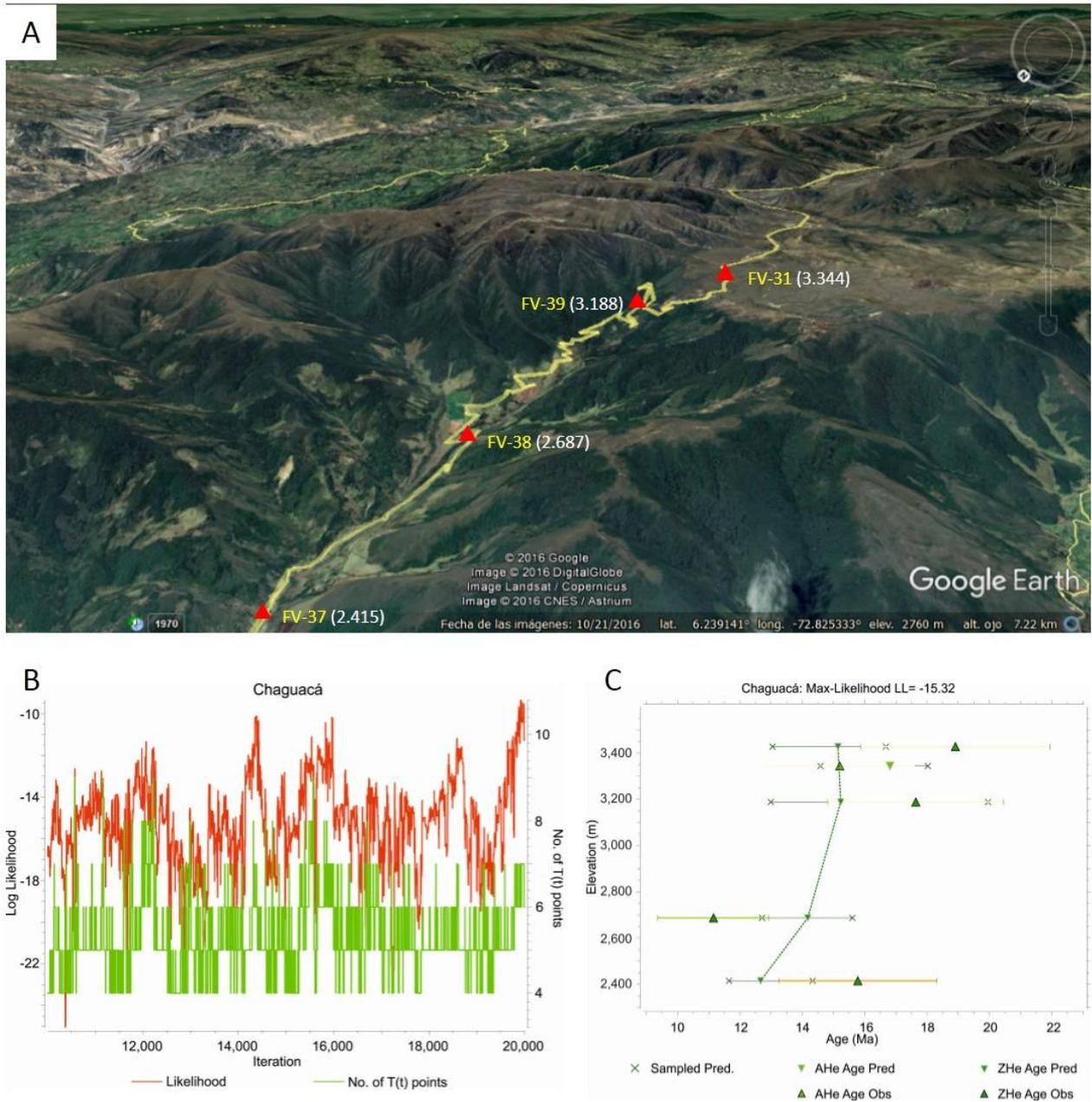
**Figura 4-10.** Panorámica del Perfil El Tendido, ubicado en la parte sur del lomo de obturación de la Falla de Bucaramanga (Figura 4-2). Demás leyenda como en Figura 4-9.



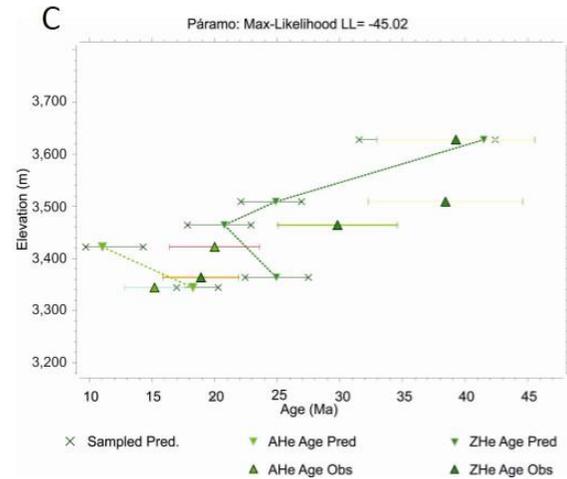
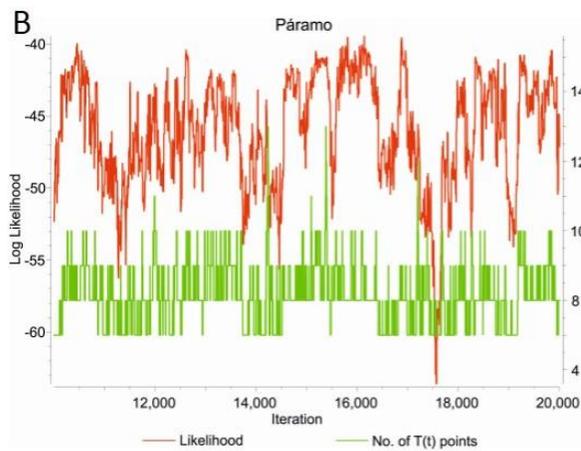
**Figura 4-11.** Perfil San Joaquín en panorámica con imágenes de Google Earth sin exageración vertical. Al fondo la población de Mogotes. Demás leyenda como en Figura 4-9.



**Figura 4-12.** Perfil Chaguacá (por el nombre del río y de la vereda de Onzaga) en panorámica de Google Earth con exageración vertical. Demás leyenda como en Figura 4-9.



**Figura 4-13.** Perfil Páramo (por el Páramo de Güina) en panorámica de *Google Earth* sin exageración vertical. Entre las muestras FV34 y 35 se nota la silleta de la Falla de Chaguacá que además controla el río hacia el norte (Figura 4-2). Demás leyenda como en Figura 4-9.



**Tabla 4-5.** Tasas de aceptación de las cadenas iniciales (*Birth*) y finales (*Death*) de Markov para los modelos QTQt con y sin calentamiento y de los modelos individuales con calentamiento para cada muestra de los perfiles.

CON calentamiento		SIN calentamiento		Muestras									
Perfil Páramo				FV31az		FV32a		FV33z		FV34z		FV35z	
Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death
0,1632	0,1636	0,1774	0,1809	0,2988	0,463	0,2782	0,5862	0,2631	0,4823	0,2596	0,3288	0,2522	0,2903
Perfil Chaguacá				FV31az		FV37z		FV38z		FV39z			
Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death		
0,2051	0,2891	0,2522	0,5502	0,2988	0,463	0,2397	0,4222	0,1759	0,7372	0,2574	0,4309		
Perfil El Tendido				FV43az		FV44az		FV45az		FV46z			
Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death		
0,1689	0,1708	0,1698	0,1741	0,2093	0,2163	0,1685	0,1697	0,2417	0,2448	0,2319	0,285		
Perfil San Joaquín				FV48az		FV49z		FV50az		FV51z			
Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death		
0,2115	0,2171	0,1856	0,201	0,225	0,2335	0,2622	0,3145	0,2381	0,2415	0,2543	0,3715		
Perfil Ricaurte				FV55a		FV56az		FV57az		FV58z			
Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death	Birth	Death		
0,1505	0,2226	0,1865	0,2006	0,0659	0,9654	0,1849	0,2847	0,095	0,7786	0,1285	0,5266		

## 4.6 Interpretación de pulsos de enfriamiento

Los datos de edades obtenidos y su distribución en la zona sur de los bloques adyacentes de la Falla de Bucaramanga, así como las historias termales modeladas numéricamente con QTQt permiten discriminar pulsos de enfriamiento que pueden asociarse a exhumaciones por efecto de posibles eventos tectónicos. Inicialmente se hace un análisis general de las edades encontradas y luego se hace detalle en la duración de esos pulsos, especialmente con base en los modelos de los perfiles.

En primera instancia y para mejor observación, las edades obtenidas se grafican en forma conjunta (Figura 4-6), incluyendo las edades de AFT y ZFT (Tabla 4-2) más jóvenes de 60 Ma y todas las edades de granos de (U-Th)/He en apatitos (Tabla 4-3) y circones (Tabla 4-4). Con esta información (Figura 4-6) es difícil determinar pulsos, pero de manera general se aprecia que hay un aumento en la cantidad de edades a medida que éstas se hacen más jóvenes, y aunque no es posible definir rangos, por lo menos se pueden ver dos períodos de relativa ausencia de datos, de 68 a 60 (Maastrichtiano a Paleoceno temprano) y de 36 a 32 Ma (límite Eoceno - Oligoceno) que separan tres largos intervalos donde hay datos que reproducen historias de exhumación. En otras palabras, hay algunas edades que marcan actividad entre 84 y 72 Ma (Santoniano a Campaniano), luego aumentan los datos entre 60 y 36 Ma (Paleoceno medio a final del Eoceno) y luego se incrementan aún más los datos (más actividad) entre 32 a 5 Ma (Oligoceno-Mioceno).

En segunda instancia y de manera también general, se analizan las edades que pueden representar la historia de algunos bloques estructurales obtenidas por AFT, ZFT y (U-Th)/He, junto con las edades publicadas de huellas de fisión (Figura 4-2). Así es posible

identificar algunos grupos de edades: uno mayor a 90 Ma, otro entre 60 y 50 Ma (Paleoceno – Eoceno) y el más representativo con edades entre 30 y 20 Ma (Oligoceno); aunque también se ven edades cercanas a 16 Ma y otras a 10 Ma (en el Mioceno). Estos datos pueden indicar exhumaciones, pero no necesariamente pulsos específicos mientras no sean objeto de un modelamiento numérico.

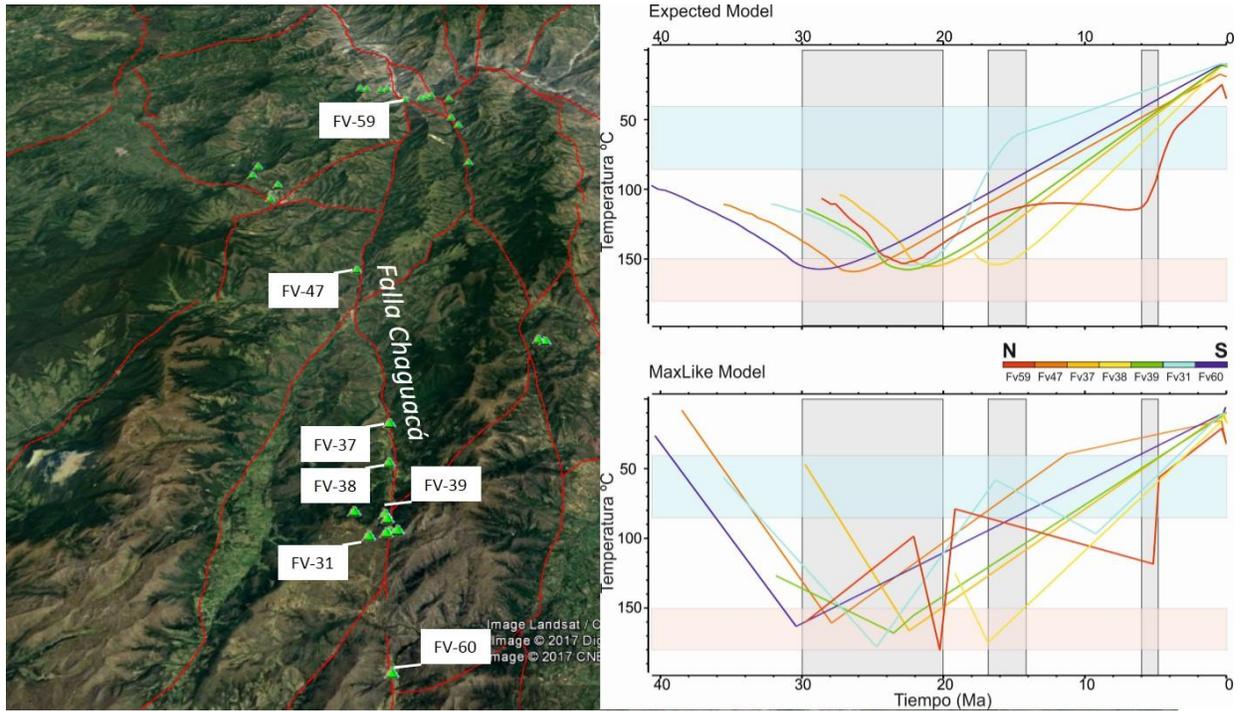
Por eso, en tercera instancia, las edades (U-Th)/He se analizan aquí de dos formas: (i) inicialmente con los modelos numéricos de las muestras individuales localizadas a lo largo de las fallas de Chaguacá y Los Micos, y luego (ii) de manera más detallada con los modelos de los cinco perfiles muestreados. La interpretación de los pulsos de enfriamiento se basa especialmente en los modelos *Expected* de QTQt, aunque también se tienen en cuenta sólo como apoyo los modelos *Maximum Likelihood (MaxLike)*, donde los quiebres o cambios de pendientes se observan más definidos y permiten delimitar mejor los intervalos.

#### **4.6.1 Pulsos a lo largo de fallas geológicas**

Los modelos derivados de QTQt para las muestras localizadas a lo largo de la Falla Chaguacá (continuación sur de la Falla de Bucaramanga) se muestran en la Figura 4-14 y permiten definir de nuevo un intervalo de 30 a 20 Ma donde se presentan cambios en la historia termal con pulsos de enfriamiento. En la muestra FV-38 se presenta un pulso de enfriamiento entre 17 y 14 Ma, el cual coincide con un cambio en la pendiente de otra muestra (FV-31) con calentamiento en *MaxLike*. Como pulso más joven a lo largo de la falla, se presenta un enfriamiento entre 6 y 5 Ma en la muestra más norte de la falla (FV-59), la cual se ubica justo en el sector donde la Falla de Bucaramanga se bifurca en las fallas de Chaguacá y Los Micos.

A lo largo de la Falla Los Micos (Figura 4-15) se encuentra alternancia de pulsos de enfriamiento y calentamiento, pero se puede definir un intervalo prolongado entre 30 y 16 Ma (en general de enfriamiento aunque se muestra previo calentamiento, aspecto que se analiza durante este capítulo). Dos eventos de enfriamiento se aprecian: (i) 6 a 5 Ma y (ii) desde 2 Ma. Mientras un corto período de inicio de calentamiento aparece entre 11 y 10 Ma, el cual sin embargo coincide con edades de AFT y A He en otras muestras de la zona, por ejemplo FV-20, 10VDL28 y FV-45 (Figura 4-2).

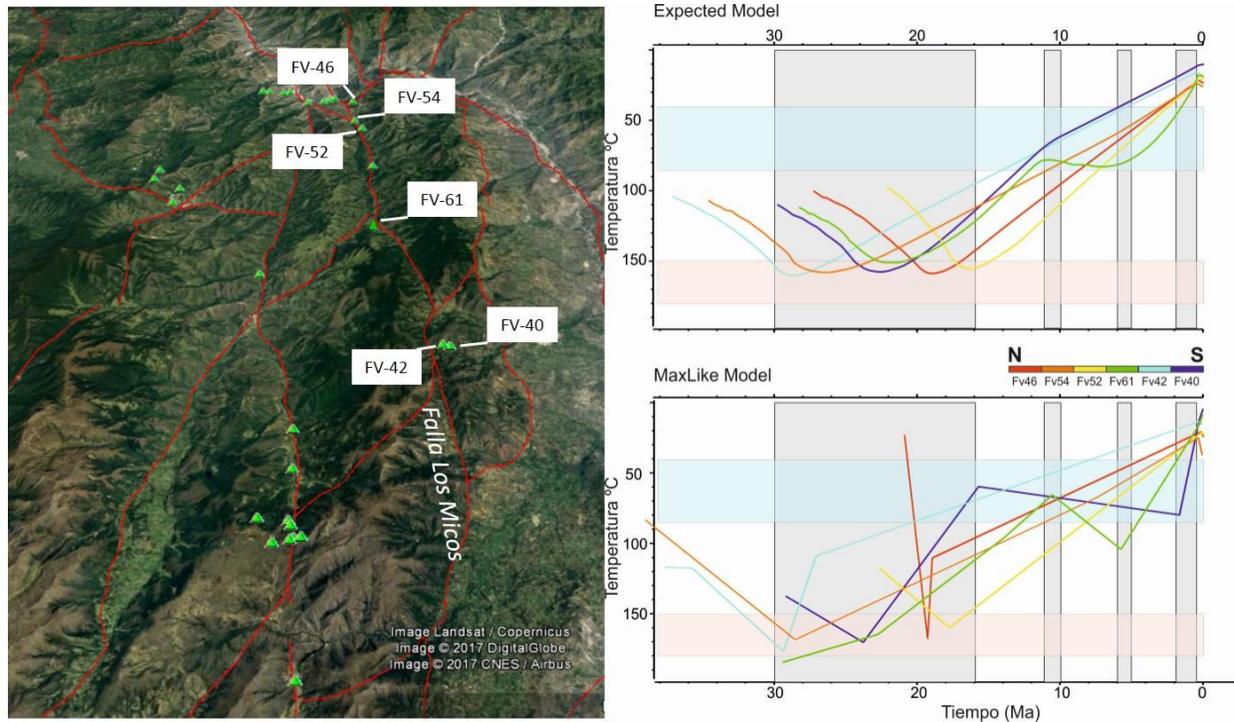
**Figura 4-14.** Panorámica Google Earth sin exageración vertical de la Falla de Chaguacá; localización de las muestras datadas por la técnica (U-Th)/He y modeladas individualmente en QTQt con calentamiento. A la derecha se muestra la gráfica que integra los modelos de cada muestra y en recuadros grises se delimitan los pulsos de enfriamiento interpretados con esta información, en la cual se tiene en cuenta especialmente el modelo *Expected*, mientras el *MaxLike* sólo se usa de apoyo. Los colores de las líneas indican la ubicación relativa de las muestras de norte a sur. Más información en el texto.



El pulso que inicia entre 6 y 5 Ma se observa tanto al norte como en la parte intermedia de las fallas, pero el pulso más reciente de 2 Ma se evidencia en la muestra más sur de la Falla Los Micos (FV-40).

También es importante resaltar aquí que en los modelos de estas muestras ubicadas muy cerca o a lo largo de las fallas principales, además de pulsos de enfriamiento, se presentan quiebres en las líneas a pendientes negativas, asociados con intervalos de calentamiento, los cuales se podrían explicar también como posibles períodos de residencia en la zona de retención parcial de He como se explicó antes y se discutirá más adelante.

**Figura 4-15.** Muestras datadas por la técnica (U-Th)/He a lo largo de la Falla Los Micos en panorámica Google Earth sin exageración vertical. El pulso de 11 a 10 Ma corresponde al inicio de calentamiento en la muestra FV61. Demás leyenda como en Figura 4-14.

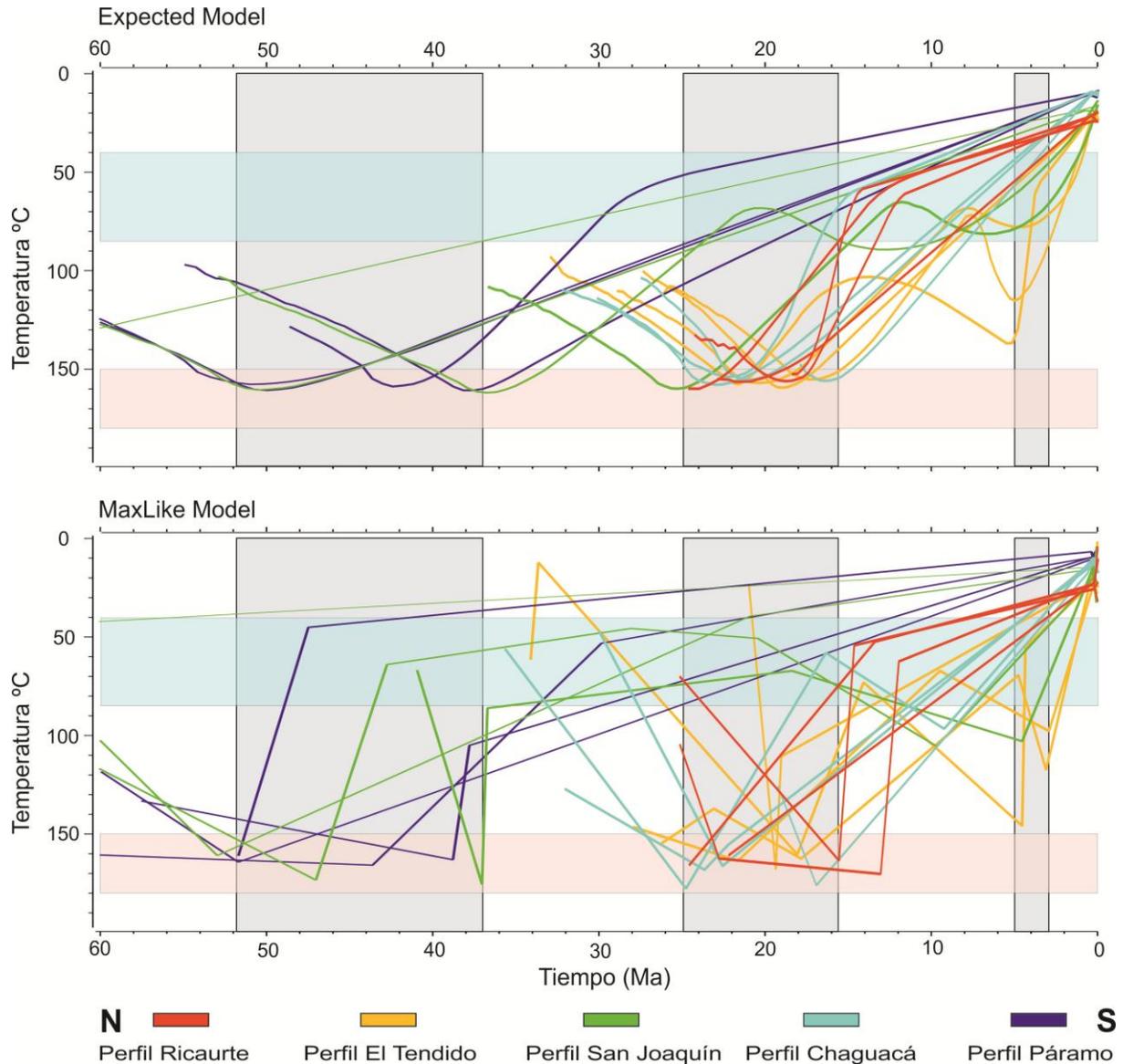


#### 4.6.2 Pulsos de enfriamiento (perfiles) – modelos CON calentamiento

Las muestras de cada perfil fueron modeladas independientemente, pero graficadas de manera conjunta (Figura 4-16). Esto permitió diferenciar tres períodos prolongados de pulsos de enfriamiento. El primero se presenta entre 52 y 37 Ma (Eoceno) y afecta la zona de los perfiles de San Joaquín y Páramo, en el bloque oeste de la Falla de Bucaramanga y en la Falla de Chaguacá, respectivamente. Es decir que para este tiempo aparentemente no se presenta actividad de la Falla de Bucaramanga y su prolongación sur. Entre 34 y 25 Ma (Oligoceno) los modelos *Expected* y *MaxLike* muestran aumento de temperatura en muestras de tres de los cinco perfiles, lo cual se podría asociar con calentamientos (quizás por actividad de las fallas) o tiempo de residencia en la zona de retención parcial de He, de cualquier manera como paso previo al siguiente pulso de enfriamiento. Los modelos de la mayoría de muestras de cuatro perfiles experimentan enfriamiento en el intervalo de 25 a 16 Ma (Oligoceno – Mioceno temprano), lo que se puede relacionar preliminarmente con el inicio de actividad de la Falla de Bucaramanga, mientras el pulso más reciente se registra

de 5 a 3 Ma en muestras de El Tendido y San Joaquín, asociado también a la actividad más joven de las fallas geológicas en la zona.

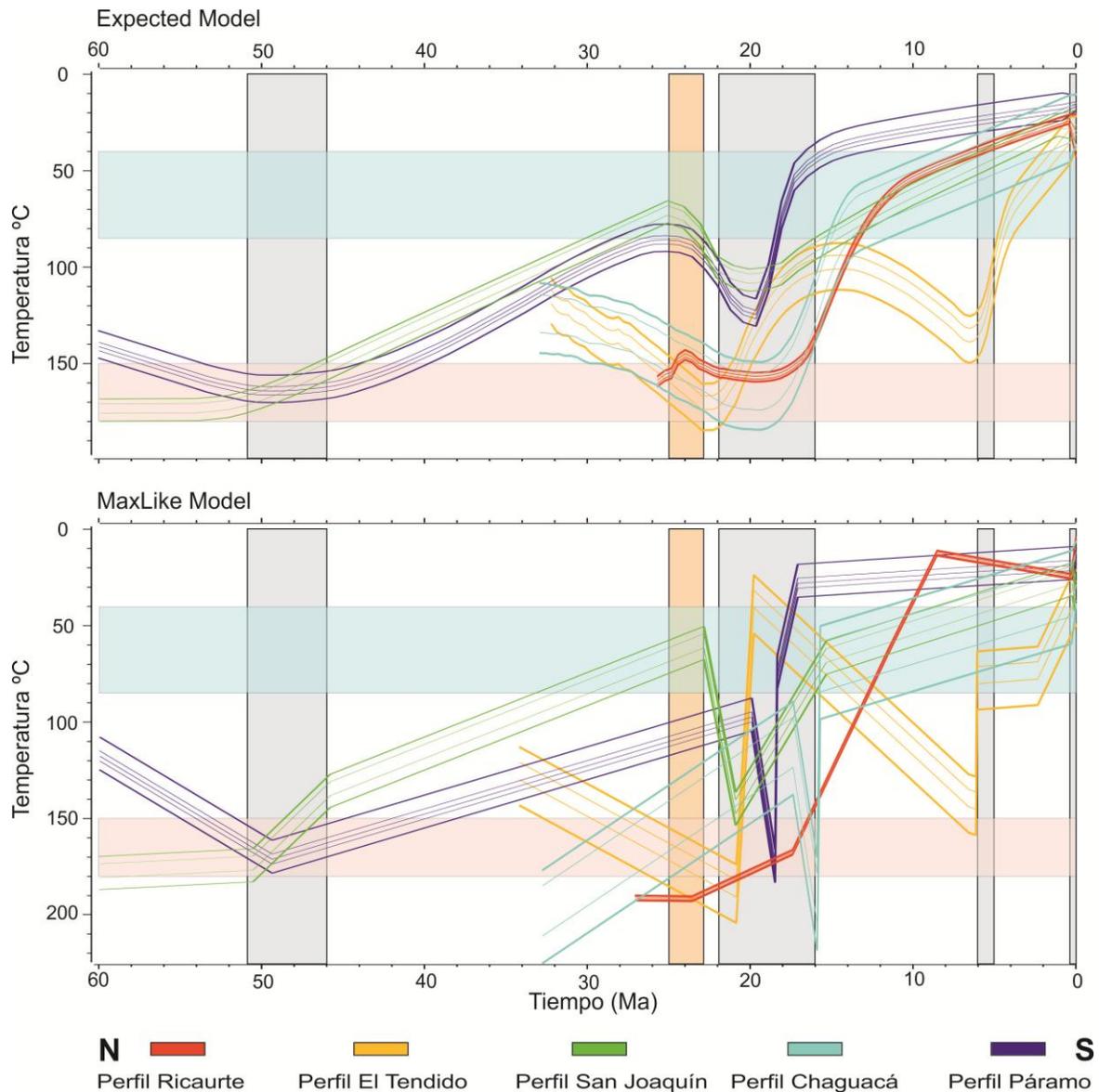
**Figura 4-16.** Gráfica conjunta de modelos QTQt con calentamiento para muestras individuales que hacen parte de los perfiles topográficos. El color indica su vinculación a cada perfil y según la localización de éstos respecto al norte o sur. En recuadros grises se delimitan los pulsos de enfriamiento interpretados con esta información, en la cual se tienen en cuenta especialmente los modelos *Expected*, mientras *MaxLike* sólo se usa de apoyo. En recuadros horizontales azul y rosado las ZRT para AHe y ZHe, respectivamente. Explicación en el texto.



Los modelos QTQt de cada perfil, tanto *Expected* como *MaxLike* de apoyo, vistos juntos (Figura 4-17) muestran de manera más definida los cambios en la historia tiempo – temperatura. El inicio del pulso de enfriamiento más antiguo que se puede interpretar se determina entre 51 y 46 Ma (Eoceno temprano) y se presenta en los perfiles de San Joaquín

y Páramo. Esta similitud entre los dos perfiles puede indicar que para ese tiempo la Falla de Chaguacá no fue activa durante la exhumación registrada inicialmente.

**Figura 4-17.** Gráfica que integra los modelos QTQt con calentamiento de cada perfil. Los recuadros grises corresponden a la delimitación del inicio de cada pulso de enfriamiento, que aquí se pueden constreñir respecto de los modelos de la Figura 4-16. El recuadro rosado indica el inicio de un pulso de calentamiento. En recuadros horizontales azul y rosado las ZRP para AHe y ZHe, respectivamente.



El intervalo de mayor complejidad por la cantidad de cambios en la historia termal se presenta entre 25 a 16 Ma, el mismo que se nota en los modelos individuales de historia tiempo-temperatura para cada muestra. Sin embargo, es posible ver que los primeros dos millones de años (25-23 Ma) corresponderían a un período de calentamiento o posible

permanencia en la zona de retención parcial, el cual precede al inicio de pulsos de enfriamiento observables en los cinco perfiles de 22 a 16 Ma (Mioceno temprano). Este pulso se dio de manera alternada a lo largo de la zona, primero se observa al norte en El Tendido, luego al sur y oeste en Páramo y San Joaquín, y después de manifiesta de manera casi simultánea en Ricaurte y Chaguacá.

En el perfil de El Tendido, al norte del área, se diferencia también el pulso de enfriamiento que inicia entre 6 y 5 Ma (Mioceno-Plioceno). Además, aunque leve, es posible distinguir un cambio en la historia termal reciente en los perfiles de Chaguacá y Ricaurte, desde hace aproximadamente 400.000 años. Para confirmar este último evento no se contó con otros termocronómetros y es posible que esté altamente influenciado por la temperatura en superficie que es impuesta como condición inicial del modelamiento, aunque se tuvo cuidado de incluir la temperatura ambiente de cada sector.

#### **4.6.3 Pulsos y tasas de enfriamiento (perfiles) – modelos SIN calentamiento**

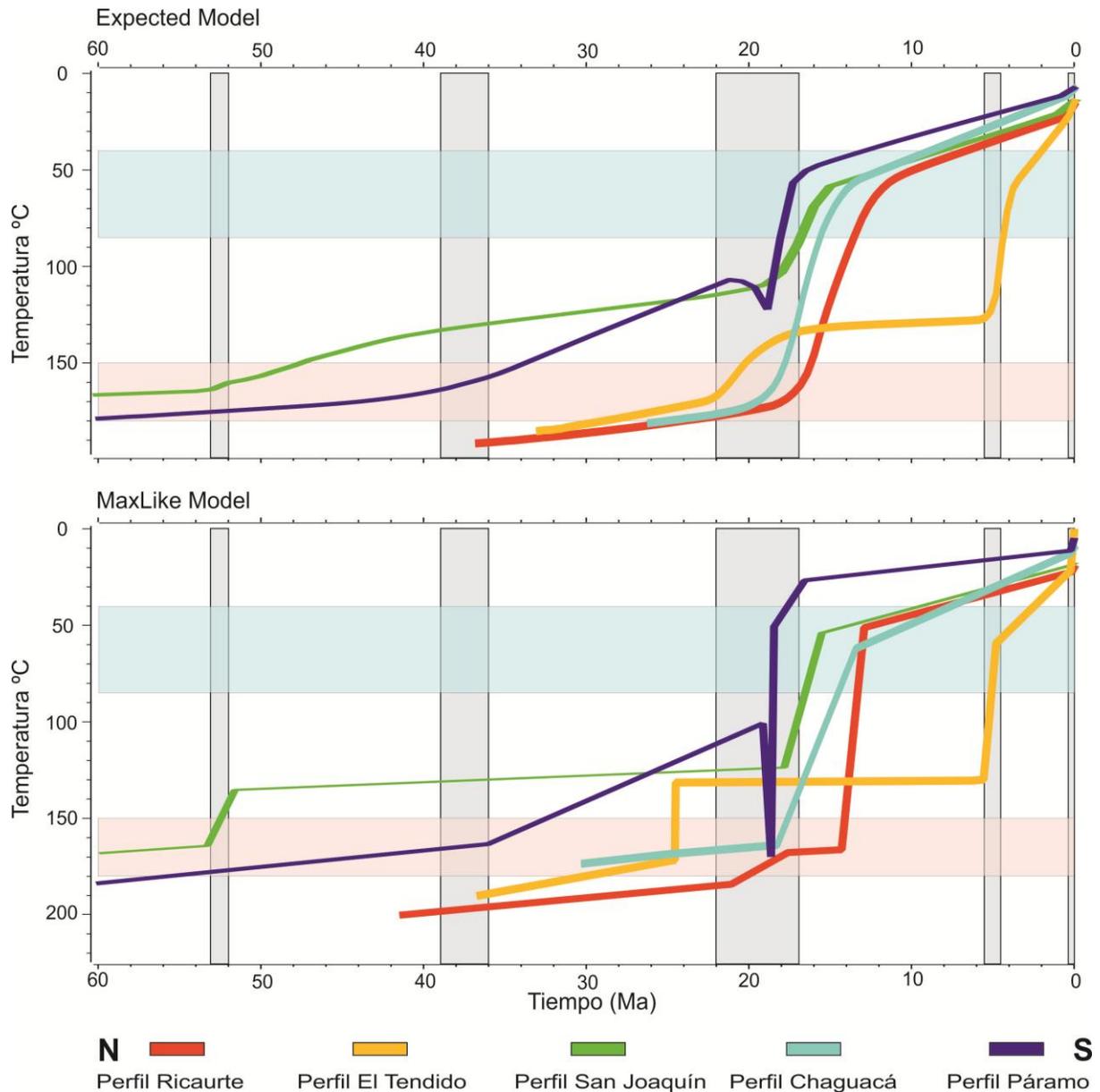
Los resultados de los modelos QTQt sin calentamiento dan la posibilidad de comparar los cambios en la historia termal de los cinco perfiles y permitieron establecer intervalos más precisos para el inicio de los pulsos de enfriamiento (Figura 4-18). Con base en estos pulsos y los cambios de pendiente de la trayectoria tiempo temperatura (mejor ajuste) se calcularon las tasas de enfriamiento.

Se aclara que estos modelos *Expected* sin calentamiento, además de mejores tasas de aceptación estadística (Tabla 4-5), ofrecen posibilidades convenientes para discriminar límites para las zonas de tiempo-temperatura, es decir que permiten definir una franja de valores mínimos y máximos, así mismos, definen trayectorias rectilíneas en donde es posible obtener la pendiente (tasas de enfriamiento – Tabla 4-6).

El comienzo del pulso Eoceno se constriñe entre 53 y 52 Ma, manifiesto a tasa muy baja en el perfil San Joaquín (1,7°C/Ma). El siguiente cambio se registra en el perfil Páramo de 39 a 36 Ma (Eoceno tardío) también con una tasa baja (3,2°C/Ma). Estos dos cambios corresponden con los extremos del prolongado intervalo que se registra al analizar todos los datos de edades de las muestras individuales de los perfiles (Figura 4-16). El inicio de este enfriamiento (39 Ma) a tasa constante, en el modelo del perfil Páramo, coincide con un

leve cambio cercano a la estabilización de temperatura en San Joaquín, el cual se mantiene hasta el siguiente pulso de enfriamiento (que se describe enseguida).

**Figura 4-18.** Integración de los modelos QTQt sin calentamiento. Explicación en el texto.



De nuevo resalta el Mioceno temprano como el intervalo de tiempo con las variaciones más importantes en la historia termal de la zona (entre 22 y 17 Ma). En el modelo *Expected* sin calentamiento estos pulsos intensos del Mioceno se muestran con las tasas más altas de enfriamiento en los perfiles de Páramo (28,3°C/Ma), Ricaurte (20,8°C/Ma) y Chaguacá

(20,2°C/Ma) (Tabla 4-6). En el perfil de San Joaquín se registra una tasa significativa de 13,6°C/Ma. Al terminar esta fase de enfriamiento rápido, con excepción de El Tendido, la tasa baja a valores similares en todos los perfiles: 3,5°C/Ma en Ricaurte; 2,6°C/Ma en San Joaquín; 3,5°C/Ma en Chaguacá; y 2,7°C/Ma en Páramo.

Al igual que en los modelos con calentamiento, sólo en el Perfil de El Tendido se registra el pulso del límite Mioceno-Plioceno, pero más definido entre 5,5 y 4,5 Ma, con una tasa de enfriamiento rápida de 20°C/Ma, que luego disminuye a 10,6°C/Ma (Tabla 4-6). Tasas similares de rápido enfriamiento en el Macizo de Santander son reportadas por Amaya *et al.* (2017) como 24°C/Ma entre 10 y 5 Ma.

El pulso actual, que inicia hace 400.000 años o un poco antes, se manifiesta en estos modelos con mayor claridad en todos los perfiles (aunque es más notorio en El Tendido), con tasas de 6,3 a 17,5°C/Ma.

**Tabla 4-6.** Cálculo de tasas de enfriamiento (°C/Ma) durante la historia termal de cada perfil en modelos QTQt *Expected* sin calentamiento

Perfil	Modelo Expected				
	Temp 1	Temp 2	tiempo 1	tiempo 2	Tasa (T°C/Ma)
Ricaurte	164	60	17	12	20,8
	60	22	12	0,5	3,3
	22	17	0,5	0	10,0
El Tendido	168	138	22,1	18,1	7,5
	138	126	18,1	7,2	1,1
	126	60	7,2	3,9	20,0
	60	23	3,9	0,4	10,6
	23	16	0,4	0	17,5
San Joaquín	164	107	53,1	18,6	1,7
	107	58	18,6	15	13,6
	58	21	15	0,9	2,6
	21	14	0,9	0	7,8
Chaguacá	165	56	18,8	13,4	20,2
	56	11	13,4	0,4	3,5
	11	7	0,4	0	10,0
Páramo	164	107	39,1	21,3	3,2
	107	122	21,3	18,8	-6,0
	122	54	18,8	16,4	28,3
	54	12	16,4	0,8	2,7
	12	7	0,8	0	6,3
Pulsos importantes de enfriamiento con tasas > a 10 °C / Ma					
Pulsos de calentamiento					
Pulsos actuales notorios de enfriamiento.					

## 4.7 Resultados e interpretación de tasas de exhumación

Se obtuvieron resultados aplicando dos métodos de estimación de tasas de exhumación de primer orden: (i) a partir de la relación edad-elevación (REE) de los perfiles topográficos, y (ii) con base en el modelo Age2edot (de Brandon, Ehlers, *et al.*, 2005), el cual asume la tasa de erosión (ER) en condiciones de equilibrio topográfico.

### 4.7.1 Tasas de exhumación a partir de la relación edad-elevación (REE)

A partir de edades obtenidas para AHe y ZHe (tablas 4-3 y 4-4, respectivamente), con las muestras ubicadas en los cinco perfiles topográficos, se grafica la relación existente entre la edad (eje X) y la elevación (eje Y). La pendiente de la línea de regresión entre la edad-elevación proporciona una estimación de primer orden de la tasa de exhumación (según el método de York, 1969, 2004) (Tabla 4-7), sin embargo, en ocasiones esas relaciones pueden estar afectadas por fenómenos como: (i) cambios de relieve, (ii) presencia de fluidos a lo largo de la zona de falla, (iii) calentamientos, entre otros (Braun, 2002). Por eso, estas tasas REE son problemáticas para la interpretación, además porque representan un promedio a lo largo del tiempo geológico, incluyendo tanto los pulsos de exhumación como los períodos de relativa calma. Sin embargo, en este trabajo se toman como un primer estimativo mediante el cálculo de la relación edad-elevación a partir de las edades seleccionadas para el modelamiento (Figura 4-19, tablas 4-3 y 4-4). Además se analiza cualitativamente la relación gráfica con la edad promedio de los diferentes cristales que conforman una muestra (Figura 4-20).

Las regresiones lineales de las edades seleccionadas (Figura 4-19) muestran una relación normal con tasas de exhumación/denudación o relaciones edad-elevación (Tabla 4-7) relativamente altas (entre 0,118 y 0,469 km/Ma) para los perfiles del norte (Ricaurte y El Tendido) con AHe y ZHe, así como en San Joaquín (AHe) y Chaguacá (ZHe); mientras la tasa de exhumación/denudación es muy baja (entre 0,008 y 0,03 km/Ma) en los perfiles de Páramo (en AHe y ZHe) y en San Joaquín (ZHe).

Entre tanto, las regresiones lineales calculadas con edades promedio (Figura 4-20) muestran un comportamiento distinto en relación con el método anterior; aunque para el

perfil Páramo las estimaciones de las tasas de exhumación se mantienen similares, independientemente si se trabaja con edades AHe y ZHe. Las diferencias más notorias se presentan en las regresiones de ZHe para los demás perfiles, especialmente en San Joaquín, donde la regresión lineal es alta y negativa, lo que podría sugerir un cambio de relieve importante en el área. Análogamente, se observan relaciones edad-elevación negativas en los perfiles El Tendido y Ricaurte, pero con tasa baja. Para el perfil San Joaquín la relación edad-elevación derivada de las edades ZHe es positiva, aunque con una tasa un poco más alta con relación a las edades seleccionadas (en gris en las tablas 4-3 y 4-4 para AHe y ZHe).

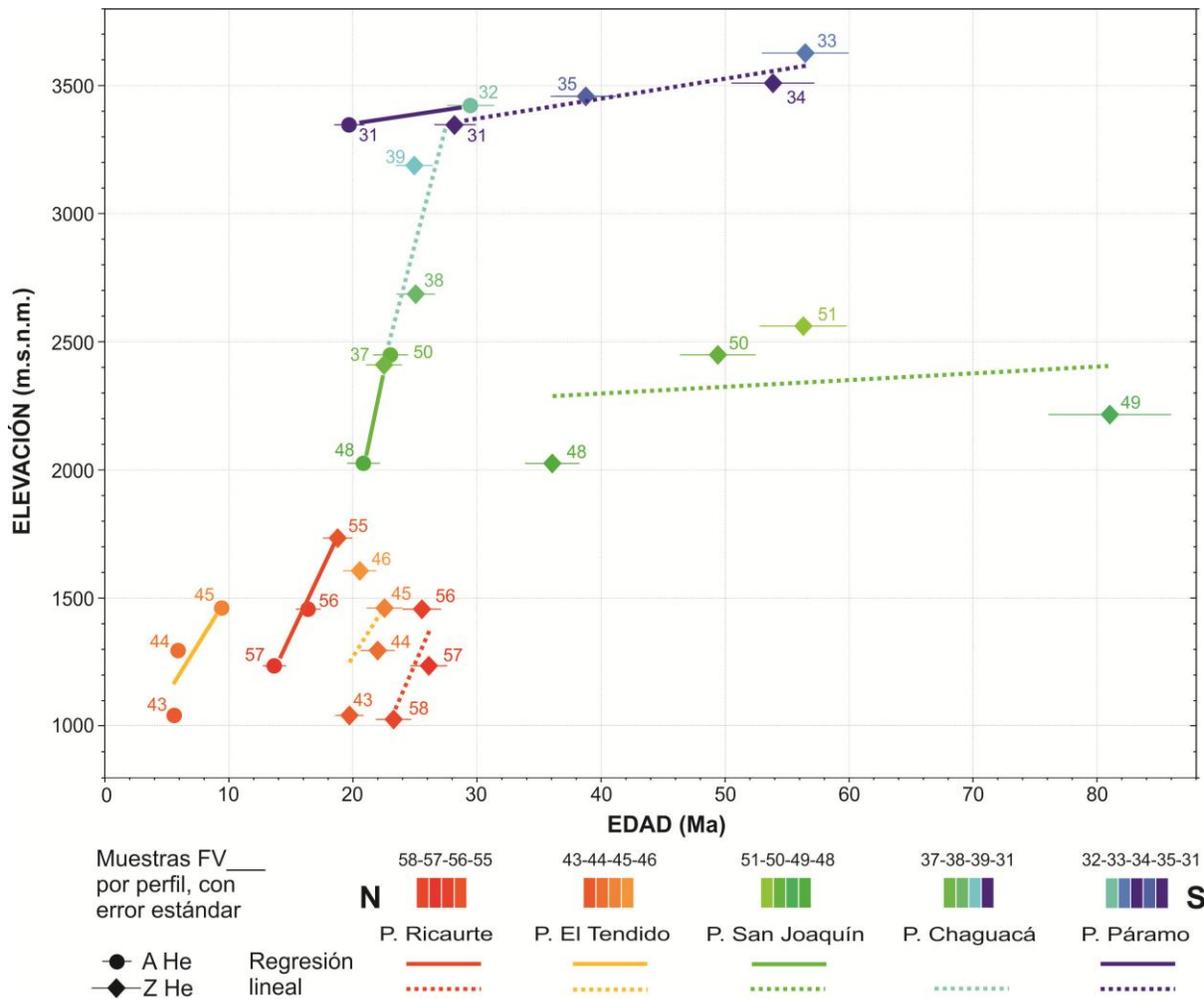
**Tabla 4-7.** Distribución de muestras por perfiles y estimación de las relaciones edad-elevación (REE) a partir del método de York (1969, 2004) (en gris).

Perfil	Muestra	Elevación	Edad AHe	( $\pm$ ) 1 $\sigma$ AHe	REE (m/Ma)	( $\pm$ ) 1 $\sigma$	Edad Z He	( $\pm$ ) 1 $\sigma$ ZHe	REE (m/Ma)	( $\pm$ ) 1 $\sigma$
Ricaurte	FV-55	1734	18	1,1	0,185	0,044			0,118	0,015
	FV-56	1464	16,4	1			25,1	1		
	FV-57	1230	13,8	0,9			26,1	1,6		
	FV-58	1026					23,1	1,4		
El Tendido	FV-46	1613			0,163	0,017	20,5	1,3	0,469	0,136
	FV-45	1463	9,4	0,6			22,6	1,4		
	FV-44	1293	5,9	0,4			22	1,4		
	FV-43	1038	5,8	0,4			19,8	1,2		
San Joaquín	FV-51	2567			0,2	0,048	56,3	3,5	0,03	0,003
	FV-50	2446	23	1,4			49,4	3,1		
	FV-49	2218					81	5		
	FV-48	2027	20,9	1,3			36,1	2,2		
Chaguacá	FV-31	3344			0,225	0,035	28,1	1,7	0,225	0,035
	FV-39	3188					24,9	1,5		
	FV-38	2687					25	1,6		
	FV-37	2415					22,5	1,4		
Páramo	FV-33	3628			0,008	0,001	56,5	3,5	0,009	0,001
	FV-34	3509					53,9	3,3		
	FV-35	3464					38,8	2,4		
	FV-32	3422	29,5	1,8						
	FV-31	3344	19,9	1,2			28,1	1,7		

En general estas tasas REE son bajas y no presentan variaciones notorias en el orden de magnitud en la mayoría de los perfiles, con excepción de las muy bajas en el perfil Páramo. Esto se puede explicar porque las tasas REE se pueden ver afectadas por la separación vertical de las muestras. Los perfiles tienen menos de un km de diferencia de elevación y la exhumación se restringe a ese rango. Además, al seleccionar datos preservando la relación normal edad-elevación se elimina la posibilidad de incluir pendientes negativas que

podieran indicar cambios importantes de relieve. Por estas razones estas tasas REE no son consideradas como definitivas en el análisis de exhumación en la zona.

**Figura 4-19.** Relación edad-elevación obtenida a partir de las edades (U-Th)/He seleccionadas para el modelamiento. La pendiente de la relación edad-elevación puede ser considerada como una aproximación para la tasa de levantamiento.

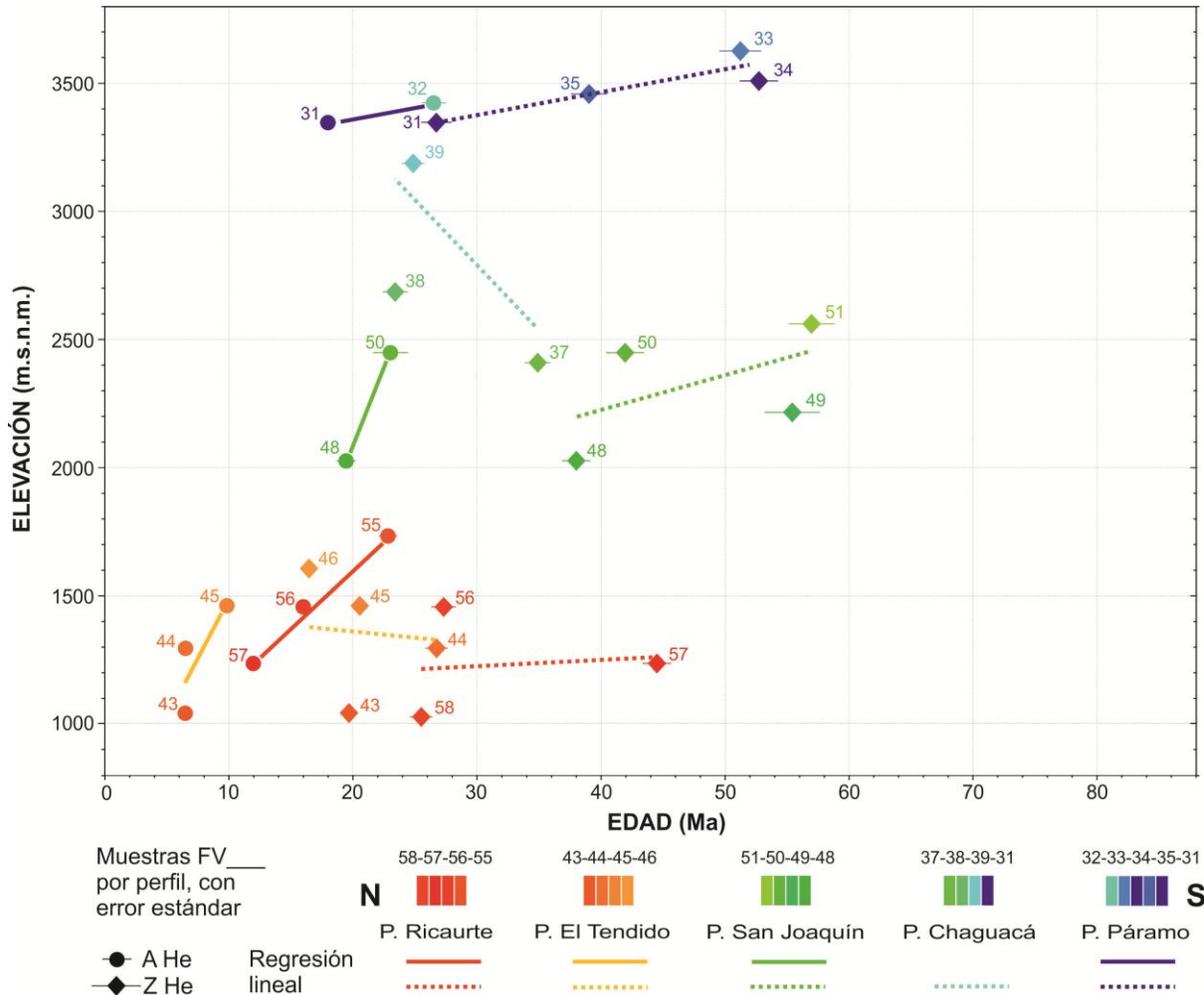


#### 4.7.2 Tasas de exhumación (ER) a partir de las tasas de enfriamiento

Por las razones antes expuestas y dado que las tasas ER calculadas aquí dependen de los pulsos de enfriamiento identificados y no extrapolan a lo largo del tiempo, se les da aquí mayor validez para análisis. Estas se obtienen mediante la conversión de tasas de

enfriamiento a exhumación para cada termocronómetro (AHe y ZHe) en el código Age2edot (Ehlers *et al.*, 2005). Considerando los intervalos de enfriamiento se calculan las pendientes y se transforman a tasas de erosión/exhumación (ER) (Tabla 4-8). El método permite identificar rangos mínimos y máximos de las tasas en cada pulso de enfriamiento. Sin embargo, para el análisis general de cada perfil se toma la tasa promedio.

**Figura 4-20.** Relación edad-elevación obtenida a partir del promedio de edades (U-Th)/He para cada muestra, compiladas a su vez en las tablas 4-2 y 4-3.



Las tasas de exhumación obtenidas con este método (Tabla 4-8) muestran valores promedio relativamente homogéneos entre los perfiles con tasas de 0,3 a 0,4 km/Ma, salvo para el perfil San Joaquín donde la tasa de exhumación es menor (0,2 a 0,3 km/Ma). Al ligar estas tasas ER con las tasas de enfriamiento es posible cuantificar también los pulsos desde el punto de vista de exhumación. El pulso que inicia entre 22 y 17 Ma se identifica con tasas ER altas y se observa en los perfiles de Ricaurte y Chaguacá con valores

máximos de 0,7 km/Ma (Tabla 4-8 y Figura 4-21). Con esta misma tasa se presentaría el pulso del Mioceno-Plioceno en el perfil El Tendido. La tasa de exhumación más alta se identifica sin embargo en el perfil Páramo con valores de 0,8 km/Ma en AHe y 0,9 km/Ma en ZHe para el pulso del Mioceno temprano que en este perfil inició en 18,8 Ma.

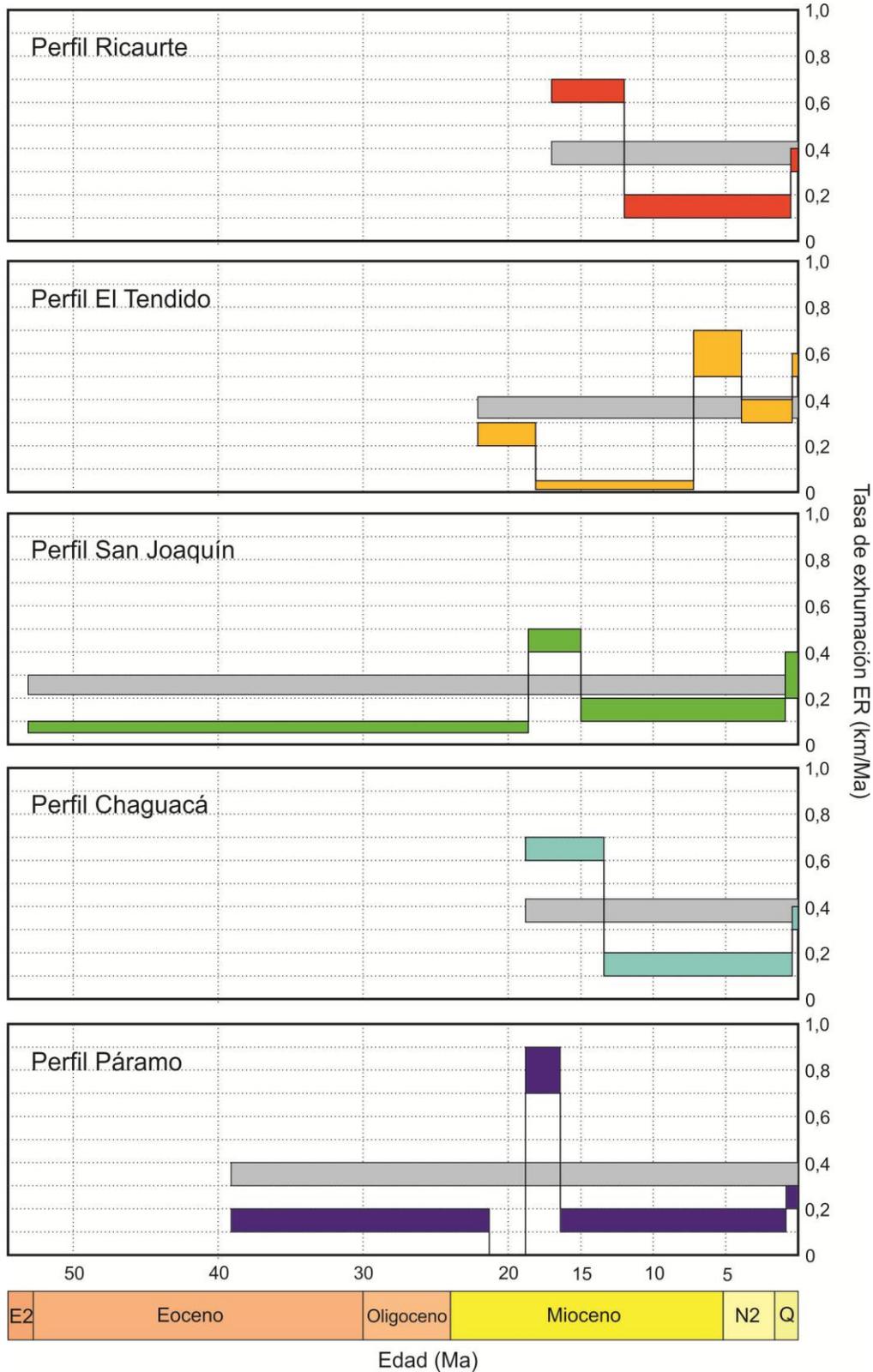
**Tabla 4-8.** Tasas de exhumación (ER) para cada intervalo de enfriamiento con base en el modelo de Brandon (Ehlers *et al.*, 2005). En gris las tasas más altas relacionadas con los pulsos identificados.

Perfil	tiempo 1	tiempo 2	Tasa de enfriamiento	AHeER	ZHeER	Promedio Mínima ER	Promedio Máxima ER
Ricaurte	17	12	20,8	0,6-0,7	0,6-0,7	0,33	0,43
	12	0,5	3,3	0,1-0,2	0,1-0,2		
	0,5	0	10	0,3-0,4	0,3-0,4		
El Tendido	22,1	18,1	7,5	0,2-0,3	0,2-0,3	0,32	0,41
	18,1	7,2	1,1	0,01-0,05	0,01-0,05		
	7,2	3,9	20	0,5-0,6	0,6-0,7		
	3,9	0,4	10,6	0,3-0,4	0,3-0,4		
	0,4	0	17,5	0,5-0,6	0,5-0,6		
San Joaquín	53,1	18,6	1,7	0,05-0,1	0,05-0,1	0,21	0,3
	18,6	15	13,6	0,4-0,5	0,4-0,5		
	15	0,9	2,6	0,1-0,2	0,1-0,2		
	0,9	0	7,8	0,2-0,3	0,3-0,4		
Chaguaca	18,8	13,4	20,2	0,6-0,7	0,6-0,7	0,33	0,43
	13,4	0,4	3,5	0,1-0,2	0,1-0,2		
	0,4	0	10	0,3-0,4	0,3-0,4		
Páramo	39,1	21,3	3,2	0,1-0,2	0,1-0,2	0,3	0,4
	18,8	16,4	28,3	0,7-0,8	0,8-0,9		
	16,4	0,8	2,7	0,1-0,2	0,1-0,2		
	0,8	0	6,3	0,2-0,3	0,2-0,3		

## 4.8 Discusión de resultados

Se hace una discusión de los aspectos principales que se analizaron en este capítulo de termocronología, empezando con la relación edad-elevación y tasas de exhumación en los cinco perfiles muestreados, enseguida se comparan y discuten los pulsos de calentamiento detectados en los modelos numéricos realizados de los perfiles topográficos; y finalmente, en el contexto de la geología estructural, se analizan los pulsos de enfriamiento definidos aquí para la zona de trabajo con termocronología (U-Th)/He: (i) 53-51 Ma, (ii) 39-36 Ma, (iii) 22-17 Ma, (iv) 5,5-4,5 Ma, (v) 0,4 Ma (?).

**Figura 4-21.** Comparación de las tasas (ER) con base en el programa Age2edot (Ehlers *et al.*, 2005). Valores de la estimación de las tasas de exhumación en Tabla 4-8. Para graficar los pulsos de toman las tasas ER de AHe y ZHe en conjunto dado que son muy similares.



### 4.8.1 Exhumación y tasas por el movimiento de fallas

La exhumación a lo largo de fallas de rumbo ha sido objeto de estudio en diversas regiones; y algunos de los procesos tectónicos que contribuyen a la exhumación han sido ilustrados por Cao & Neubauer (2016) a lo largo de zonas transtensivas, transpresivas, superposición de antiguas fallas de rumbo y siguientes fallas normales, cizalla inversa y oblicua con ascensión de magma y flotabilidad por baja densidad de la corteza. Las terminaciones de las fallas de rumbo han sido objeto de análisis y algunas relacionadas con transpresión han sido estudiadas por Spotila *et al.* (2007); Cruz *et al.* (2007); Furlong (2007) y Umhoefer *et al.* (2007). El presente trabajo documenta un más ejemplo de exhumación a lo largo del sistema transpresivo que se configura en la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.

Con base en la ubicación de los perfiles en el marco estructural (Figura 4-2) y en las estimaciones de exhumaciones en cada uno de ellos, se pueden detectar importantes aceleraciones. El promedio en la tasa de exhumación ER de 0,3 a 0,4 km/Ma (Tabla 4-8) en los cuatro perfiles ubicados cerca de la zona de fallamiento principal es un aspecto interesante, pues permite inferir esta tasa como representativa para la estructura central y principal del sistema transpresivo (fallas de Bucaramanga y Chaguacá) y coincide con la tasa para el pulso actual en tres de estos perfiles; mientras que la tasa más baja (0,2 a 0,3 km/Ma) del perfil San Joaquín caracteriza a la zona de la Falla de Lebrija, la estructura lateral y límite W del sistema transpresivo (flor positiva).

En el perfil El Tendido se identifica una aceleración de hasta 0,7 km/Ma en las tasas ER (Tablas 4-8, Figura 4-21) relacionada con el pulso del Mioceno-Plioceno y 0,6 km/Ma para el pulso actual, además es en este perfil donde se encuentra la mayor tasa REE (0,47 km/Ma) con edades ZHe (Tabla 4-7). Coinciden estas altas tasas con la ubicación del perfil en el lomo de obturación al sur del tramo individual de la Falla de Bucaramanga (capítulo anterior), donde se asumen los mayores desplazamientos de rumbo sinistral en la zona (aproximadamente 23 km). De manera cualitativa se puede afirmar entonces que las altas tasas de exhumación detectadas por termocronología, se asocian también al mayor desplazamiento de la Falla de Bucaramanga. En el perfil Ricaurte, adyacente al extremo sur de la Falla de Bucaramanga antes de ramificarse (Figura 4-2), se encuentra también una tasa alta (de máximo 0,7 km/Ma, Tabla 4-8 y Figura 4-21), pero relacionada con el pulso del Mioceno temprano; esta misma tasa y tiempo se identifican también en el perfil de

Chaguacá, localizado a lo largo de la falla del mismo nombre, en su costado W. En la Falla de Chaguacá se asumió un desplazamiento sinistral promedio de 5 km (anterior capítulo), menos de la cuarta parte del desplazamiento de la Falla de Bucaramanga, lo que también confirma que hacia la zona sur la deformación se distribuye tanto a lo largo del rumbo como del buzamiento (transpresiva).

La tasa más alta identificada en la zona (Tabla 4-8, Figura 4-21) y relacionada el pulso del Mioceno temprano (22-17 Ma) en el perfil Páramo (con máximo 0,9 km/Ma) es importante porque en este mismo perfil se registraron las tasas REE más bajas de la zona (Tabla 4-7), y sólo este corto evento equiparó el perfil al promedio de la tasa ER que se observa al centro de la estructura transpresiva (0,3 a 0,4 km/Ma). En efecto la Falla Chaguacá atraviesa el perfil Páramo y esta tasa alta de exhumación (0,9 km/Ma) se puede relacionar con el inicio de actividad de la estructura. Este aspecto permite inferir que la aceleración o picos en las tasas de exhumación están relacionados con procesos tectónicos, aunque posiblemente en combinación con la erosión de la sobrecarga generada por el sistema transpresivo.

La tasa promedio de exhumación de 0,3 a 0,4 km/Ma encontrada en los perfiles a lo largo de la Falla de Bucaramanga es comparable con la tasa de 0,3 a 0,5 km/Ma reportada por Amaya *et al.* (2017) para la misma estructura en un sector más al norte del Macizo de Santander. Van der Lelij *et al.* (2016b) indican tasas de 0,5 a 1 km/Ma en el mismo macizo desde los 18 Ma. Tasas similares de  $0,3 \pm 0,1$  km/Ma son reportadas por Parra *et al.* (2009) para una transecta de la Cordillea Oriental que pasa por el Macizo de Quetame entre 20 y 9 Ma.

#### **4.8.2 Modelos y “pulsos de calentamiento”**

Los modelos QTQt que muestran posibles pulsos de calentamiento se pudieron comparar con los modelos sin calentamiento y detectar que los intervalos de tiempo relacionados con aumento de temperatura no se pueden asociar con mayor tiempo de residencia en la zona de retención parcial (ZRP) del AHe, que al contrario es atravesada con altas pendientes por los cinco perfiles y solo al final se presenta el cambio a tasas más bajas de enfriamiento (figuras 4-17 y 4-18). En cambio, la ZRP del ZHe si parece estar relacionada con mayor tiempo de residencia en mínimo dos de los cinco perfiles (Páramo y San Joaquín), los

mismos que muestran las menores tasas de exhumación REE. Una posibilidad en la interpretación es la probable exhumación de la ZRP como lo reporta Amaya (2016) para una PAZ exhumada cerca al municipio de Cepitá, al norte del área de este estudio.

Los cambios en las tasas de enfriamiento con períodos de calentamiento han sido asociados con los procesos termales que se generan por la activación de fallas en distintos ambientes, inclusive algunos con componente compresivo (ter Voorde *et al.*, 2004; Jiao *et al.*, 2014).

En el perfil El Tendido, se observa que el modelo sin calentamiento (Figura 4-18) indica una estabilidad entre 140 y 130°C, aproximadamente de 18 a 6 Ma (en la Tabla 4-6 se indica con más precisión), el mismo intervalo en que el modelo con calentamiento (Figura 4-17) muestra esta condición antes de ocurrir del pulso fuerte de enfriamiento a 5 Ma.

Los períodos de calentamiento no se observan en los perfiles de Ricaurte y Chaguacá, ambos se ubican a un costado de las fallas principales, específicamente al occidente del trazo principal de la Falla de Bucaramanga-Chaguacá. En contraste para el perfil Páramo si se observaron fases de calentamiento en los dos tipos de modelos (con y sin calentamiento, Figuras 4-17 y 4-18), donde en efecto se atraviesa la Falla de Chaguacá. Posiblemente para este sector existió un calentamiento generado por la misma falla o por un tránsito de fluidos a través de la misma, lo que genera temperaturas por encima de los 60°C que pudieron afectar las edades AHe. Estos aparentes “pulsos” de calentamiento se podrían relacionar con posible alteración de isothermas por actividad de fallas cercanas.

Con las consideraciones anteriores se observa muy buena correspondencia entre los dos tipos de modelos QTQt (con y sin calentamiento) para los cinco perfiles analizados, dando confianza a la interpretación de los pulsos de enfriamiento y descartando “artefactos” del programa (al forzar calentamientos para llegar a la temperatura de cierre del circón, más alta que en apatito).

### **4.8.3 Pulsos de enfriamiento por exhumación**

Con base en los modelos sin calentamiento se puede identificar que la zona al occidente de la Falla de Bucaramanga-Chaguacá se aproxima a una temperatura cercana a 110°C

antes del fuerte pulso de enfriamiento ocurrido durante el Mioceno, que en particular para esta zona ocurre entre 22 y 17 Ma. Esto se observa en los perfiles de San Joaquín y Páramo (Figura 4-18). Es decir que la zona ya había sufrido un evento de enfriamiento importante, pero no por efecto de la Falla de Bucaramanga, sino por tectónica previa, posiblemente por el movimiento de las fallas de Boyacá y Soapaga que se interpreta estuvieron involucradas en los pulsos de 53-52 Ma y de 39-36 Ma, a comienzos y finales del Eoceno, respectivamente. Este pulso del Eoceno tardío es equiparable con el comienzo del enfriamiento analizado por Parra *et al.*, (2009) para el Macizo de Floresta (Figura 4-1) con base en edades por huellas de fisión en apatitos (AFT), para el cual indican un tiempo entre 40 y 30 Ma, relacionado con el movimiento de la Falla de Soapaga, cuyo inicio extienden a su vez hasta los 50 Ma, edad similar al pulso de Eoceno temprano interpretado en este trabajo. El previo calentamiento que se advierte en el perfil Páramo y algunas muestras de San Joaquín puede estar relacionado regionalmente con el magmatismo del Paleógeno temprano que reportan Bayona *et al.* (2012) y que constriñen de 59 a 54 Ma. De todas maneras, se debe considerar que las bajas pendientes de enfriamiento de estos modelos de San Joaquín y Páramo (Figura 4-18) podrían estar relacionadas con la prolongada permanencia en la Zona de Retención Parcial (ZRP) de circón y por tanto habría mayor acumulación de  $^4\text{He}$  y consecuente uniformidad de edades y tasas.

Mientras tanto los perfiles de Ricaurte, El Tendido y Chaguacá, al norte y sur de la zona, indican que llegan al fuerte pulso de enfriamiento del Mioceno (de 22-17 Ma) con mayores temperaturas (aproximadamente 170°C, Figura 4-18), lo que significa que posiblemente se encontraban más profundas. Como nuevo bloque exhumado luego del pulso del Mioceno, los sectores de Chaguacá (al sur) y Ricaurte (al norte) alcanzan la temperatura de 60°C, junto a Páramo y San Joaquín, para luego seguir con tasas bajas de enfriamiento. Estos datos permiten sostener que el pulso de 22 a 17 Ma corresponde al inicio de actividad de la Falla de Bucaramanga-Chaguacá en esta zona, además porque es cuando se presentan las mayores tasas de enfriamiento y de exhumación en toda la zona. En el perfil de El Tendido este pulso apenas llevó la temperatura a 130°C, pero posteriormente ocurrió otro evento de enfriamiento a 5 Ma que la llevó hasta 60°C, el cual se relaciona con reactivación de la Falla de Bucaramanga a inicios del Plioceno. Casos similares a este sistema transpresivo, con exhumación de material profundo y movimientos combinados en el rumbo y buzamiento, con la consecuente erosión de la sobrecarga generada, se han mostrado en Cao & Neubauer (2016) y Cruz *et al.* (2007).

El intervalo entre el pulso de enfriamiento del Eoceno tardío (39-36 Ma) y el Mioceno temprano (22-17 Ma) se interpreta con tasas bajas en los modelos sin calentamiento con la continuación regresiva de las pendientes (continuando la recta a edades más antiguas); el comportamiento de las curvas es similar en todos los perfiles, excepto en San Joaquín (el más alejado de la Falla de Bucaramanga – Chaguacá) donde la tasa es aún más baja. Esto podría indicar que durante el Oligoceno, hacia el oriente de la zona, se daba una exhumación muy lenta, similar a la que se presenta después del pulso del Mioceno temprano para toda la zona. Tasas bajas en la advección de las isothermas se pueden deber a un efecto de la erosión en la zona. Después de un pulso de enfriamiento jalonado por el sistema transpresivo viene enseguida un período de exhumación lenta por efecto de la erosión de los bloques colgantes de las fallas oblicuas.

Con las edades modeladas es evidente la construcción cenozoica del orógeno por la exhumación del Alto de Santander, la cual ocurrió especialmente en el sur y occidente de la zona, a tasas lentas desde el Eoceno, con pulsos al inicio y final (con posible juego de la Fallas de Boyacá), y con continuación en el Oligoceno. Estas tasas bajas del Oligoceno están en concordancia con la fase de estabilización del orógeno reportada por Mora *et al.* (2010, 2015) para este tiempo en el nororiente de la Cordillera Oriental. El intervalo de aparente calma o exhumación a tasa lenta (entre 36 y 22 Ma), es contrario a la exhumación del bloque colgante de la Falla de Soapaga que Saylor *et al.* (2012a) reportan entre 31 y 25 Ma (Oligoceno); lo que podría sugerir que al sur, en el Macizo de Floresta, la exhumación por la Falla de Soapaga es posterior a la provocada por la Falla de Boyacá (entre 39 y 36 Ma), en una migración de la deformación al este, anterior a la actividad de la Falla de Bucaramanga.

El fuerte pulso del Mioceno temprano (entre 22 y 17 Ma) se daría para toda la zona con papel importante de la falla de Bucaramanga. Edades similares también se reportan en muestras de AFT de este trabajo (FV-17 y FV-21, Figura 4-2) y de Shagam *et al.* (1984), van der Lelij *et al.* (2016b) y Amaya (2016) en el sector de Cepitá, además de Parra *et al.* (2009) en el Macizo de Floresta, donde Toro (1990) también reporta una edad AFT de  $22,3 \pm 4$  Ma. Villagómez (2010) con escasas edades AFT al oeste del Macizo de Santander también sugiere que el enfriamiento se debió dar entre 23 y 16 Ma (Oligoceno-Mioceno)

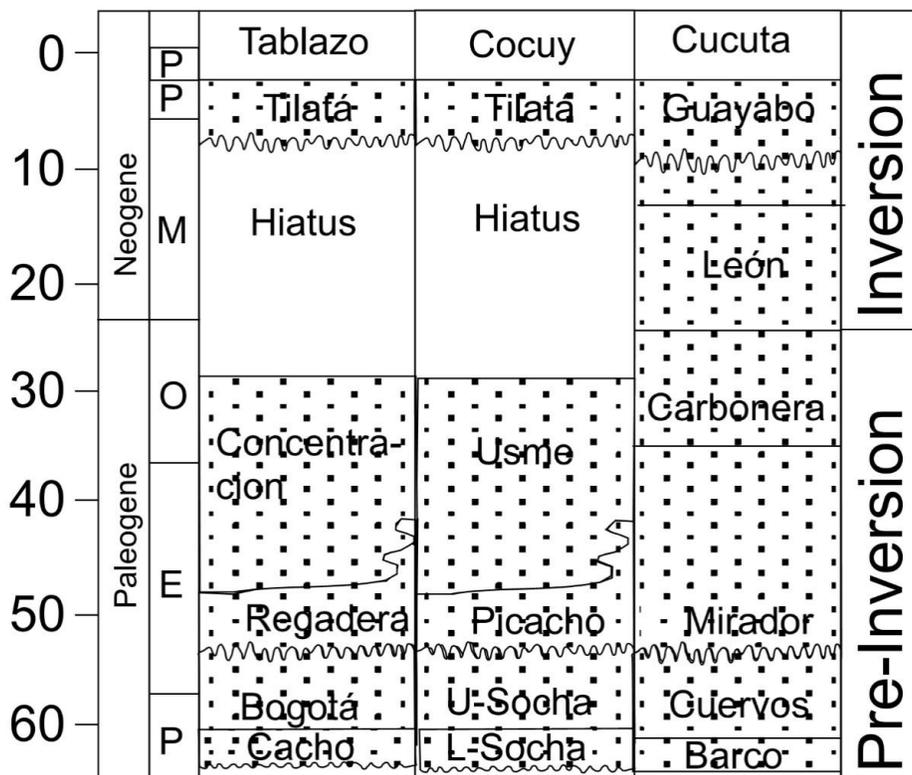
temprano). La temporalidad de 25 a 20 Ma que define Amaya (2016) para el enfriamiento en la zona de Cepitá (Figura 4-2) puede indicar que el pulso ha migrado al este y que en este caso, el inicio de la actividad tectónica de la Falla de Bucaramanga y exhumación asociada migró de norte a sur. Para van der Lelij *et al.* (2016b), la falla ya estaba activa hace 40 Ma (37 Ma para Amaya *et al.*, 2017) y la exhumación fue variable a lo largo de ella, pero al menos hacia el sur (en la zona del presente trabajo), esta edad se relaciona más con el pulso del Eoceno tardío que exhumó la parte occidental del Macizo de Floresta por efecto de la Falla de Boyacá, cuya prolongación al norte pudo afectar también al Macizo de Santander.

Van der Lelij (2016b) también indica que en la parte central del Macizo de Santander la aceleración de la exhumación ocurrió hace 18 Ma, edad relacionada con el pulso de enfriamiento del Mioceno temprano. Teixell *et al.* (2015) indican que las tasas más altas de acortamiento (3 mm/año) en la parte central de la Cordillera Oriental se dieron en el Neógeno y que quizás más de la mitad de la actual elevación ya se había alcanzado hace 10 Ma. La importancia regional de este evento también se puede ver en el análisis que hacen Parra *et al.* (2010) para el Mioceno temprano y Bayona *et al.* (2008) entre el Eoceno tardío y el Mioceno medio, para relacionar la exhumación de la cordillera con la sedimentación en la cuenca de Los Llanos; indicando además que corresponde con el inicio de la formación de la saliente del cinturón de cabalgamientos en el avance de la deformación hacia el oriente (Bayona *et al.*, 2008). Autores como Ramírez-Arias *et al.*, (2012) señalan que la parte central de la cordillera ya estaba siendo exhumada en el Oligoceno y que las tasas más altas ocurrieron a finales del Mioceno, reforzando así la importancia de los sistemas transpresivos en la exhumación, como la habían indicado Sarmiento (2001, 2006) y Mora *et al.* (2009).

El pulso de reactivación a inicios del Plioceno es reportado, con edades AFT similares de 5 Ma, por Shagam *et al.* (1984) y por Amaya (2016), en muestras localizadas muy cerca a fallas secundarias asociadas a la Falla de Bucaramanga (Figura 4-2). Este evento es de relevancia en toda la Cordillera Oriental y se podría relacionar con la temporalidad de 6 a 3 Ma que determinan Bayona *et al.* (2008) para el sistema de fallas de Guaicaramo en el piedemonte y con la sedimentación de facies gruesas del Mioceno tardío a Plioceno que Parra *et al.* (2010) reportan en la cuenca de Los Llanos como consecuencia del incremento de la actividad tectónica en la cordillera.

Las altas tasas de levantamiento o aceleración (Tabla 4-6) junto con las altas tasas de enfriamiento (Tabla 4-6) se pueden asociar con pulsos de exhumación en esta parte de la cordillera, los cuales deberían tener su equivalente en unidades geológicas de granulometría gruesa acumuladas en cuencas adyacentes (El Cocuy y El Tablazo – Fabre, 1983). Sin embargo, en estas cuencas no existen formaciones del Oligoceno-Mioceno como lo muestra la compilación estratigráfica de Jiménez *et al.* (2014) (Figura 4-22), las cuales si se identifican en la Cuenca del Catatumbo (Cúcuta). En cambio, para el pulso del Mioceno tardío el equivalente sedimentario corresponde a la Formación Tilatá, para la cual si se presentaron condiciones de depósito en la zona axial de la cordillera, esto se puede relacionar con la posible desconexión de las cuencas de El Cocuy y Catatumbo como se analizó en el anterior capítulo.

**Figura 4-22.** Compilación cronoestratigráfica en las cuencas adyacentes a los macizos de Santander y Floresta. Tomado de Jiménez *et al.* (2014).



Aunque el pulso actual que inicia hace 400.000 años (Pleistoceno) presenta aún incertidumbre, es posible que se relacione con un represamiento del río Chicamocha por el

levantamiento del sector El Tendido, perfil donde es más evidente este pulso (Figura 4-18). Esta configuración estructural de la Falla de Bucaramanga se explicó en el capítulo anterior, donde se cita la asociación que hace Galvis (2016) entre el represamiento del río y la formación del gran lago que reportan Villarroel *et al.* (2001) justo para el Pleistoceno.

Muchas de las edades obtenidas que no se modelaron, por no ser parte de los perfiles topográficos, concuerdan con los pulsos de enfriamiento obtenidos; pero otras edades caen en rangos de 60 a 50 Ma (Paleoceno medio – Eoceno temprano), entre 84 y 72 Ma (Santoniano-Campaniano) o mayores a 90 Ma, los cuales pueden corresponder con eventos regionales en los macizos de Santander y Floresta. Por ejemplo, Mora *et al.* (2015) muestran el Paleoceno como inicio de la construcción de relieve al NE de la cordillera en una migración hacia el oriente. En el presente trabajo no se ahonda en la discusión sobre estos eventos por falta de doble datación o cercanía geográfica para modelamiento. El simple agrupamiento de edades (Figura 4-16) apenas da una idea de intervalos amplios en el tiempo, pero es necesario el modelamiento de tiempo-temperatura (en este caso con QTQt) para constreñir el inicio de esos posibles pulsos y tasas de enfriamiento o exhumación en la zona de estudio (figuras 4-17 y 4-18).

## 4.9 Conclusiones

La aplicación de técnicas de termocronología de baja temperatura, especialmente con el modelamiento numérico de historias tiempo-Temperatura y estimación de tasas de exhumación a partir de edades (U-Th)/He en apatitos y circones, permitieron definir pulsos de enfriamiento y exhumación en el área de la terminación sur de la Falla de Bucaramanga. Aparte de algunas edades aisladas publicadas con anterioridad para esta zona, el presente estudio aporta nuevo conocimiento sobre la temporalidad y magnitud de la exhumación.

Se presentan nuevos datos de edades en la Cordillera Oriental de Colombia, en un área entre los macizos de Santander y Floresta, los cuales incluyen tres muestras de AFT, ocho de ZFT, 16 de AHe y 31 de ZHe, distribuidas en estaciones individuales y en especial en cinco perfiles topográficos, donde las edades (U-Th)/He se modelan con el programa QTQt.

Ante la posibilidad de que los pulsos de calentamiento resultantes del modelamiento numérico (historia tiempo-Temperatura) estuvieran relacionados con mayor tiempo de residencia en las zonas de retención parcial (ZRP) de He, se evidenció que este no es el

caso para las edades con apatito (AHe). Entonces estos períodos de calentamiento se asocian más con actividad previa de las fallas geológicas antes de iniciar su pulso de enfriamiento. En cambio esta posibilidad de mayor permanencia en la ZRP es factible para las edades con circones (ZHe), aunque ocurre sólo en dos de los perfiles, en los cuales se presentan además las tasas más bajas de exhumación.

Aunque la exhumación de la Cordillera Oriental durante el Eoceno ha sido registrada por distintos trabajos, los modelos numéricos de perfiles topográficos realizados para el presente estudio detectan que en la zona, los principales pulsos de enfriamiento ocurrieron al inicio y final del Eoceno (53-52 y 39-36 Ma, respectivamente). Estos pulsos se relacionan más a la actividad de las fallas Boyacá y Soapaga durante la inversión tectónica del área.

El inicio del pulso de enfriamiento más evidente en la zona se definió en el intervalo de 22-17 Ma (Mioceno temprano) con altas tasas de enfriamiento (entre 20 y 25°/Ma), y se asocia con la edad de la Falla de Bucaramanga y el comienzo de su actividad transpresiva en su zona sur, incluyendo a la Falla de Chaguacá como una de sus ramificaciones. Edades más antiguas reportadas para sectores del Macizo de Santander pueden indicar que la exhumación por efecto de esta falla ha migrado de norte a sur.

Otro pulso importante de enfriamiento se identifica al comienzo del Plioceno (5,5-4,5 Ma) también con una alta tasa (25°/Ma), el cual se asocia principalmente a una reactivación de la Falla de Bucaramanga.

El pulso más joven y actual comenzaría hace 400.000 años y aunque requiere aún confirmación con otros termocronómetros (por ejemplo isótopos cosmogénicos) es posible relacionarlo con represamiento del río Chicamocha por reactivación de la Falla de Bucaramanga.

Las tasas de exhumación estimadas muestran las mayores aceleraciones en el Mioceno temprano y tardío en los perfiles más cercanos a la Falla de Bucaramanga y en su continuación sur como Falla de Chaguacá, una de las ramificaciones de su terminación sur. En los perfiles El Tendido, Ricaurte, Chaguacá y Páramo localizados a lo largo de las fallas de Bucaramanga y Chaguacá, se estima una tasa de exhumación de 0,3 a 0,4 km/Ma. Más relacionado con la Falla de Lebrija, en el perfil San Joaquín se calcula una tasa de 0,2 a 0,3 km/Ma.

---

Los pulsos de enfriamiento identificados en los perfiles están controlados por mecanismos tectónicos del sistema transpresivo. Las tasas altas de exhumación en los pulsos identificados de más de 0,5 km/Ma están relacionadas por actividad de las fallas, mientras las tasas bajas se asocian a la erosión.

## Referencias

Acosta, J., Velandia, F., Osorio, J., Lonergan, L., Mora, H., 2007. Strike-slip deformation within the Colombian Andes. *Deformation of the Continental Crust*. Geological Society of London, Special Publications, 272: 303-319.

Amaya, S. 2016. *Termocronología y geocronología del basamento metamórfico del Macizo de Santander*, Departamento de Santander. Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. Tesis de Doctorado. 174p.

Amaya, S., Zuluaga, C., Bernet, M., 2017. New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. *Lithos* 282-283: 388-402.

Anderson, E.M., 1951. *The dynamics of faulting*. Edinburgh. Oliver & Boyd.

Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal Geophysical Research*, 89(7): 5835-5848.

Angelier, J., 1989, From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data, *Journal of Structural Geology*, 11: 37 – 50.

Angelier, J., 1990. Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophysical Journal International*, 103 (2), 363-376.

Angelier, J., 1994, Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, pp. 53–100.

Araque, N., Y Otero, J., 2016. *Zonas transversales y su relación con estructuras regionales, flanco O - Cordillera Oriental*. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 113p.

Audemard, F.A., 2000. *Map of Quaternary Faults of Venezuela*. Scale 1:2'000.000. A project of International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. USGS.

Audemard, F.E., and Audemard, F.A. 2002. Structure of the Mérida Andes, Venezuela: Relations with the South America-Caribbean geodynamic interaction, *Tectonophysics*, 345: 299–327.

Audemard, F.A., and Castilla, R., 2016. Present-day stress tensors along the southern Caribbean plate boundary zone from inversion of focal mechanism solutions: A successful trial. *Journal of South American Earth Sciences*, 71: 309-319.

Ayala-calvo, R.C., Bayona, G., Ojeda, C., Cardona, A., Valencia, V., Padrón, C., Yoris, F., Mesa, J., y Garcia, A., 2009. Estratigrafía y procedencia de las unidades comprendidas entre el campaniano y el paleogeno en la subcuenca de cesar: aportes a la evolución tectónica del área. *Geología Colombiana*, 34: 3-33.

Barragán, E., Forero, A., 2014. *Análisis mesoestructural en el corredor aledaño al río Servitá entre Enciso y el río Chicamocha, Santander*. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 136p.

Bayona, G., Cortes, M., Jaramillo, C., Ojeda, G., Aristizabal, J., and Reyes-Harker, A., 2008. An integrated analysis of an orogen-sedimentary basin pair: Latest Cretaceous-Cenozoic evolution of the linked Eastern Cordillera orogen and the Llanos foreland basin of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120 (9-10): 1171-1197.

- Bayona, G., Cardona A., Jaramillo, C., Mora, A., Montes, C., Valencia, V., Ayala, C., Montenegro, O., and Ibáñez-Mejía, M., 2012. Early Paleogene magmatism in the northern Andes: Insights on the effects of Oceanic Plateau–continent convergence. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332: 97-111.
- Beck, M.E., Rojas, C., Cembrano, J., 2015. On the nature of buttressing in margin – parallel strike-slip systems. *Geology*, 21: 755-758.
- Bermúdez, M.A., Kohn, B.P., van der Beek, P.A., Bernet, M., O’Sullivan, P.B., and Shagam, R., 2010. Spatial and temporal patterns of exhumation across the Venezuelan Andes: implications for Cenozoic Caribbean geodynamics. *Tectonics*, 29. TC5009, doi: 10.1029/2009TC002635.
- Bermúdez, M.A., van der Beek, P., and Bernet, M., 2011. Asynchronous Miocene–Pliocene exhumation of the central Venezuelan Andes: *Geology*, 39: 139–142.
- Beucher, R., Brown, R.W., Roper, S., Stuart, F., and Persano, C., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part II. Practical application to apatite (U-Th)/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 120: 395–416. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.05.042>
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H., and Vargas, R., 1985. Le Poinçon de Pamplona (Colombie): Un jalon de la frontière meridionale de la plaque Caraïbe. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8: 403–413.
- Bott, M.H.P., 1959. The mechanics of oblique slip faulting. *Geological Magazine*, 96, 109-117.
- Braun, J., 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships, *Earth and Planetary Science Letters*, 200 (3-4): 331–343.
- Braun, J., der Beek, van, P., and Batt, G.E., 2006. *Quantitative Thermochronology*. Cambridge University Press.
- Brown, R.W., Beucher, R., Roper, S., Persano, C., Stuart, F., and Fitzgerald, P., 2013. Natural age dispersion arising from the analysis of broken crystals. Part I: Theoretical basis and implications for the apatite (U–Th)/He thermochronometer, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 122: 478–497, doi:10.1016/j.gca.2013.05.041
- Burg, J.P., and Schmalholz, S.M., 2008. Viscous heating allows thrusting to overcome crustal-scale buckling: Numerical investigation with application to the Himalayan syntaxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 274: 189-203.
- Caballero, V., Mora, A., Quintero, I., Blanco, W., Parra, M., Rojas, L.E., López, C., Sánchez, N., Horton, B.K., Stockli, D., and Duddy, I., 2013. Tectonic controls on sedimentation in an intermontane hinterland basin adjacent to inversion structures: the Nuevo Mundo Syncline, Middle Magdalena Valley, Colombia. In: Nemcok, M., Mora, A. & Cosgrove, J. W. (Eds.) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377, 315-342.
- Caicedo L., Palmera, L., Plata, L., y Rojas, J., 2014. Seminario de investigación “Análisis de la geología regional del Macizo de Santander”. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander.
- Campbell, C.J., 1968, The Santa Marta wrench fault and its regional setting: *Transactions*, 4th Caribbean Geological Conference, Port-of-Spain, Trinidad, p. 247–261.
- Cao, S., and Neubauer, F., 2016. Deep crustal expressions of exhumated strike-slip fault systems: Shear zone initiation on rheological boundaries. *Earth-Science Reviews*, 162: 155-176.

Casas, A.M., Gil, I. y Simón, J.L., 1990. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. *Estudios Geológicos*, 46, 385-398.

Castellanos, L.E., Cetina, M.A., 2013. Determinación de patrones de fracturamiento y análisis cinemático en inmediaciones del municipio de Charta, Macizo de Santander. Tesis de grado. Universidad Industrial de Santander. 170p.

Cediél, F., Shaw, R., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the northern Andean Block, in Bartolini, C., Buffler, R. T., and Blickwede, J., eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79: 815-848.

Célérier, B., Etchecopar, A., Bergerat, F., Vergely, P., Arthaud, F., Laurent, P., 2012. Inferring stress from faulting: From early concepts to inverse methods. *Tectonophysics*, 581: 206-219.

Cetina, L., Patiño, H., 2013. Determinación de los Tensores de Esfuerzos Asociados a la Evolución del Flanco Oeste del Anticlinal de los Cobardes, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 182p.

Christie-Blick, N., and Biddle, K., 1985. Deformation and basin formations along strike-slip faults. In: Biddle, K. and Christie-Blick, N. (Eds.), *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists. Special Publication, 37: 1-34.

Clavijo, J., 1997. Mapa geológico generalizado del departamento de Norte de Santander, escala 1:250.000. Ingeominas

Clavijo, J., Barbosa, G., Camacho, J., Bernal, L., Royero, J., y Castro, E., 1992. Geología de la Plancha 75-Aguachica, escala 1:100.000. Ingeominas.

Colletta, B., Hebrard, F., Letouzey, J., Werner, P., Rudkiewicz, J., 1990. Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a balanced cross-section. In Letouzey, J., ed., *Petroleum and tectonics in mobile belts*: Paris, Editions Technip, pp. 81-100.

Colmenares, L., and Zoback, M., 2003. Stress field and seismotectonics of northern South America. *Geology*, 31: 721-724.

Cooper, M., Addison, F., Alvarez, R., Coral, M., Graham, R., Hayward, A., Howe, S., Martínez, J., Naar, J., Peñas, R., Pulham, J., Taborda, A., 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. *AAPG Bulletin*, 79 (10): 1421-1443.

Corredor, F., 2003a. Eastward extent of the late Eocene early Oligocene onset of deformation across the northern Andes: constraints from the northern portion of the eastern Cordillera fold belt, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 16 (6): 445-457.

Corredor, F., 2008. Seismic strain rates and distributed continental deformation in the northern Andes and three-dimensional seismotectonics of the northwestern South America. *Tectonophysics*, 372: 147-166.

Cortés, M., and Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes, *Tectonophysics*, 403: 29-58.

Cortés, M., Angelier, J., Colletta, B., 2005. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on plate kinematics of the South Caribbean region. *Tectonics*, 24 (27), TC1008, doi: 10.1029/2003TC001551.

- Cruz, L., Fayon, A., Teyssier, C., and Weber, J., 2007. Exhumation and deformation processes in transpressional orogens: The Venezuelan Paria Península, SE Caribbean–South American plate boundary. In: Till, A.B., Roeske, S.M., Sample, J.C., and Foster, D.A. (Eds.), *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems*. Geological Society of America Special Paper, 434: 149-165.
- Cuellar, M., López, J., Osorio, J., y Carrillo, E., 2012. Análisis estructural del segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar – Colombia. *Boletín de Geología*, 34 (2): 73 – 101.
- Daconte, R., y Salinas, R., 1980a. Geología de la Plancha 66-Miraflores, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Daconte, R., y Salinas, R., 1980b. Geología de la Plancha 76-Ocaña, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Daconte, R., y Salinas, R., 1982. Geología de la Plancha 122-Río Cobugón, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Davis, G., Reynolds, S., Cluth, C., 2012. *Structural geology of rocks and regions*. Third edition. John Wiley & Sons, Inc. 839p
- Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, K., Ruzhich, V., San'kov, V., 1997. Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part 2. Cenozoic rifting. *Tectonophysics*, 282, 1-38.
- Delvaux, D., and Sperner, B., 2003. Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications, 212: 75-100.
- Del Real, C., 2013. Cartografía y Neotectónica de la Falla de Chaguacá, prolongación sur de la falla de Bucaramanga. Trabajo de grado, Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga, 171p.
- Del Real, C., Velandia, F., 2013. Cartografía geológica y evidencias de actividad reciente de la Falla Chaguacá, prolongación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta. XIV Congreso Colombiano de Geología, Bogotá, D.C., Memorias Resúmenes, pp. 365-366.
- Dengo, C., and Covey, M., 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: implications for trap styles and regional tectonics. *AAPG Bulletin* 77 (8): 1315-1337.
- Diederix, H., Torres, E., Hernández, C., y Botero, P., 2008. Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosimológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga. Informe interno Ingeominas, 85p.
- Diederix, H., Hernández, C., Torres, E., Osorio, J., y Botero, P., 2009. Resultados preliminares del primer estudio paleosimológico a lo largo de la Falla de Bucaramanga. XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa. Memorias, 18p.
- Doblas, M., 1998. Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, 295 (1–2), 187-197.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40: 259-274.
- Duque-Caro, H., 1978. Major structural elements of northern Colombia. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists* 29: 329– 351.

Egbue, O., Kellogg, J., 2010. Pleistocene to present North Andean “escape”. *Tectonophysics*, 489: 248-257.

Egbue, O., Kellogg, J., Aguirre, H., Torres, C., 2014. Evolution of the stress and strain fields in the Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 8-21.

Ehlers, T.A., 2005. Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 315-350.

Ehlers, T.A., and Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry; methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 206 (1-2): 1–14.

Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C., Willett, S.D., Ketcham, R., Brandon, M.T., 2005. Computational tools for low-temperature thermochronometer interpretation. In: Reiners, P.W., Ehlers, T.A. (Eds.), *Low-temperature Thermochronology. Techniques, Interpretations and Applications*. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 58: 589–622

England, P., and Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology*, 18: 1173-1177.

Etchecopar, A., Vasseur, G., Daignieres, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3, 51-65.

Fabre, A., 1983. La subsidencia de la Cuenca del Cocuy (Cordillera Oriental de Colombia) durante el Cretáceo y el Terciario. Segunda parte: esquema de evolución tectónica. *Revista Norandina*, 8: 21-27.

Farley, K., 2000. Helium diffusion from apatite; general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2903-2914.

Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., and O’Sullivan, P.B., 2006. Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chemical Geology*, 225(1–2): 91–120. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.09.001>

Fletcher, R.C., Pollard, D.D., 1999. Can we understand structural and tectonic processes and their products without appeal to a complete mechanics? *Journal of Structural Geology*, 21: 107-1088.

Flórez, S., Núñez, A., 2015. Análisis cinemático y estilo estructural de la Falla del Suárez entre El Hato y La Fuente, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 145p.

Fossen, H., 2010. *Structural Geology*. Cambridge University Press, Cambridge. 463p.

Freitas de, M., Froncolin, J., and Cobbold, O., 1997. The structure of the axial zone of the Cordillera Oriental, Colombia. VI Simposio Bolivariano “Exploración petrolera en las cuencas subandinas”. Caratgena. *Memorias*, II: 38-41.

Fuquen, J., Caballos, L., Pedraza, A., y Marín, E., 2010a. Geología de la Plancha 98-Cáchira, escala 1:100.000. Ingeominas.

Fuquen, J., Caballos, L., Pedraza, A., y Marín, E., 2010b. Geología de la Plancha 99-Villa del Rosario, escala 1:100.000. Ingeominas.

- Furlong, K.P., 2007. Locating the deep extent of the plate boundary along the Alpine Fault zone, New Zealand: Implications for patterns of exhumation in the Southern Alps. In: Till, A.B., Roeske, S.M., Sample, J.C., and Foster, D.A., (Eds.), *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems*. Geological Society of America Special Paper, 434: 1–14.
- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17: 207–214.
- Galbraith, R.F., Green, P.F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 17: 197–206.
- Gallagher, K., 1995. Evolution temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters*, 136: 421–435.
- Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 26: 519–572.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, B02408, doi: 10.1029/2011JB008825.
- Gallagher, K., 2016. QTQt 5.5.0, Small application for Inverse Thermal History Modelling for thermochronology. Software for academic use. User Guide. 41p.
- Galvis-Vergara, J., y Rodríguez-Sierra, G., 1995. Comentarios acerca de la evolución geológica del Alto Catatumbo.- *Geología Colombiana*, 19: 95-107.
- Galvis, M., Velandia, F., Villamizar, N., 2014. Cartografía morfoestructural de la Falla de Bucaramanga: geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander – Colombia. XVII Congreso Peruano de Geología, Memorias. Lima. Perú.
- Galvis, M., 2016. Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzagá, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 192p.
- Gleadow, A.J.W., and Lovering, J.F., 1978. Fission track geochronology of King Island, Bass Strait, Australia; relationship to continental rifting. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 37: 429-437.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N., Jiménez, D., Tejada, M., Sepúlveda, M., Osorio, J., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H., y Mora, M., 2007. Mapa y Atlas Geológico de Colombia, escalas 1:2'800.000, 1:1'000.000 y 1:500.000. Ingeominas.
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A., Diederix, H. Compiladores., 2015. Mapa Geológico de Colombia, escala 1:1'000.000. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá.
- González, J., y Jiménez, G., 2014. Análisis estructural y características microtectónicas de un segmento de la Falla de Bucaramanga en los alrededores del Corregimiento Umpalá, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., and Laslett, G.M., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite: 1. A qualitative description. *Chemical Geology: Isotope Geoscience Section*, 59: 237-253.
- Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., and Giester, G., 2013. Helium diffusion in natural zircon: radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-TH)/He thermochronology. *American Journal of Science*, 313: 145–198. <https://doi.org/10.2475/03.2013.01>

Guenther, W.R., Reiners, P.W., and Tian, Y., 2014. Interpreting date-eU correlations in zircon (U-Th)/He datasets: A case study from the Longmen Shan, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 403: 328–339. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.06.050>

Hackley, P., Urbani, F., Karlsen, A., and Garrity, C., 2005. Geologic shaded relief map of Venezuela. Escala 1: 750.000.

Hippolyte, J. C., Bergerat, F., Gordon, M.B., Bellier, O., Espurt, N., 2012. Keys and pitfalls in mesoscale fault analysis and paleostress reconstructions, the use of Angelier's methods. *Tectonophysics*, 581, 144-162.

Horton, B.K., Saylor, J.E., Nie, J., Mora, A., Parra, M., Reyes-Harker, A., and Stockli, D.F., 2010, Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension, and Cenozoic shortening: Evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia: *Geological Society of America Bulletin*, 122 (9-10): 1423-1442.

Ingeominas, 1997. Microzonificación sísmica del área metropolitana de Bucaramanga, Santander, Colombia, Fase I. Informe preparado para la GOBERNACIÓN DE SANTANDER, Bucaramanga, 75p.

Ingeominas. 2012. Zonificación de estabilidad de los sectores de Pomarrosa y Miraflores escala 1:5.000 para la reubicación del casco Urbano del Municipio de Gramalote en Norte de Santander. Volumen 2. Bogotá. 341 p.

Irving, E.M., 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico, Ingeominas*, 19 (2): 1-90.

Jiao, R., Seward, D., Little, T.A., and Kohn, B.P., 2014. Thermal history and exhumation of basement rocks from Mesozoic to Cenozoic subduction cycles, central North Island, New Zealand, *Tectonics*, 33: 1920–1935.

Jiménez, G., Speranza, F., Faccenna, C., Bayona, G., and Mora, A., 2014. Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and non rotational reactivation of a Mesozoic intracontinental rift, *Tectonics*, 33, doi:10.1002/2014TC003532.

Jiménez, G., Speranza, F., Faccenna, C., Bayona, G., and Mora, A., 2015. Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 57: 12-22.

Julivert, M., 1958. La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga. *Boletín de Geología*, 1: 9-43.

Kammer, A., 1993. Steeply Dipping Basement Faults and Associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. *Geología Colombiana*, 18: 47-62

Kammer, A., 1996. Estructuras y deformaciones del borde oriental del Macizo de Floresta. *Geología Colombiana*, 21: 65-80.

Kammer, A. 1999. Observaciones acerca de un origen transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24: 29-53.

Kammer, A., and Sánchez, J., 2006. Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyaca faults of the Eastern Cordillera, Colombia: Sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(4): 412-422.

- Kolodyazhnyi, S.Y., 2015. The structure and evolution of the Sura–Kama strike-slip zone in the Cainozoic (the Volga–Ural Antecline of the East European Platform). *Geotectonics*, 49 (4): 267-288).
- Lacombe, O., 2012. Do fault slip data inversions actually yield “paleostresses” that can be compared with contemporary stresses? A critical discussion. *Comptes Rendus Geosciences*, 344, 159-173.
- Lelij van der, R., Spikings, R., Ulianov, A., Chiaradia, M., and Mora, A., 2016a. Palaeozoic to Early Jurassic history of the northwestern corner of Gondwana, and implications for the evolution of the Iapetus, Rheic and Pacific Oceans: *Gondwana Research*, 31: 271-294.
- Lelij van der, R., Spikings, R., and Mora, A., 2016b. Thermochronology and tectonics of the Mérida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 248: 220-239.
- Liesa, C.L., Lisle, R.J., 2004. Reliability of methods to separate stress tensors from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 26: 559-572.
- Lisle, R., 2013. A critical look at the Wallace-Bott hypothesis in fault-slip analysis. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184(4): 299-306.
- López-Herrera, N., 2014. Estilo estructural asociado al sistema de fallas Las Mercedes en el sector de Lourdes y Gramalote, Norte de Santander. Tesis de Grado, Universidad Industrial de Santander. 192p.
- Mackintosh, V., Kohn, B., Gleadow, A., and Tian, Y., 2017. Phanerozoic morphotectonic evolution of the Zimbabwe Craton: Unexpected outcomes from a multiple low-temperature thermochronology study. *Tectonics*, 36: 2044–2067. <https://doi.org/10.1002/2017TC004703>
- Mandl, G., 1987. Tectonic deformation by rotating parallel faults: the “bookshelf” mechanism. *Tectonophysics*, 141: 277-316.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A., 2016a. Propuesta de escisión de la denominada ‘Formación Silgará’ (Macizo de Santander, Colombia), a partir de edades U-Pb en circones detriticos. *Boletín de Geología*, 38 (1): 33-50.
- Mantilla-Figueroa, L.C., García-Ramírez, C.A., y Valencia, V.A., 2016b. Nuevas evidencias que soportan la escisión de la Formación Silgará y propuesta de un nuevo marco estratigráfico para el basamento metamórfico del Macizo de Santander (Cordillera Oriental de Colombia). *Rev. Acad. Colomb. Cienc. Ex. Fis. Nat.* 40 (155): 320-336
- Marrett, R. and Allmendinger, R., 1990. Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 12(8): 973–986.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., 1991. Estimates of strain due to brittle faulting: Sampling fault populations. *Journal of Structural Geology*, 13: 735-738.
- Marrett, R., Peacock, D.C.P., 1999. Strain and stress. *Journal of Structural Geology* 21: 1057-1063.
- Melichar, R., Kernstockova, M., 2010. 9D space-The best way to understand paleostress analysis, *Trabajos de Geología*, 30, 69-74.
- Monod, B., Dhont, D., and Hervouët, Y., 2010. Orogenic float of the Venezuelan Andes. *Tectonophysics*, 490: 123-135.
- Montes, C. Cardona, A., Jaramillo, C. Pardo, A. Silva, J., Valencia, V., Ayala, C, Pérez-Angel, L.C., Rodríguez-Parra, L.A., Ramirez, V., and Niño, H., 2015, Middle Miocene closure of the Central American Seaway, *Science*, 348: 226-229.

Montgomery, D.R., Balco, G., and Willett, S.D., 2001. Climate, tectonics and morphology of the Andes. *Geology*, 29 (7): 579-582.

Mora, A., Parra, M., Strecker, M.R., Sobel, E.R., Hooghiemstra, H., Torres, V., and Jaramillo, J.V. 2008. Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 120: 930–949.

Mora, A., Gaona, T., Kley, J., Montoya, D., Parra, M., Quiroz, L.I., Reyes, G., Strecker, M.R., 2009. The role of inherited extensional fault segmentation and linkage in contractional orogenesis: a reconstruction of Lower Cretaceous inverted rift basins in the Eastern Cordillera of Colombia. *Basin Research* 21, 111-137.

Mora, A., Baby, P., Roddaz, M., Parra, M., Brusset, S., Hermoza, W., and Espurt, N., 2010. Tectonic history of the Andes and Subandean zones: Implications for Neogene Amazonia, in C. Hoorn and F. Wesseling (Eds.), *Amazonia: Landscape and species evolution a look into the past*: Wiley-Blackwell, p. 38–61.

Mora, A., Reyes-Harker, A., Rodríguez, G., Tesón, E., Ramírez-Arias, J.C., Parra, M., Caballero, V., Mora, J.P., Quintero, I., Valencia, V., Ibáñez, M., Horton, B., and Stockli, D., 2013. Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera. In: Nemcok, M., Mora, A., and Cosgrove, J.W. (eds). *Thick-Skin- Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377. First published online June 11, 2013, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.10>

Mora, A., Parra, M., Forero, G., Blanco, V., Moreno, N., Caballero, V., Stockli, D., Duddy, I., and Ghorbal, B., 2015, What drives orogenic asymmetry in the Northern Andes?: A case study from the apex of the Northern Andean Orocline, in C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin*: AAPG Memoir 108, p. 547–586.

Moreno-Sánchez, M., Toro-Toro, L.M., Gómez-Cruz, A., y Ruiz, E.C., 2016. Formación Nogontova, una nueva unidad litoestratigráfica en la Cordillera Oriental de Colombia. *Boletín de Geología*, 38(2): 55-62.

Mostafa, M. E., 2005. Iterative direct inversion: An exact complementary solution for inverting fault-slip data to obtain palaeostresses. *Computers & Geosciences* 31, 1059-1070.

NASA – Alaska Satellite Facility. 2015. <https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>. Consultado en junio de 2015.

Naylor, M., Mandl, G., Sijpesteijn, C., 1986. Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8 (7): 737-752.

Nemcok, M., Lisle, R., 1995. A stress inversion procedure for polyphase fault/slip data sets. *Journal of Structural Geology*, 17 (10): 1445-1453.

Ortner, H., F. Reiter, and P. Acs., 2002. Easy handling of tectonic data: The programs TectonicVB for Mac and TectonicsFP for Windows, *Comput. Geosci.*, 28, 1193–1200.

Osorio-Afanador, D., 2016. Estratigrafía y deformación de la Formación Girón en el Anticlinal de Los Cobardes, sectores de Zapatoca y río Lebrija. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 164p.

Osorio, J., Hernández, C., Torres, E., y Botero, P., 2008. Modelo geodinámico del Macizo de Santander. Informe interno Ingeominas, 152p.

Oviedo, A., 2015. Geomorfología tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá. 117p.

París, G., Romero, J. 1994. Fallas Activas de Colombia. Ingeominas, Boletín Geológico 34 (2-3), 3-25.

París, G., Machette, M.N., Dart, R.L., Haller, K.M., 2000. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. A project of International Lithosphere Program Task Group II-2, Major Active Faults of the World. USGS. Scale 1:2'500.000. USGS Open-File Report 00-0284, 60 p.

Parra, M., Mora, A., Jaramillo, C., Torres, V., Zeilinger, G., and Strecker, M.R., 2010, Tectonic controls on Cenozoic foreland basin development in the north-eastern Andes, Colombia: Basin Research, 22 (6): 874–903.

Peacock, D.C.P., Marrett, R., 2000. Strain and stress: Reply. Journal of Structural Geology 22: 1369-1378.

Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology, 9: 597 – 608

Pulido, O., 1985. Geología de la Plancha 135-San Gil, escala 1:100.000. Ingeominas.

Ramírez-Arias, J.C., Mora, A., Rubiano, J., Duddy, I., Parra, M., Moreno, N., and Casallas, W., 2012. The asymmetric evolution of the Colombian Eastern Cordillera. Tectonic inheritance or climatic forcing? New evidence from thermochronology and sedimentology. Journal of South American Earth Sciences, 39, 112-137.

Ramsay, J.G., Lisle, R.J., 2000. The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, London. 361p.

Reiners, P.W., and Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: An example from the Bighorn Mountains, Wyoming, Earth Planet. Sci. Lett., 188(3): 413–420, doi:10.1016/s0012-821x(01)00341-7.

Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., and Zanetti, K.A., 2004. Zircon (U–Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating, Geochim. Cosmochim. Acta, 68(8): 1857–1887.

Reiners, P.W. 2005. Zircon (U–Th)/He Thermochronometry. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 58: 151-179.

Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006. Using thermochronology to understand orogenic erosion. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 34: 419-466.

Restrepo-Pace, P.A., 1995. Late Precambrian to Early Mesozoic tectonic evolution of the Colombian Andes, based on new geochronological geochemical and isotopic data. PhD Thesis, University of Arizona, USA., 195p.

Ring, W., Brandon, M.T., Willett, S.D., and Lister, G.S., 1999. Exhumation processes. In: Ring, W., Brandon, M.T., Lister, G.S., and Willett, S.D. (Eds.), Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geological Society of London, Special Publications, 154: 1-27.

Rodríguez, L., Diederix, H., Torres, E., Audemard, F., Hernández, C., Singer, A., Bohórquez, O., and Yopez, S., 2018. Identification of the seismogenic source of the 1875 Cúcuta earthquake on the basis of a combination of neotectonic, paleoseismologic and historic seismicity studies. *Journal of South American Earth Sciences*, 82: 274-281.

Roeder, D., and Chamberlain, R., 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic - Neogene crustal evolution. In: Tankard, A., Suarez, R., Welsink, H. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, 62: 633-645.

Rossello, E., 2012. La sintaxis tectónica de la Sierra Nevada de Santa Marta (Colombia): evidencias morfotectónicas de su cinemática. XIII Congreso Geológico Chileno. Antofagasta.

Rossello, E., Orozco, L.A., Pomposiello, C., Favetto, A., y Osorio, J., 2011. Análisis morfoestructural comparativo de los megafallamientos neógenos Valle Fértil (Argentina) y Santa Marta – Bucaramanga (Colombia). XVIII Congreso Geológico Argentino. Neuquén.

Royero, J., Clavijo, J., Bernal, L., Barbosas, G., 1994. Geología de la Plancha 65-Tamalameque, escala 1:100.000. Ingeominas.

Royero, J., y Vargas, R., 1999. Geología del Departamento de Santander. Mapa compilado escala 1: 300.000. Ingeominas.

Royero, J., Zambrano, J., Daconte, R., Mendoza, H., y Vargas, R., 1999. Geología de la Plancha 111-Toledo, escala 1:100.000. Ingeominas.

Royero, J., y Clavijo, J., 2001. Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander. Ingeominas.

Sanderson, D.J., Roberts, S., McGowan, A., and Gumiel, P., 1991. Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. *Journal of the Geological Society*, London, 148: 893-898.

Sarmiento, L., 2001. Mesozoic rifting and cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes. Inferences from tectonic models. PhD. Thesis. Vrije Universiteit Amsterdam, 296p

Sarmiento, L.F., Van Wess, J.D., Cloetingh, S., 2006. Mesozoic transtensional basin history of the eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 383-411

Sassi, W., Faure, J.L., 1996. Role of faults and layer interfaces on the spatial variations of stress regime in basins: inferences from numerical modeling. In: Cloetingh, S., Ben-Avraham, Z., Sassi, W., Horvath, F. (Eds.), *Dynamics of Basin Formation and Strike-slip Tectonics*, Tectonophysics, 266, pp. 101–119.

Saylor, J., Horton, B., Stockli, D., Mora, A., and Corredor, J., 2012a. Structural and thermochronological evidence for Paleogene basement-involved shortening in the axial Eastern Cordillera, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 39: 202-215

Saylor, J.E., Stockli, D.F., Horton, B.K., Nie, J., and Mora, A., 2012b. Discriminating rapid exhumation from syndepositional volcanism using detrital zircon double dating: Implications for the tectonic history of the Eastern Cordillera, Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 124(5-6): 762-779.

Shagam, R., Kohn, B.P., Banks, P.O., Dasch, L.E., Vargas, R., Rodríguez, G.I., Pimentel, N. 1984. Tectonic implications of Cretaceous-Pliocene fission-track ages from rocks of the circum-Maracaibo basin región of western Venezuela and eastern Colombia. In: Bonini, W.E., Hargraves, R., Shagam,

R. (Eds.), *The Caribbean-south American Plate Boundary and Regional Tectonics*, GSA Memoir, vol. 162, p. 385-412.

Shuster, D.L., Flowers, R.M., and Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 249: 148–161.

Solano, L., 2016. Estudio de proveniencia de los sedimentos de la Formación Bucaramanga al sur del río Frío, en los municipios de Floridablanca y Girón, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander. 171p.

Sperner, B., Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.

Spotila, J.A., House, M.A., Niemi, N.A., Brady, R.C., Oskin, M., and Buscher, J.T., 2007, Patterns of bedrock uplift along the San Andreas fault and implications for mechanisms of transpression. In: Till, A.B., Roeske, S.M., Sample, J.C., and Foster, D.A., (Eds.), *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems*. Geological Society of America Special Paper, 434: 15–33.

Stüwe, K., White, L., and Brown, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, 124: 63-74.

Taboada, A., Rivera, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19 (5): 787-813.

Tagami, T., and O'Sullivan, P.B., 2005. Fundamentals of fission-track thermochronology. In P.W. Reiners and T.A. Ehlers (Eds.), *Low-temperature thermochronology: techniques, interpretations and applications*. Mineralogical Society of America, 58: 19–47.

Tchalenko, J., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81: 1625-1640.

Teixell, A., Tesón, E., Ruiz, J.C., and Mora, A., 2015. The structure of an inverted back-arc rift: Insights from a transect across the Eastern Cordillera of Colombia near Bogota, in C. Bartolini and P. Mann, eds., *Petroleum geology and potential of the Colombian Caribbean Margin: AAPG Memoir 108*: 499–516.

Tesón, E., Mora, A., Silva, A., Namson, J., Teixell, A., Castellanos, J., Casallas, W., Julivert, M., Taylor, M., Ibáñez, M., Valencia, V., 2013. Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. In: Nemečok, M., Mora, A., and Cosgrove, J.W. (eds) *Thick-Skin-Dominated Orogens: From Initial Inversion to Full Accretion*. Geological Society, London, Special Publications, 377. First published online June 11, 2013, <http://dx.doi.org/10.1144/SP377.10>

Tesón, E., García, Y., Añez, M., Struth, L., Caballero, V., Babault, J., Teixell, A., 2015. Capturas fluviales recientes de los ríos Chicamocha y Suárez: el origen de la terraza de Bucaramanga y causas de la reorganización de la red de drenaje. XV Congreso Colombiano de Geología, Bucaramanga. *Memorias*, pp. 127-130.

Toro, J., 1990. *The Termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia*, M.Sc. thesis. University of Arizona.

Toro, J., Roure, F., Bordas-Le Floch, N., Le Cornec-Lance, S., and Sassi, W., 2004. Thermal and kinematic evolution of the eastern Cordillera fold-and-thrust-belt, Colombia. In: Swennen, R., Roure, F., Granath, J.W. (Eds.), *Deformation, FluidFlow, and Reservoir Appraisal in Foreland Fold and Thrust Belts*. American Association of Petroleum Geologists, Hedberg Series 1: 79-115.

Tripathy, V., Saha, D., 2013. Plate margin paleostress variations and intracontinental deformations in the evolution of the Cuddapah basin through Proterozoic. *Precambrian Research*, 235: 107-130.

Ujueta, G., 2003. La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología Colombiana*, 28: 133-153.

Ulloa, C., Guerra, A., Escovar, R., 1998. Geología de la Plancha 172 – Paz de Río, escala 1:100.000. Ingeominas.

Umhoefer, P.J., Whitney, D.L., Teyssier, C., Fayon, A.K., Casale, G., and Heizler, M.T., 2007. Yo-yo tectonics in a wrench zone, Central Anatolian fault zone, Turkey. In: Till, A.B., Roeske, S.M., Sample, J.C., and Foster, D.A., (Eds.), *Exhumation Associated with Continental Strike-Slip Fault Systems*. Geological Society of America Special Paper, 434: 35–57.

Vargas, R., y Arias, A., 1981a. Geología de la Plancha 86-Ábrego, escala 1:100.000. Ingeominas.

Vargas, R., y Arias, A., 1981b. Geología de la Plancha 97-Cáchira, escala 1:100.000. Ingeominas.

Vargas, R., Arias A., Jaramillo L., y Téllez N., 1976. Geología de la Plancha 136 - Málaga, escala 1:100.000. Ingeominas.

Vargas, R., Arias A., Jaramillo L., y Téllez N., 1987. Geología de la Plancha 152 - Soatá, escala 1:100.000. Ingeominas.

Velandia, F., 2005 Interpretación de transcurriencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes LANDSAT TM, *Boletín de Geología*, 27 (1): 81-94.

Velandia, F., 2010. Análisis de fracturas para exploración de aguas subterráneas en el centro de Santander. En: *Hidrogeología para la gestión del recurso hídrico*, Universidad de Antioquia: 149-158.

Velandia, F., Cetina, M.A., Castellanos, L.E., Gómez, S., 2016. Análisis de fracturas y cinemática de fallas geológicas como primer aporte al modelo conceptual de aguas subterráneas en la zona de Charta, Macizo de Santander, Colombia. *Revista de la Facultad de Ingeniería U.C.V.*, 31 (1): 63-81.

Veloza, G., Styron, R., and Taylor, M., 2012. Open-source archive of active faults for northwest South America. *GSA Today*, 22(10): 4-10.

Vermeesch, P., 2009. Radial Plotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots. *Radiation Measurements*, 44: 409-410. Software is freely available at <http://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/radialplotter/>.

Villamil, T., 1999. Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and western Venezuela. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 153: 239–275.

Villamizar, N., 2014. Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander. Tesis de grado, Universidad Industrial de Santander, 118p.

Villar, A., Alarcón, H., Jiménez, G., Velandia, F., 2017. Zonas transversales en dominio axial de la Cordillera Oriental- bloque yacente de la Falla de Soapaga. *Boletín de Geología*, 39 (3): 13-23.

Villarroel, C., Concha, A. y Macías, C., 2001. El lago Pleistoceno de Soatá (Boyacá, Colombia): Consideraciones estratigráficas, paleontológicas y paleoecológicas. *Universidad Nacional de Colombia. Geología Colombiana*, 26: 79-93.

- Voorde ter, M., Bruijne de, C.H., Cloetingh, S.A., and Andriessen, P.A., 2004. Thermal consequences of thrust faulting: simultaneous versus successive fault activation and exhumation. *Earth and Planetary Science Letters*, 223: 395-413.
- Wallace, R.E., 1951. Geometry of shearing stress and relation to faulting. *Journal of Geology*, 59, 118-130.
- Wagner, G., and van den Haute, P., 1992. Fission-track dating. Kluwer, Earth Sciences Library, Dordrecht, 285p.
- Ward, D., Goldsmith, R., Cruz, J., Jaramillo, L., y Vargas, R., 1977a. Mapa geológico del cuadrángulo H-13 Pamplona, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Ward, D., Goldsmith, R., Jimeno, A., Cruz, J., Restrepo, H., y Gómez, E., 1977b. Mapa geológico del cuadrángulo H-12 Bucaramanga, escala 1:100.000. Ingeominas.
- Wolf, R.A., Farley, K.A, and Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochim Cosmochim Acta*, 60(21): 4231-4240.
- Woodcock, N., Fischer, M., 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8 (7): 725-735.
- Woodcock, N., Schubert, C., 1994. Continental strike-slip tectonics. In: Hancock, P. (Ed.), *Continental deformation*. Pergamon Press, New York, pp. 251-263.
- Yamaji, A., 2000. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 22 (4): 441-452.
- Yamaji, A., 2003. Are the solutions of stress inversion correct? Visualization of their reliability and the separation of stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology* 25 (2): 241-252.
- Yamaji, A., Otsubo, M., Sato, K., 2006. Paleostress analysis using the Hough transform for separating stresses from heterogeneous fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, 28 (6): 980-990.
- Yong Technology Inc., 2015. GeoRose 0.5.0 A free geological Rose diagram and stereonet plotting program. Edmonton, Canada.
- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 5: 320-324.
- York, D., Evensen, N. M., Lopez Martinez, M., and De Basabe Delgado, J., 2004. Unified equations for the slope, intercept, and standard errors of the best straight line. *Am J. Phys.*, 72(3): 367-375.
- Žalohar, J., Vrabec, M., 2007. Paleostress analysis of heterogeneous fault-slip data: the Gauss method. *Journal of Structural Geology*, 29 (11), 1798-1810.
- Zoback, M.L., 1992. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Journal Geophysical Research*, 97: 11703-11728.
- Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., and Bernet, M., 2017. Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America). *Lithos*, 274: 123-146.