

**ANÁLISIS CINEMÁTICO Y ESTILO ESTRUCTURAL DE LA FALLA DEL SUÁREZ  
ENTRE EL HATO Y LA FUENTE, SANTANDER**

**SANDRA LORENA FLOREZ AMAYA**

**ANDRES DAVID NUÑEZ MENESES**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BUCARAMANGA**

**2016**

**ANÁLISIS CINEMÁTICO Y ESTILO ESTRUCTURAL DE LA FALLA DEL SUÁREZ  
ENTRE EL HATO Y LA FUENTE, SANTANDER**

**SANDRA LORENA FLOREZ AMAYA**

**ANDRES DAVID NUÑEZ MENESES**

**Trabajo de Grado para optar al título de  
Geólogo (a)**

**Director**

**FRANCISCO A. VELANDIA P.**

**Geólogo MSc.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERIAS FISICO-QUIMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGIA  
BUCARAMANGA**

**2016**

## DEDICATORIA

*A Dios, por esta vida llena de cosas buenas, por la sabiduría y perseverancia para  
alcanzar mis metas.*

*A mis padres, por hacerme la persona que hoy soy, por su apoyo incondicional en los  
momentos buenos y malos y por su Amor infinito para sacarme adelante.*

*A mi familia por su confianza, apoyo y buenos deseos en cada paso de mi vida, pero sobre  
todo, por llenarme la vida de momentos inolvidables.*

*A mis amigos por su ayuda, su comprensión y su tiempo para reír por cinco años seguidos.*

*A Sandra por su amistad, su locura y poner todo de sí para culminar este proyecto.*

*A Nathalia por su apoyo en los momentos más difíciles, por su paciencia, su cariño y  
alegrarme la vida de mil maneras.*

*Andrés David...*

## DEDICATORIA

*Este trabajo es dedicado a mis padres y hermanos que me han acompañado a lo largo de mi vida, a mis abuelos, tíos por brindarme su apoyo incondicional en todo momento, forjando el concepto de familia.*

*Aquellos lazos de amistad que se forjaron en momentos inesperados y que hoy me alegro de conservar, pese a las muy diversas circunstancias: Melissa, Arturo, Brighith, Gustavo, Leonardo y Andrés. Por último, quiero dedicar este trabajo a un ser maravilloso que llegó a mi vida a enseñarme valores tan básicos como la lealtad, el amor incondicional, la solidaridad y el respeto, un ser que a la fecha solo tiene 7 meses de vida y logra caminar en cuatro tiernas patitas... Mi Ishis! La mejor perrita del planeta.*

*Sandra*

## **AGRADECIMIENTOS**

Al fondo CORRIGAN-ACGGP-ARES convocatoria 2015, por el apoyo económico brindado para la realización de este proyecto.

A la Universidad Industrial de Santander y la Escuela de Geología, por los conocimientos brindados durante la carrera.

Al profesor Francisco A. Velandia por su apoyo, paciencia, guía y aportes durante el desarrollo de este trabajo.

A las poblaciones de los municipios de El Hato, Galán y La Fuente por su hospitalidad y colaboración.

A nuestras familias por su apoyo incondicional, paciencia y cariño a lo largo de esta etapa de nuestras vidas.

A todas aquellas personas que nos acompañaron durante nuestra carrera brindándonos su amistad y apoyo.

## TABLA DE CONTENIDO

INTRODUCCION .....	22
1. GENERALIDADES.....	23
1.1. JUSTIFICACIÓN .....	23
1.2. OBJETIVOS .....	24
1.2.1. Objetivo General.....	24
1.2.2. Objetivos Específicos .....	24
1.3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO .....	25
2. MARCO GEOLÓGICO .....	28
2.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL.....	28
2.1.1. Modelos estructurales para la Cordillera Oriental .....	33
2.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	35
2.2.1. Estratigrafía .....	39
2.2.1.1. Formación Girón (Jg) .....	39
2.2.1.2. Formación Arcabuco (Jar).....	41
2.2.1.3. Formación Rosablanca (Kir).....	42
2.2.1.4. Formación Paja (Kip).....	44
2.2.1.5. Formación Tablazo (Kit) .....	46
2.2.1.6. Formación Simití (Kis).....	47
2.2.1.7. Depósitos Cuaternarios (Qal, Qt, Qd).....	48
3. MARCO TEORICO.....	50
3.1. CONCEPTOS BASICOS.....	50
3.2. ANALISIS ESTRUCTURAL.....	52
3.3. CIRCULO DE MOHR.....	53
3.4. TEORIA DE FRACTURACION DE ANDERSON .....	57
3.5. DETERMINACION DE TENSORES DE ESFUERZOS MEDIANTE DATOS POBLACIONALES DE FALLA.....	61

3.6.	<b>ESTILOS ESTRUCTURALES</b> .....	67
4.	<b>METODOLOGIA</b> .....	71
4.1.	<b>FASE PRELIMINAR</b> .....	71
4.2.	<b>FASE DE FOTOINTERPRETACIÓN</b> .....	71
4.3.	<b>FASE DE CAMPO</b> .....	71
4.4.	<b>FASE DE TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS</b> .....	73
4.4.1.	<b>Procesamiento de los datos</b> .....	73
4.4.2	<b>Realización de mapas</b> .....	74
4.4.3	<b>Realización de Cortes</b> .....	75
4.4.4	<b>Análisis del procesamiento</b> .....	75
4.5	<b>FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL</b> .....	75
5.	<b>GEOMORFOLOGIA</b> .....	76
5.1.	<b>UNIDADES GEOMORFOLOGICAS</b> .....	76
5.1.1.	<b>Escarpes</b> .....	76
5.1.2.	<b>Mesas</b> .....	77
5.1.3.	<b>Laderas</b> .....	77
5.1.4.	<b>Hogback</b> .....	78
5.1.5.	<b>Sinclinal colgado</b> .....	78
5.1.6.	<b>Valle sinclinal</b> .....	79
5.1.7.	<b>Cima anticlinal</b> .....	80
5.1.8.	<b>Cuesta</b> .....	81
5.1.9.	<b>Terrazas de Acumulación</b> .....	82
5.1.10.	<b>Cuña por compresión</b> .....	83
5.1.11.	<b>Cañón del río Suárez</b> .....	83
5.2.	<b>MORFODINAMICA</b> .....	84
5.2.1.	<b>Deslizamiento traslacional</b> .....	85
5.2.2.	<b>Flujo de detritos</b> .....	85
5.2.3.	<b>Avalancha de detritos</b> .....	86
5.2.4.	<b>Caída de Tierras</b> .....	87

5.2.5.	Caída de roca.....	88
6.	<b>RESULTADOS CARTOGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES.....</b>	<b>90</b>
6.1.	<b>MAPA GEOLOGICO.....</b>	<b>90</b>
6.1.1.	Trazo de la falla y planos asociados.....	90
6.1.2.	Control cartográfico.....	95
6.1.3.	Estructuras.....	100
6.2.	<b>PROCESAMIENTO DE DATOS DE FRACTURAS.....</b>	<b>104</b>
6.2.1.	Diaclasas.....	104
6.2.2.	Estrías de falla.....	108
6.2.2.1.	Procesamiento por grupos.....	111
6.2.2.2.	Procesamiento por tipo de falla (inversa, normal, rumbo).....	113
6.2.2.3	Procesamiento por tipo de fractura (reactivada, neoformada, datos estables)	114
7.	<b>ANÁLISIS E INTERPRETACION DE RESULTADOS.....</b>	<b>116</b>
7.1.	<b>CINEMÁTICA Y ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS.....</b>	<b>116</b>
7.2.	<b>INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS EN EL RELIEVE.....</b>	<b>120</b>
7.3.	<b>ESTILO ESTRUCTURAL.....</b>	<b>124</b>
7.4.	<b>TENSOR DE ESFUERZOS.....</b>	<b>126</b>
8.	<b>DISCUSION.....</b>	<b>129</b>
8.1.	<b>FALLA DEL SUÁREZ Y ESTILO ESTRUCTURAL.....</b>	<b>129</b>
8.2.	<b>EVOLUCION GEOLOGICA Y TENSORES DE ESFUERZOS.....</b>	<b>133</b>
8.3.	<b>MODELO GEOLÓGICO.....</b>	<b>138</b>
9.	<b>CONCLUSIONES.....</b>	<b>141</b>
10.	<b>RECOMENDACIONES.....</b>	<b>144</b>
	<b>BIBLIOGRAFIA.....</b>	<b>145</b>

## LISTA DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localización del área de estudio.....	25
<b>Figura 2.</b> Ubicación del área de estudio dentro de la plancha geológica 135 de San Gil a escala 1:100000.....	26
<b>Figura 3.</b> Configuración actual de la tectónica de placas. ....	29
<b>Figura 4.</b> Modelo de elevación digital de Colombia resaltando los rasgos fisiográficos predominantes.....	30
<b>Figura 5.</b> Modelo secuencial de las fases de levantamiento de los Andes del Norte....	31
<b>Figura 6.</b> Modelos tectónicos propuestos para la Cordillera Oriental. ....	34
<b>Figura 7.</b> Provincias tectónicas de Santander. ....	36
<b>Figura 8.</b> Segmento del corte Puerto Carare a Paz de Ariporo correspondiente a la plancha geológica 135 de San Gil en donde se muestra la Falla del Suárez normal con vergencia al este.....	38
<b>Figura 9.</b> Formación Girón. Fotografía correspondiente a la estación FN-022 donde se observan capas de areniscas de grano medio con tonalidades rojizas. Se resalta la estratificación de estas capas.....	41
<b>Figura 10.</b> Fotografía tomada en la estación FN-030 que corresponde a la Formación Rosablanca. Se observan capas gruesas tabulares de calizas tipo wackestone. ....	43
<b>Figura 11.</b> Fósiles y venas presentes en la Formación Rosablanca. Fotografía tomada en la estación FN-030.....	44
<b>Figura 12.</b> Equinodermo encontrado en capas de la Formación Rosablanca. Fotografía correspondiente a la estación FN-040.....	44
<b>Figura 13.</b> Formación Paja. Fotografía tomada en la estación FN-038 en donde se observan capas delgadas de calizas y shale. Estratificación resaltada en la fotografía.	45
<b>Figura 14.</b> Concreciones encontradas en la Formación Paja. Fotografía correspondiente a la estación FN-038.....	46
<b>Figura 15.</b> Fotografía tomada en el punto de control PC-013, en donde se observan capas de calizas correspondientes a la Formación Tablazo.....	47

<b>Figura 16.</b> Formación Simití. Fotografía tomada en la estación FN-034, en la cual se aprecian capas de lodos negros ricos en muscovita. Se resalta en la fotografía la estratificación.....	48
<b>Figura 17.</b> Depósitos Cuaternarios a) Panorámica al norte del municipio de Galán, donde se muestran los depósitos aluviales y de derrubio asociados a las quebradas La Honda, La Seca y La Huerta; también los depósitos de derrubio más al sur de mayor extensión en la zona b) Deposito de derrubio en la vía Galán-Barichara c) Depósito aluvial asociado a la Chibiriti, al norte del municipio de Galán. ....	49
<b>Figura 18.</b> Esquema ilustrativo de los diferentes tipos de fracturas presentes en la deformación frágil. ....	51
<b>Figura 19.</b> Fracturas Riedel (R) y Anti-Riedel (R') asociados a un plano de falla (M), mostrando su relación angular y la cinemática correspondiente a cada una. ....	53
<b>Figura 20.</b> Circulo de Mohr indicando la ubicación de los esfuerzos principales y sus respectivas formulas. ....	54
<b>Figura 21.</b> Representación del círculo de Mohr con datos ploteados.....	55
<b>Figura 22.</b> Esquema de círculo de Mohr con su respectiva envolvente de Mohr-Coulomb, separando el dominio estable del inestable y resaltando el valor de resistencia cohesiva. ....	56
<b>Figura 23.</b> Circulo de Mohr con la línea de criterio de falla con cohesión cero dividiendo el dominio de facturas reactivadas. ....	57
<b>Figura 24.</b> Representación de los tres principales tipos de fallas mostrando la relación espacial con los esfuerzos y sus respectivos mecanismos focales. En los cuales la tensión está representada por el color azul y la compresión por el color blanco.....	58
<b>Figura 25.</b> Elipse de deformación con los esfuerzos $\sigma_1$ y $\sigma_3$ coincidiendo con los ejes de mínimo y máximo estiramiento respectivamente. Se resalta la disposición espacial en forma paralela de estructuras como fallas normales y diaclasas con $\sigma_1$ y en forma perpendicular de fallas inversas y pliegues con el mismo.....	60

<b>Figura 26.</b> Elipsoide de esfuerzos. El eje mayor del elipsoide coincide con el esfuerzo principal máximo $\sigma_1$ y el eje menor con el esfuerzo principal mínimo $\sigma_3$ . $\sigma_2$ se ubica en el eje intermedio del elipsoide. ....	61
<b>Figura 27.</b> Esquema de un plano de falla estriado mostrando los datos necesarios para un análisis estructural con la ayuda de un software. ....	62
<b>Figura 28.</b> Ejes PBT obtenidos a partir del procesamiento de datos con el software Win-Tensor 5.0.7 .....	64
<b>Figura 29.</b> Esquema del método de diedros rectos, mostrando las zonas de compresión (color gris) y las zonas de distensión (color negro).....	65
<b>Figura 30.</b> Diagrama de Angelier mostrando una dirección de esfuerzos NE-SW, mediante el método de ejes PBT.....	66
<b>Figura 31.</b> Ilustración de diagrama rosa mostrando las principales tendencias de los datos trabajados.....	67
<b>Figura 32.</b> Esquema del estilo estructural de piel gruesa. Se resalta el cabalgamiento de alto ángulo con despegue profundo. ....	68
<b>Figura 33.</b> Ilustración del estilo estructural de piel delgada resaltando la geometría de rampas y llanas de la falla. ....	69
<b>Figura 34.</b> Falla de transferencia con movimiento sinistral. ....	70
<b>Figura 35.</b> Plano estriado en la Formación Girón, ubicado en la estación FN-10.....	72
<b>Figura 36.</b> Línea de escaneo de fracturas para areniscas cuarzo-feldespáticas de la Formación Girón, en la estación FN-06.....	73
<b>Figura 37.</b> Panorámica sobre la vía Galán-San Isidro, donde se observan los escarpes que forma la Formación Girón, sobre estos se observan laderas estructurales y hacia el fondo una mesa local, donde se ubica una antena de telecomunicaciones del municipio de Galán. ....	77
<b>Figura 38.</b> Hogback al margen derecho de la vía Galán- Hoya Negra. ....	78
<b>Figura 39.</b> Panorámica del Cerro la Luchata, donde se observan las capas de areniscas pertenecientes a la Formación Arcabuco, las cuales están formando una estructura sinclinal.....	79

<b>Figura 40.</b> Valle sinclinal cuyo eje coincide con el curso de un drenaje intermitente que desemboca en la quebrada Pao o Pao. ....	80
<b>Figura 41.</b> Flanco Oriental del anticlinal de los Cobardes; este coincide con la zona de mayor elevación en el área de estudio. Se observa claramente la estratificación. ....	81
<b>Figura 42.</b> Cuesta sobre el bloque yacente, conformado por capas de las Formaciones Tablazo y Simití. ....	82
<b>Figura 43.</b> Depósito de terraza aluvial, sobre el margen derecho del río Suárez, hacia el suroeste del corregimiento de La Fuente. ....	83
<b>Figura 44.</b> Cañón del río Suárez, se observan los escarpes que forman las capas de la Formación Tablazo al este del río. ....	84
<b>Figura 45.</b> Deslizamientos traslacionales al margen izquierdo de la quebrada La Vega. ....	85
<b>Figura 46.</b> Flujo de detritos sobre el margen derecho de la vía El Hato-Primavera, los detritos corresponden a sedimento lodoso y algunos bloques de areniscas de la Formación Girón. ....	86
<b>Figura 47.</b> Avalancha de detritos de tonos rojizos, compuesta por arenas y lodos y algunos bloques desprendidos de la Formación Girón; sobre la vía El Hato- Primavera. ....	87
<b>Figura 48.</b> Caída de tierra de una ladera estructural conformada por capas de la Formación Rosablanca, altamente meteorizada. ....	88
<b>Figura 49.</b> Caída de rocas sobre la ladera, al margen izquierdo de la vía Palmar- El Hato. Los bloques corresponden a la Formación Tablazo. ....	89
<b>Figura 50.</b> Fotografías aéreas interpretadas. ....	91
<b>Figura 51.</b> Lineamientos correspondientes a contactos litológicos, erosión y estructuras en el área de estudio a partir de la interpretación del DEM. ....	94
<b>Figura 52.</b> Segmento del mapa geológico de la plancha 135 San Gil. ....	96
<b>Figura 53.</b> Panorámica en dirección NE-SW, donde se observan los planos de la Falla de Suárez y una de sus cuñas, además se aprecia una estructura sinclinal suave	

formada por las capas de las Formaciones Simití y Tablazo. El contacto entre las Formaciones Giron y Rosablanca no es claro. ....	97
<b>Figura 54.</b> Panorámica en dirección NW-SE, donde se observa como las capas de la Formación Tablazo son intersectadas por la Falla del Suárez. El contacto entre las Formaciones Girón y Rosablanca no logra apreciarse con claridad, debido a que las capas presentan rumbos e inclinaciones similares; sin embargo este contacto fue definido por diferencia litológica. ....	98
<b>Figura 55.</b> Mapa Geológico de la zona de estudio, donde se muestran las líneas de los cortes geológicos A-A', B-B' y C-C'. (Anexo A).....	99
<b>Figura 56.</b> Cortes geológicos donde se observa el comportamiento de las estructuras cartografiadas en el área.....	100
<b>Figura 57.</b> Pliegue anticlinal en la Formación Girón, en el flanco oriental del Anticlinal de Los Cobardes. ....	104
<b>Figura 58.</b> Diagrama de rosas para los datos de diaclasas recolectados sobre la Formación Tablazo.....	108
<b>Figura 59.</b> Balones de playa y gráficos de Angelier para la zona de estudio, los cuales corresponden a los grupos 1, 2 y 3 definidos en el capítulo de resultados. Las estrellas en el mapa corresponden a las estaciones y puntos de control realizados. ....	117
<b>Figura 60.</b> Gráficos de Angelier asociados a las estructuras cartografiadas en el mapa geológico de la zona. ....	118
<b>Figura 61.</b> Relación entre las diaclasas y la geometría de un pliegue. J <sub>1</sub> diaclasas transversales, J <sub>2</sub> diaclasas longitudinales, J <sub>3</sub> y J <sub>4</sub> diaclasas diagonales u oblicuas. ....	120
<b>Figura 62.</b> a) Panorámica donde se interpreta el trazo de la Falla Galán, la cual afecta el hogback. Además se observan e interpretan las morfologías de mesas y cuevas asociadas al bloque yacente de la Falla del Suárez y las laderas asociadas al bloque yacente de la Falla La Fuente. b) Relieve congruente asociado el bloque colgante de la Falla del Suárez y una falla local de tipo normal el bloque yacente de la Falla del Suárez, que rompe la mesa. c) Geoformas asociadas a las Fallas San Martín y Primavera. ....	122

<b>Figura 63. a)</b> Salto de una quebrada en la vereda Hoya Negra, asociado a una falla local en la Formación Girón. <b>b)</b> Valle Fluvial en “v” a lo largo de una fractura orientada N-S, donde se observan cambios en el gradiente del valle. <b>c)</b> Flujo de escombros a lo largo de una quebrada, que interrumpe la vía Palmar-Galán, asociada a los depósitos de derrubio cartografiados en este sector. ....	123
<b>Figura 64.</b> Elipse de deformación para la zona de estudio. ....	127
<b>Figura 65.</b> Mapa estructural de la zona de estudio, donde se muestran los direcciones de los tensores de esfuerzos definidos en la zona de estudio. ....	128
<b>Figura 66.</b> Modelo de fracturamiento para fallas inversas, según la ley de Anderson. ....	129
<b>Figura 67.</b> Perfiles topográficos transversales a la zona de influencia entre las Fallas Bucaramanga y Suárez. ....	130
<b>Figura 68.</b> Clasificación para los abanicos imbricados. ....	132
<b>Figura 69.</b> Esquema para una zona de transferencia en un ambiente extensional. ...	133
<b>Figura 70.</b> Esquema para una zona de transferencia en un ambiente extensional. ...	135
<b>Figura 71.</b> Esquema general de las posibles formas del relieve, definiendo hacia la derecha un relieve invertido, mientras que hacia la izquierda predomina un relieve congruente. ....	137
<b>Figura 72.</b> Modelo geológico generalizado para un retrocabalgamiento, a partir de una falla inversa de alto ángulo.....	139
<b>Figura 73.</b> Modelo geológico evolutivo de inversión tectónica a partir de una fase inicial de extensión y su desarrollo pasando de un estilo estructural de escamación gruesa a un estilo de escamación delgada. ....	140

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.</b> Graficas de Diedros rectos y diagramas rosa para los datos recolectados en campo, analizados por estación. ....	105
<b>Tabla 2.</b> Graficas de círculo de Mohr, Angelier y Ejes PBT por estación, para los datos de estrías de fallas. ....	109
<b>Tabla 3.</b> Graficas del software WinTensor 5.0.7 obtenidas para los tres grupos de estaciones con datos de planos estriados. ....	111
<b>Tabla 4.</b> Graficas del software WinTensor 5.0.7 obtenidas para los tres tipos de fallas, a partir de datos de estrías .....	113
<b>Tabla 5.</b> Graficas de Ejes PBT y Diedros rectos obtenidas para los tres tipos de fracturas, a partir de datos de estrías. ....	115

## RESUMEN

### TITULO:

ANALISIS CINEMATICO Y ESTILO ESTRUCTURAL DE LA FALLA DEL SUÁREZ ENTRE EL HATO Y LA FUENTE, SANTANDER.\*

### AUTORES:

SANDRA LORENA FLOREZ AMAYA  
ANDRES DAVID NUÑEZ MENESES\*\*

### PALABRAS CLAVES:

Falla del Suárez, Zonas transversales, escamación delgada, fallas de atajo.

La Falla del Suárez es una estructura regional con una extensión aproximada de 120 Km, desde el norte de la ciudad de Bucaramanga hasta Puente Nacional, Santander. La mayoría de los estudios realizados se centran hacia el norte, en su confluencia con la Falla de Bucaramanga. Con el fin de entender las características cartográficas, geomorfológicas y estructurales de la Falla del Suárez, se realizó el análisis e interpretación de fotografías aéreas, modelos de elevación digital (DEM), indicadores cinemáticos, datos de fracturas y observaciones de campo. A partir de esto, se estableció que para la zona de estudio las fallas longitudinales como la Falla del Suárez, presentan un estilo de escamación delgada asociando fallas de atajo e imbricaciones locales que definen todo el sistema de fallas. Además se corroboró la existencia de fallas transversales que definen zonas de transferencia tectónica, en las que cortan y desplazan el sistema de fallas del Suárez. Las fallas transversales y fracturas se encuentran controlando el curso de los drenajes, que presentan una dirección preferencial W-E, los cuales dividen la zona de mesas y cuestras, dando como resultado un relieve morfoestructural. De esta manera, la Falla del Suárez presenta en su bloque yacente mesas y cuestras que se asocian morfológicamente al basculamiento de las capas hacia el oeste; mientras que en su bloque colgante, presenta morfologías asociadas a los pliegues que redefinen el Anticlinal de Los Cobardes como una estructura anticlinorio.

---

\* Trabajo de grado. Modalidad Investigación.

\*\*Escuela de Geología. Facultad de Ingenierías Físico-Químicas. Universidad Industrial de Santander. Director: Francisco Alberto Velandia P. Msc.

## ABSTRACT

### TITLE:

KINEMATIC ANALYSIS AND STRUCTURAL STYLE OF THE SUÁREZ FAULT BETWEEN EL HATO AND LA FUENTE, SANTANDER.\*

### AUTHORS:

SANDRA LORENA FLOREZ AMAYA  
ANDRES DAVID NUÑEZ MENESES\*\*

### KEYWORDS:

Suarez Fault, Transverse zones, Thin-skinned, Footwall shortcuts.

The Suarez Fault is a regional structure with approximately 120 km length from the north of Bucaramanga until Puente Nacional, Santander. Most of studies are focused toward north, in its junction with the Bucaramanga's Fault. In order to understand the cartographic, geomorphologic and structural features of the Suárez Fault, an analysis and interpretation of aerial photographs, digital elevation models (DEM), kinematic indicators, fracture's data and field observations were done. Based on this, was established that for the study zone the longitudinal faults such as the Suárez Fault, have a style of thin skinned associating footwall shortcuts and local imbrications that define all the fault system. Also, was confirmed the existence of transversal faults defining tectonic transfer zones, where this faults cut and move the Suárez system faults. The transversal faults and the fractures are controlling the course of drains with a preferential direction W-E direction, which split the tables and slopes zone, resulting in a morphostructural relief. On this way, the Suárez Fault presents in its footwall tables and slopes associated morphologically to layer's tilting to the west; while in its hangingwall, presents morphologies associated to the folds that redefine the anticline of Los Cobardes such as an anticlinorium structure.

---

\* Undergraduate Thesis. Investigation modality.

\*\*Geology school. Physical Chemical Engineering Faculty. Universidad Industrial de Santander. Director: Francisco Alberto Velandia P. Msc.

## INTRODUCCION

La geología estructural abarca el estudio de las rocas y estructuras resultantes de la deformación. Este proceso contempla el cambio de forma o volumen bajo la influencia de fuerzas externas generadas de forma secuencial, por lo cual los movimientos que alteraron la ubicación, orientación, forma y tamaño de un cuerpo de roca pueden ser interpretados a cualquier escala. A dicha interpretación se le denomina Análisis Cinemático.

Una de las estructuras más representativas que evidencian la deformación de la corteza terrestre son las fallas geológicas. En el departamento de Santander se encuentra la Falla del Suárez, la cual presenta una extensión aproximada de 120 km desde el norte de la ciudad de Bucaramanga hasta el municipio de Barbosa. Los estudios realizados sobre esta falla no han sido suficientes para describir y determinar el estilo estructural que presenta, además de las discrepancias existentes en la definición de su comportamiento.

Este trabajo se enfoca en el trazo de la Falla del Suárez, sobre el sector comprendido entre los municipios del Hato, Galán y el corregimiento de La Fuente, con el fin de realizar un estudio a detalle, definiendo datos de inclinación y vergencia de las estructuras presentes en el área y su relación con la falla, así como también el análisis de indicadores cinemáticos y así, aclarar las dudas existentes sobre la misma.

## **1. GENERALIDADES**

La Falla del Suárez es una estructura principal cartografiada en las planchas a escala 1:100.000 de INGEOMINAS (Cuadrángulo H-12 de Ward et al., 1977; 135-SanGil de Pulido, 1985), la cual ha sido objeto también de estudios específicos como los de Julivert (1958) y Diederix et al. (2008); que muestran estilos estructurales muy distintos para la falla y algunos trazos menores asociados. A pesar de algunos modelos que definen la estructura como falla normal con vergencia al oriente (Julivert, 1958; López & Barrero, 2002), la mayoría de autores y mapas regionales muestran la falla como inversa, constituyendo el límite oriental de la Serranía de Los Cobardes; incluso existen referencias que indican un movimiento oblicuo de la falla, con componente inverso y sinistral (París et al., 2000; Diederix, et al., 2008). Aunque estos últimos autores se basan en estudios de depósitos cuaternarios, aún no existen datos de planos de falla medidos en roca que permitan un análisis cinemático y de paleoesfuerzos que apoyen la definición de un estilo estructural para la falla; para esto se requiere también un detalle en la cartografía de las fallas menores asociadas a la estructura.

Con el fin de obtener información para un análisis estructural de la Falla del Suárez se propone un sector localizado entre las poblaciones de El Hato y La Fuente, donde se identifica regionalmente una segmentación de la falla (por posible falla transversal), con un trazo bien definido al sur y varios trazos asociados al norte, además de rocas competentes donde se presentan planos estriados de falla y otros indicadores de deformación frágil.

### **1.1. JUSTIFICACIÓN**

La Falla del Suárez es una estructura presente en el flanco oeste del Macizo de Santander, cuyos estudios no han sido suficientes para describir y determinar el estilo estructural que presenta, además de diferir en el comportamiento de la misma. Para

un mejor entendimiento del estilo estructural de la Falla del Suárez, se hace necesario un estudio a detalle, definiendo datos de inclinación y vergencia de las estructuras presentes en el área de estudio y su relación con la falla, así como también el análisis de indicadores cinemáticos, con los cuales se puedan aclarar las dudas existentes sobre la estructura y determinar una posible actividad reciente de la misma.

Este estudio aportará información a un sector donde se presentan inquietudes geológicas por la configuración de una cuña junto con la Falla de Bucaramanga y al interior una serie de “mesas” (de norte a sur: Bucaramanga, Ruitoque, Los Santos, Barichara) cuya relación estructural aún no es clara, además de la comprensión de la deformación frágil del sector, en un área con evidencias de actividad neotectónica.

## **1.2. OBJETIVOS**

### **1.2.1. Objetivo General**

Determinar el estilo estructural de la Falla del Suárez mediante el análisis de indicadores cinemáticos en el área comprendida entre El Hato y La Fuente, Santander.

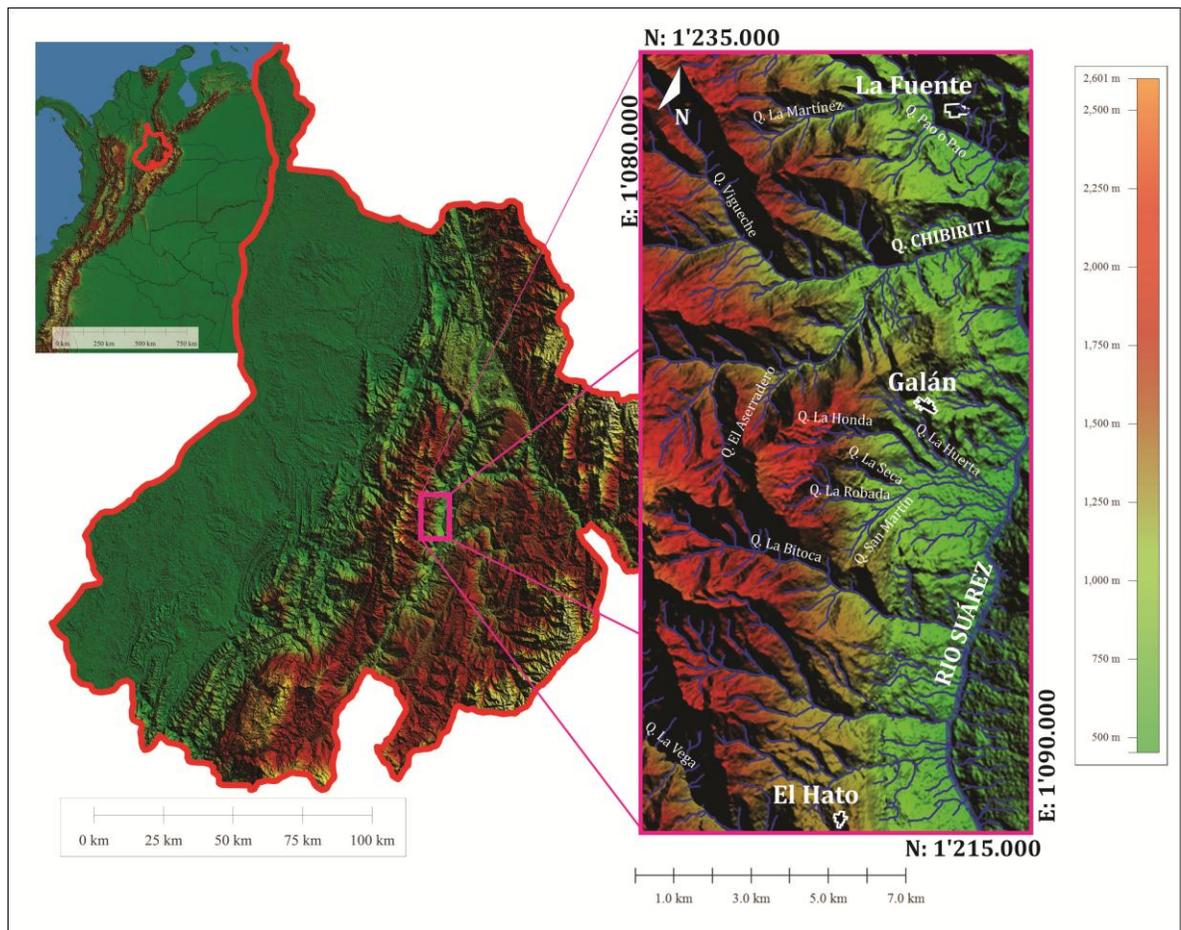
### **1.2.2. Objetivos Específicos**

- ✓ Definir el trazo y posibles secciones de la falla en el área de estudio.
- ✓ Determinar o comprobar la presencia de fallas transversales.
- ✓ Establecer el tipo de deformación para la zona de estudio, con base en la interpretación de datos estructurales e indicadores cinemáticos.
- ✓ Determinar un tensor local para la zona de estudio, mediante el análisis de datos estructurales adquiridos en el área.

### 1.3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DE LA ZONA DE ESTUDIO

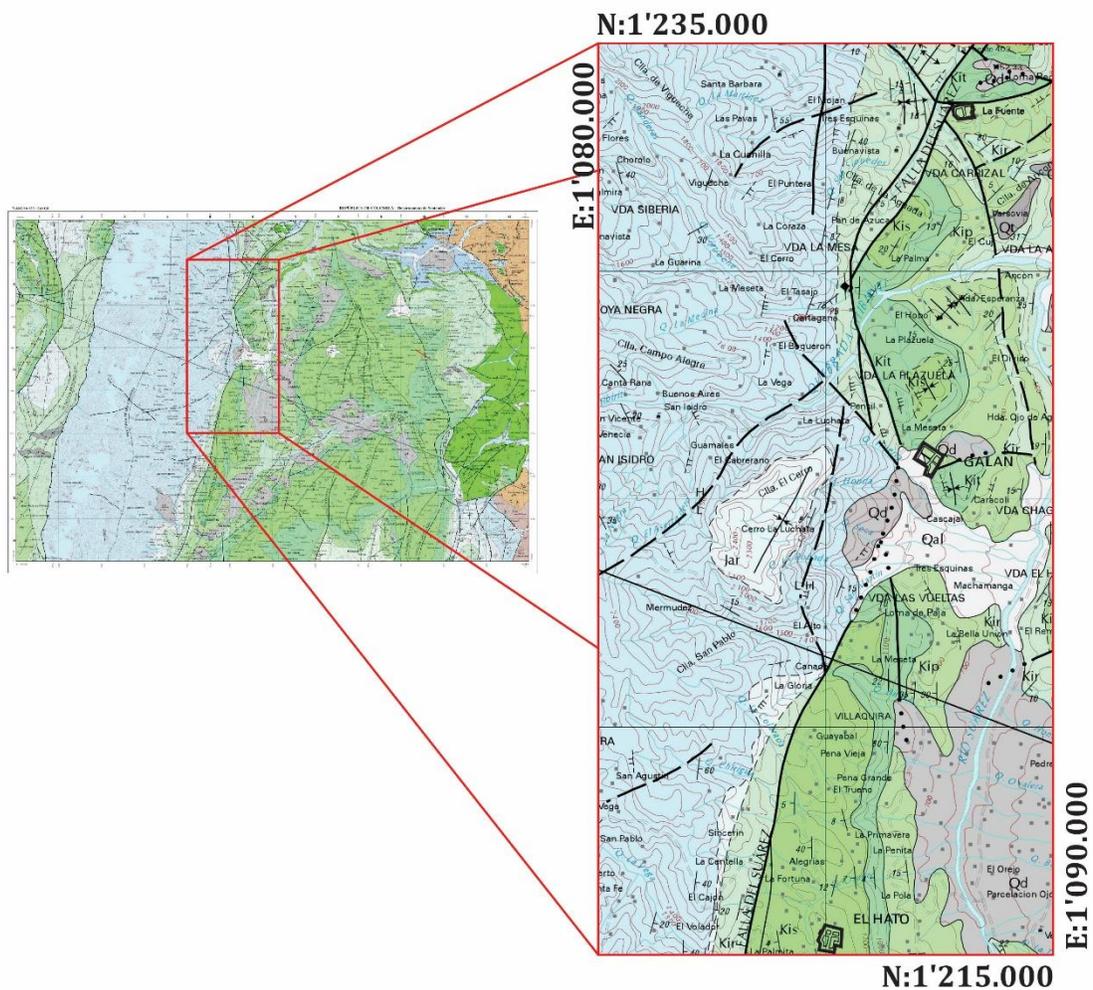
La zona de estudio se ubica en el departamento de Santander y comprende el casco urbano de los municipios de El Hato, Galán y el corregimiento de La Fuente; junto con parte de sus respectivas zonas rurales, lo cual abarca las planchas topográficas 135-I-B, 135-I-D, 135-III-B de escala 1:25000 (Figura 1).

**Figura 1.** Localización del área de estudio.



El área está comprendida entre las coordenadas planas N: 1'215.000 a N: 1'235.000 y E: 1'080.000 hasta encontrarse con el río Suárez, cerca de la coordenada E: 1'090.000, y abarca un segmento de la plancha 135 de San Gil a escala 1:100.000 en el sector comprendido fisiográficamente por la mesa de El Hato hacia el sur, el valle del río Suárez hacia el este y las estribaciones orientales de la serranía de Los Cobardes en el límite oeste de la zona (Figura 2).

**Figura 2.** Ubicación del área de estudio dentro de la plancha geológica 135 de San Gil a escala 1:100000.



**Fuente:** Pulido (1985). Adaptado por los autores

El río Suárez además de ser el límite este de la zona de estudio, es el drenaje principal en el área, donde a su vez desembocan desde el occidente drenajes secundarios, como las quebradas Chibirití, La Honda, Bitoca, Chirigua y La Vega, las cuales son quebradas permanentes; algunas quebradas como La Seca, La Robada y La Huerta son drenajes intermitentes, que también desembocan en el río Suárez.

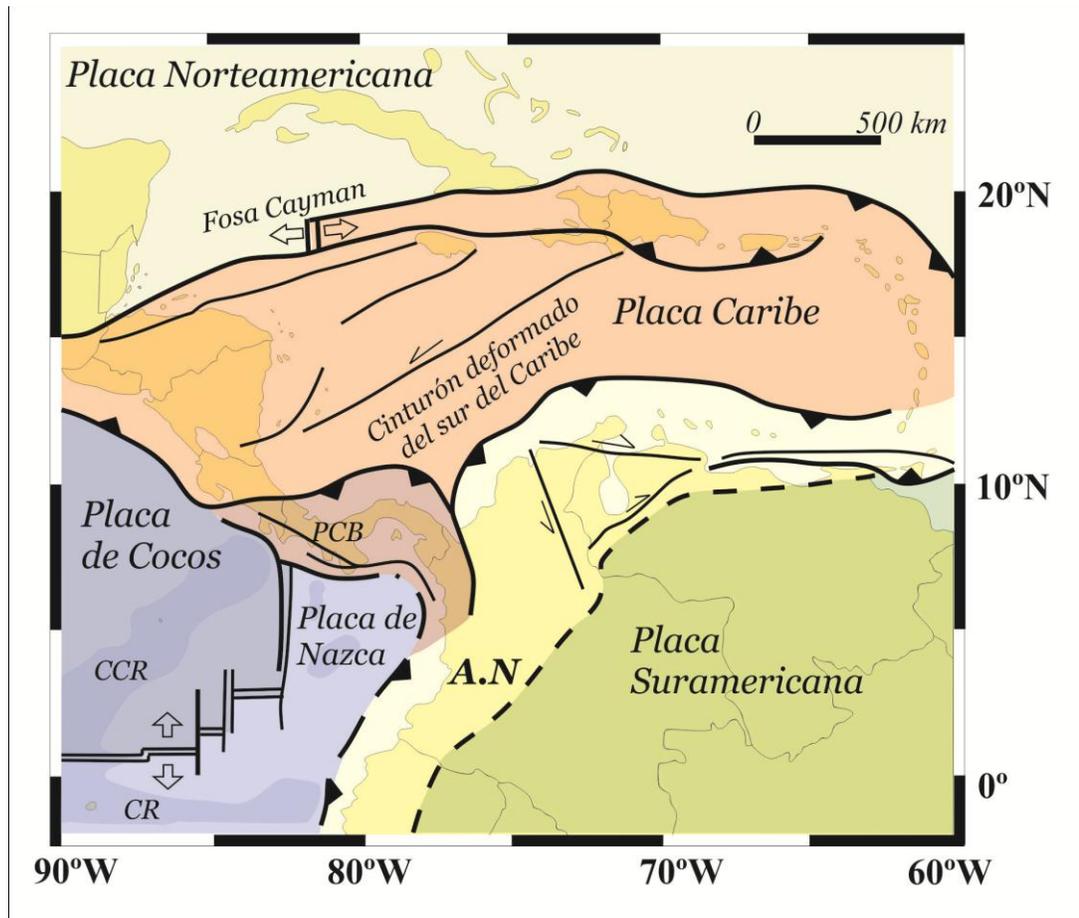
## **2. MARCO GEOLÓGICO**

El área de estudio se encuentra ubicada sobre el flanco oeste de la Cordillera Oriental, al este de la Serranía de los Cobardes. Perteneciente en un contexto regional al bloque Norandino, el cual es dinámicamente influenciado por la interacción de las Placas Nazca, Caribe y el bloque de Panamá con la Placa Suramericana (Figura 3).

### **2.1. MARCO TECTÓNICO REGIONAL**

El territorio colombiano se encuentra dividido en dos grandes bloques: El Bloque Norandino o Los Andes del Norte y el Cratón Amazónico (Cediel *et al.*, 2003). En la actualidad, la configuración existente entre las Placas Nazca, Caribe y Suramérica define un punto triple que acomoda permanentemente el esfuerzo en el Bloque Panamá-Choco y Los Andes del Norte. (Ego *et al.*, 1996; Cortés, 2004). La evolución geológica de los Andes del Norte exhibe la interacción de varios campos de esfuerzos que han acrecionado terrenos oceánicos y continentales en el margen occidental, y levantado los Andes del Norte a lo largo del tiempo geológico (Cortés *et al.*, 2005) dando como resultado un régimen tectónico transpresivo evidenciado por los diferentes sistemas de fallas transcurrentes que se extienden a lo largo del país.

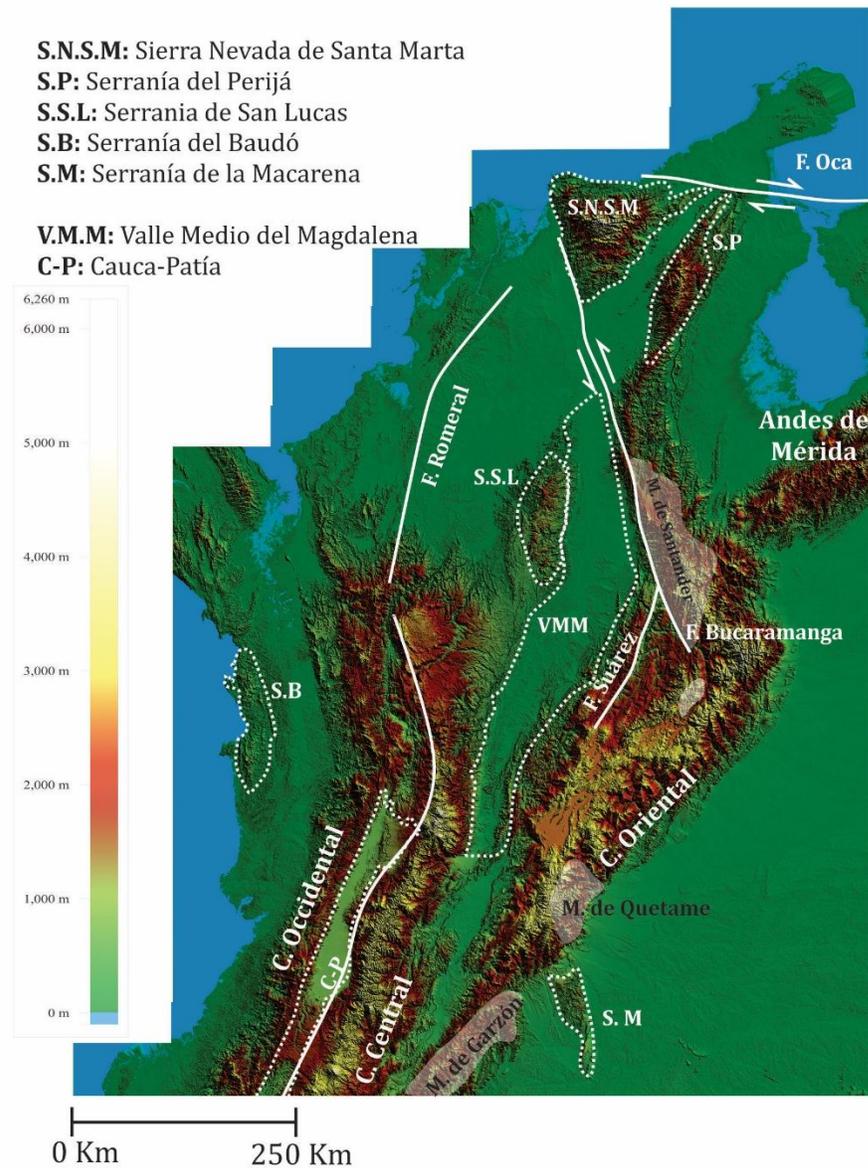
**Figura 3.** Configuración actual de la tectónica de placas.



**Fuente:** Cortés *et al.* (2005). Adaptada por los autores.

Los Andes del norte se dividen fisiográficamente en tres cinturones principales: las Cordilleras Occidental, Central y Oriental, donde esta última se ramifica hacia el norte en los Andes de Mérida y la Serranía de Perijá. Existen otras elevaciones del relieve que no hacen parte de las cordilleras como lo son: La Serranía del Baudo, la Sierra Nevada de Santa Marta y la Serranía de la Macarena. La Cordillera Oriental a su vez presenta unidades donde el basamento Proterozoico y Paleozoico aparecen en forma de macizos aislados, que se extienden a lo largo de la cordillera; los cuales corresponde a los macizos de Garzón, Quetame, Floresta y Santander (Figura 4).

**Figura 4.** Modelo de elevación digital de Colombia resaltando los rasgos fisiográficos predominantes.

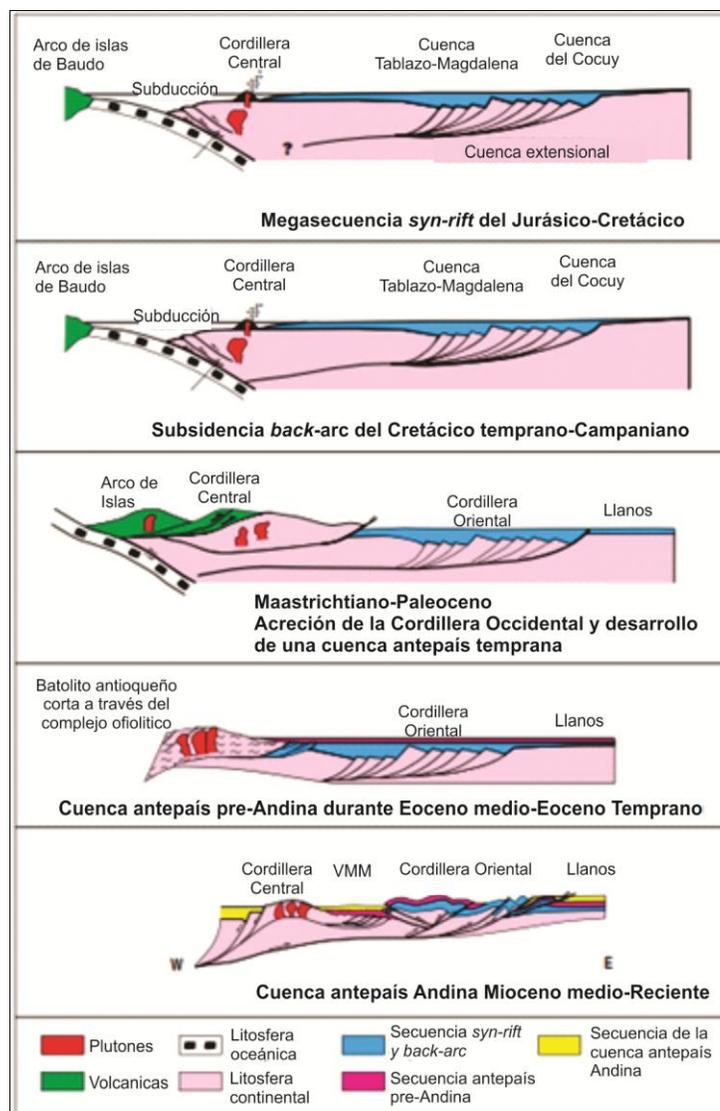


**Fuente:** ASTERGDEM v2 Worldwide elevation data.

La evolución de esta orogenia presenta distintas etapas de deformación, las cuales se ven evidenciadas en las diferentes fases de levantamiento de las cordilleras como una

sumatoria de eventos; esto sustentado por varios modelos estructurales que proponen un modelo secuencial (Bayona *et al.*, 2007; Cooper *et al.*, 1995). Estos modelos se basan en los cambios de ambientes tectónicos, tanto extensionales como de compresión/transpresión, que han variado a lo largo del tiempo geológico (Figura 5).

**Figura 5.** Modelo secuencial de las fases de levantamiento de los Andes del Norte.



**Fuente:** Copper *et al.* (1995). Adaptada por los autores.

### **Triásico - Jurásico**

Durante esta fase se presenta un ambiente distensivo principalmente con la desintegración del súper continente Pangea; en Colombia, esto se evidencia con el desarrollo de cuencas tipo rift, Las subcuencas del Cocuy y Tablazo (Cooper *et al.*, 1995). Los sedimentos durante esta fase se depositaron principalmente en las cuencas tipo rift localizadas en el Valle superior del Magdalena, la Serranía de San Lucas y el flanco oeste de la Cordillera Oriental (Mojica *et al.*, 1996).

### **Cretácico temprano**

Durante el Cretácico temprano en Colombia las rocas sedimentarias forman una discordancia angular sobre las unidades Jurásicas, donde las primeras formaciones en depositarse fueron principalmente arenosas, como por ejemplo la Formación Arcabuco y Tambor (Sarmiento, 2001). En la subcuenca Tablazo ocurre una sedimentación syn-rift, la cual es continua con algunas excepciones a nivel local donde ocurren ciertas discordancias, marcadas por una depositación de sedimentos marinos durante el Valanginiano-Hauteriviano (Formaciones Rosablanca y Paja); luego, durante el Albiano, ocurre un evento regresivo donde se deposita material calcáreo (Formación Tablazo y Simití) en un ambiente marino somero (Cooper *et al.*, 1995).

### **Cretácico tardío - Paleógeno**

En el Cretácico tardío es propuesto un margen convergente al oeste del país; donde la placa Caribe se mueve hacia el este con respecto a la placa Suramericana, mientras que la placa Farallones subduce hacia el oeste (Pindell & Erikson, 1994). Esto conlleva a eventos de transpresión, los cuales son marcados por la acreción oblicua de la Cordillera Occidental, que a su vez genera el levantamiento de la Cordillera Central y su propagación hacia el norte, durante el Maastrichtiano-Paleógeno (Campbell, 1968 en Cediél *et al.*, 2003).

Durante el Paleógeno ocurre el inicio del levantamiento de la Cordillera Oriental, como resultado de la inversión de una antigua cuenca Back-arc (Colleta *et al.*, 1990,

Sarmiento *et al.*, 2006, Caballero *et al.*, 2010). Estudios más recientes especifican que la edad de levantamiento es Paleoceno a Eoceno medio-tardío (Nie *et al.*, 2012).

### **Neógeno-Época actual**

El proceso de levantamiento de la Cordillera Oriental continua, donde el máximo levantamiento es registrado en el Mioceno, como consecuencia de la colisión del arco oceánico Choco-Panamá (Cooper *et al.*, 1995; Taboada *et al.*, 2000).

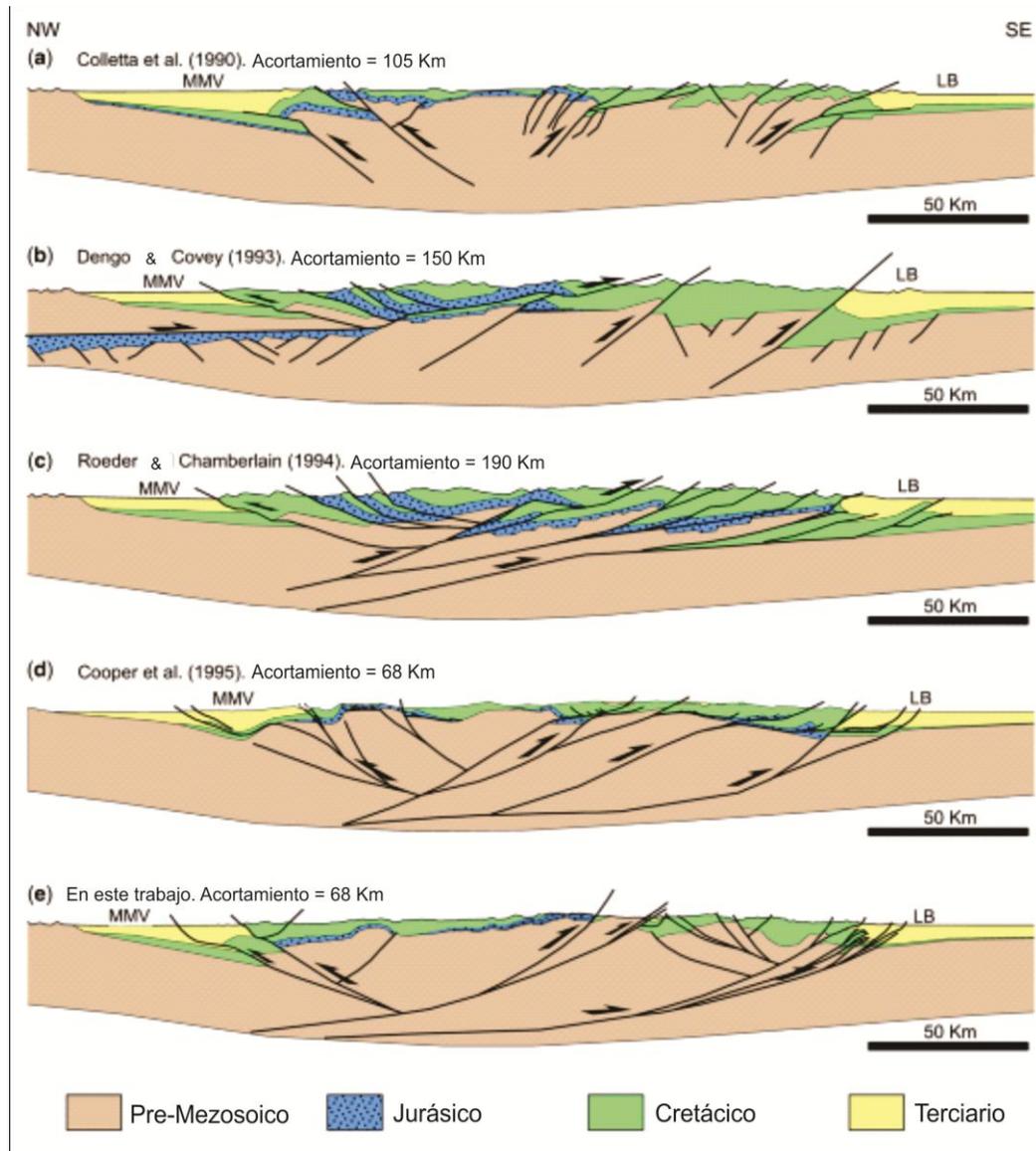
La tectónica de inversión se vio fuertemente marcada con la reactivación de antiguas fallas normales formadas durante el periodo extensivo del Triásico-Jurásico (Kammer, 1993).

#### **2.1.1. Modelos estructurales para la Cordillera Oriental**

La configuración actual de la Cordillera Oriental es explicada por diferentes autores, los cuales han propuesto diferentes modelos estructurales para la misma (Figura 6), tales como Colleta *et al.* (1990), Dengo & Covey (1993), Roeder & Chamberlain (1995), Cooper *et al.* (1995) y Tesón *et al.* (2013).

Los modelos propuestos por Colleta *et al.* (1990) y Cooper *et al.* (1995), definen que los cabalgamientos existentes en la Cordillera Oriental son derivados de la inversión de fallas normales preexistentes; soportado por la variación de espesores en los bloques de fallas principales a lo largo del orógeno. Aunque estos difieren en la tectónica de acortamiento, ya que en el modelo Colleta *et al.* (1990) se define un acortamiento de aproximadamente 105 km, mientras que en el modelo de Cooper *et al.* (1995) hay un acortamiento de aproximadamente 68 km.

**Figura 6.** Modelos tectónicos propuestos para la Cordillera Oriental.



**Fuente:** Tesón *et al.* (2013). Adaptada por los autores.

Dengo & Covey (1993) en su modelo, interpretan cada pliegue a lo largo de la sección, como pliegues por propagación de falla (*fault propagation fold*) o por flexión de falla (*fault-bend fold*). También mencionan que el basamento de la Cordillera Oriental se presenta hacia el oeste, como un sistema de bloques levantados; esto como producto

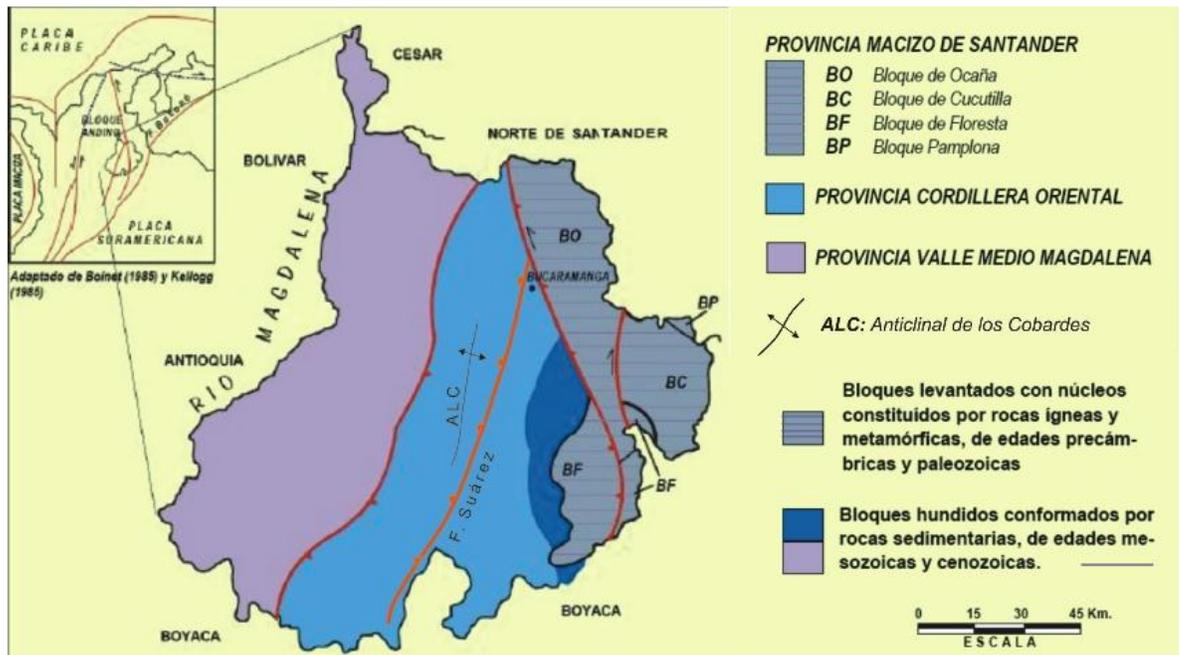
del transporte a través de rampas de cabalgamiento. Roeder & Chamberlain (1995) exhiben en su modelo a la Cordillera Oriental como un cinturón plegado y fallado con vergencia hacia el este. Al igual que el modelo de Dengo & Covey (1993), este se basa en pliegues tanto de propagación de falla como de flexión de falla. El primer modelo propone un acortamiento de 150 km, aproximadamente; mientras que Roeder & Chamberlain (1995), define un acortamiento de 190 km.

Tesón *et al.* (2013) establece en su modelo, que la geometría contraccional de la Cordillera Oriental se debe a fabricas estructurales preexistentes, relacionadas con el desarrollo de cuencas Mesozoicas tipo rift. El acortamiento medido en este trabajo es de 69 km aproximadamente; el cual se acomoda a lo largo de fallas normales reactivadas junto con el desarrollo de “*shortcuts*” en el bloque yacente y algunos retrocabalgamientos.

## **2.2. GEOLOGÍA LOCAL DEL ÁREA DE ESTUDIO**

El departamento de Santander se encuentra ubicado fisiográficamente hacia el norte de la Cordillera Oriental de Colombia, donde la complejidad tectónica y dinámica es evidenciada por diferentes estructuras. Con base en lo anterior, Royero & Clavijo (2001) en la memoria explicativa de Santander, dividen el departamento en tres provincias tectónicas: Macizo de Santander, Cordillera Oriental y Valle medio del Magdalena. (Figura 7)

**Figura 7.** Provincias tectónicas de Santander.



**Fuente:** Clavijo & Royero (2001). Adaptada por los autores

Los municipios de El Hato, Galán y el corregimiento de La Fuente se encuentran ubicados geológicamente en la provincia de Cordillera Oriental, limitados al este por el macizo de Santander y al oeste por el anticlinal de la Serranía de Los Cobardes, la cual alcanza elevaciones de hasta 3.000 m.s.n.m. separando el valle del Magdalena al oeste del cañón del río Suárez al este.

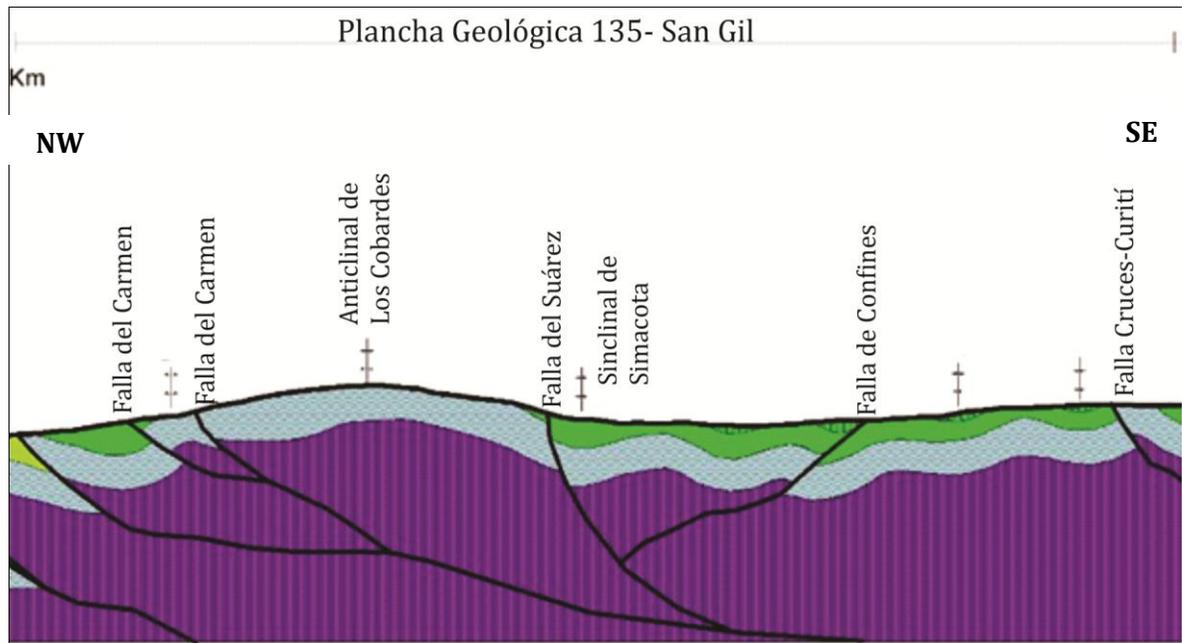
El anticlinal de la Serranía de los Cobardes es una estructura que presenta una orientación NNE-SSW con una extensión de 80 km y es ligeramente asimétrica con su flanco oriental más inclinado (Royero & Clavijo, 2001), que está constituido en su núcleo por una secuencia continental tipo "red beds" de edad Triásico - Jurásico y en sus flancos por rocas de transición a netamente marinas (Mendoza, 1990) que afloraron hacia el Paleoceno (Parra *et al.*, 2009 en Caballero *et al.*, 2010), a pesar de que Gómez *et al.* (2005) sugiere una edad inicial de levantamiento en el Oligoceno

tardío al Mioceno temprano. Según Pulido (1979) su flanco oriental se encuentra limitado por la Falla del Suárez, donde en algunos sectores pone en contacto unidades de edades Jurásicas con Cretácicas.

La Falla del Suárez con una longitud total de 120 km desde el municipio de Barbosa hasta el sur de la Falla de Bucaramanga – Santa Marta (Royero & Clavijo, 2001), es mencionada por Julivert (1958) como una falla normal con vergencia al este y con rumbo NE – SW, orientada de forma paralela al río Suárez y la cual se destaca hacia el norte y se suaviza hacia el sur, presentando un carácter de flexión. Más adelante en Julivert (1961) indica que la Falla del Suárez rompe longitudinalmente la zona de las mesetas, formando una región occidental compuesta por la plataforma de Lebrija y Macizo de Zapatocha, y otra oriental formada por las mesetas de Ruitoque, Los Santos y el área de Barichara y San Gil; finalmente Julivert (1963) le atribuye un periodo de activación a la Falla del Suárez contemporáneo o posterior a los depósitos cuaternarios colocando como evidencia la verticalización del plano de falla sobre la margen izquierda del río de Oro al norte del área de estudio.

Dicho comportamiento de la Falla del Suárez descrito por Julivert, se ve reforzado en los cortes regionales de López & Barrero (2002), los cuales pasan por el municipio de El Palmar y al norte del municipio de Zapatocha, en donde indican la vergencia al este y el comportamiento normal de esta estructura (Figura 8).

**Figura 8.** Segmento del corte Puerto Carare a Paz de Ariporo correspondiente a la plancha geológica 135 de San Gil en donde se muestra la Falla del Suárez normal con vergencia al este.



**Fuente:** López & Barrero (2002). Adaptada por los autores.

Sin embargo, varios autores difieren de este comportamiento descrito anteriormente, como es el caso de Londoño (1982), quien define esta estructura como una falla inversa de alto ángulo con desplazamiento lateral izquierdo generada por esfuerzos compresionales en sentido NW-SE. Así mismo Pulido (1979), define la Falla del Suárez como una falla inversa que levanta su bloque oeste, con un comportamiento cambiante reflejado en el buzamiento de los estratos, ya que estos hacia el norte alcanzan inclinaciones de  $60^\circ$ , mientras que en el extremo sur se suavizan hasta  $20^\circ$  sin alguna importancia estructural reflejada. Junto con ellos, autores como París *et al.* (2000), Diederix *et al.* (2008) y Acosta (2002), le atribuyen a la Falla del Suárez un comportamiento inverso-sinistral, siendo corroborado por este último mediante el análisis de datos de lineaciones.

La Falla del Suárez es una falla con actividad neotectónica y una tasa de movimiento de 0,1 mm/año, basado en el desplazamiento de depósitos de edad Cuaternario (París *et al.*, 2000). Esta misma tasa es estimada por Carrillo & Vergara (2001) para el tramo ubicado al oeste de Bucaramanga, el cual catalogan como potencialmente activa, difiriendo esto con lo concluido por Diederix *et al.* (2008), el cual a través de indicios geomorfológicos directos e indirectos y criterios sedimentológicos afirma que la Falla del Suárez debe considerarse como activa y no potencialmente activa.

En general, la Falla del Suárez se puede describir como una falla de actividad cuaternaria, de comportamiento inverso-sinistral (Page, 1986; Paris *et al.*, 2000; Diederix *et al.*, 2008), que presenta un rumbo promedio de N20°E y una vergencia hacia el SE establecida para el sector más norte, con un ángulo de inclinación promedio de 60 a 90° que varía de norte a sur (Paris *et al.*, 2000) con leve componente sinistral (Carrillo & Vergara, 2001; Diederix *et al.*, 2008).

### **2.2.1. Estratigrafía**

En el área de estudio afloran un total de seis formaciones estratigráficas, depositadas desde el Jurásico medio hasta el Cretácico tardío, junto con depósitos de edad Cuaternaria. Toda la secuencia aflorante corresponde a unidades sedimentarias tanto clásticas como calcáreas, referenciadas en la nomenclatura de la cuenca Tablazo-Magdalená, las cuales son descritas a continuación:

#### **2.2.1.1. Formación Girón (Jg)**

Esta formación fue descrita por primera vez por Hettner (1892) como una sucesión de estratos rojizos de shales, conglomerados y areniscas pardas verdosas en los alrededores del municipio de Girón. Posteriormente esta formación fue parte de estudios de diversos autores: Schuchert (1935), Scheibe (1938), Oppenheim (1940),

Dickey (1941), Trumpy (1943) y solo hasta Langenheim (1954) se definió la sección del Cañón del río Lebrija como la localidad tipo.

En la zona de estudio la Formación Girón aflora hacia el oeste, sobre las vías que comunican los cascos urbanos del municipio del Hato con la vereda Hoya Negra y del municipio de Galán con las veredas Hoya Negra (mismo nombre en los dos municipios) y San Isidro. Hacia el sur, en el municipio de El Hato predominan los niveles lutíticos, con tonalidades rojizas, con moteados grises verdosos, limolitas de color rojo claro a oscuro, muy compactas con presencia de moscovita; estas se encuentran intercaladas con areniscas de grano medio a grueso bien cementadas, de color blanco amarillento, con matriz arcillosa de composición feldespática. Hacia el municipio de Galán los niveles arenosos tienen un mayor espesor y son de tonalidades más rojizas, con un aumento en el porcentaje de líticos. Las capas en general presentan una geometría tabular (Figura 9), algunas corresponden a capas de areniscas y limolitas acuñadas en sus extremos, lo cual es típico de los rellenos de canal.

La Formación Girón infrayace hacia el sur de forma aparentemente concordante a la Formación Arcabuco (Pulido, 1979), mientras que hacia el norte infrayace a la Formación Rosablanca, con un contacto fallado en cercanías al municipio de Galán. El ambiente de depositación definido para esta formación en la zona de estudio es un ambiente continental. La edad de la Formación Girón no ha sido definida con precisión, por lo que en este trabajo se adopta la de edad de Jurásico tardío, expuesta por Pulido (1979).

**Figura 9.** Formación Girón (Jg). Fotografía correspondiente a la estación FN-022 donde se observan capas de areniscas de grano medio con tonalidades rojizas. Se resalta la dirección de la estratificación de estas capas con la línea punteada negra.



#### **2.2.1.2. Formación Arcabuco (Jar)**

La Formación Arcabuco fue mencionada por primera vez por Scheibe (1938), quien utiliza el término de “Areniscas de Arcabuco” al referirse a las arenitas expuestas cerca al municipio de Arcabuco. Renzoni & Ospina (1969) y Ulloa & Rodríguez (1979) reconocen el “Miembro Del Techo”, el cual es descrito como limolitas grises a verdes que meteorizan a tonos rojizos. Galvis & Rubiano (1985), encuentran mediante la correlación de secciones estratigráficas, que el espesor de la unidad aumenta en dirección suroeste. Pulido (1979) menciona que esta formación hacia el este del anticlinal de Los Cobardes adquiere un mayor carácter arenoso, ya que las limolitas

rojas disminuyen. Su localidad tipo se encuentra en la Sierra de Arcabuco y según Etayo (1968) puede ser equivalente con la Formación Tambor, la cual según Cediel, (1968) debe ser llamada Formación Los Santos, ya que define la localidad tipo de esta formación en la Mesa de los Santos.

En la zona de estudio no se encontró algún afloramiento que expusiera rocas correspondientes a esta formación. Solo se observaron capas gruesas de areniscas cuarzosas de tono blanco amarillento a gris claro, aparentemente bien cementadas, formando un escarpe en lo alto de la Serranía de Los Cobardes al oeste del municipio de Galán, lo cual se asoció a esta formación. Sin embargo, al sur de la zona de estudio, donde se encuentra cartografiada la Formación Arcabuco, no se observó ninguna morfología asociada. De acuerdo con Pulido (1979) en la memoria explicativa de la plancha 135, los sedimentos de la Formación Tambor, son incluidos dentro de la Formación Girón, ya que no observan un cambio litológico considerable y recomiendan hacer un estudio más detallado sobre esta; sin embargo, Pulido (1979) define la Formación Tambor hacia el norte (región de las mesas), atribuida a un cambio de facies de la Formación Arcabuco. En este trabajo se opta por definirla como Formación Los Santos (Kils) hacia el sector de La Fuente, de acuerdo a lo descrito por Cediel (1968).

La Formación Arcabuco suprayace concordantemente a la Formación Girón (Pulido, 1979). Su edad según Scheibe (1938) es Jurásico tardío en base a faunas fósiles; sin embargo, Etayo (1968) define una edad de Cretácico temprano. El ambiente de depositación para esta unidad es continental, bajo influencia de ríos trenzados (Galvis & Rubiano, 1985).

#### **2.2.1.3. Formación Rosablanca (Kir)**

Fue definida inicialmente por Wheeler (1929), sin embargo Etayo *et al.* (1983) definen la sección tipo en el cañón del río Sogamoso. Consiste en calizas macizas, duras, grises

azulosas, fosilíferas, de textura gruesa, con capas margosas que pasan a caliza de textura fina, negra y arcillosa en la parte superior.

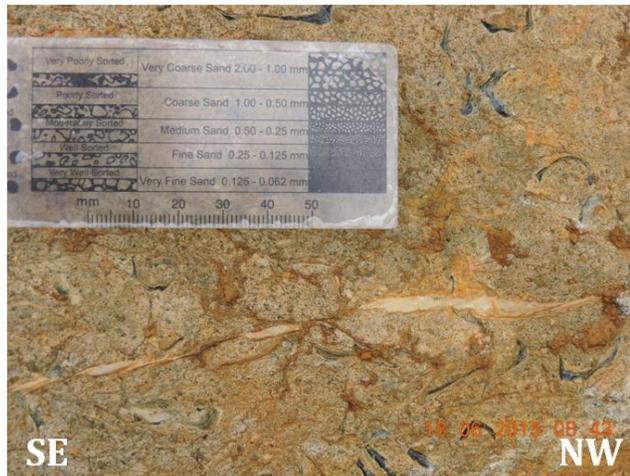
En la región de estudio la Formación Rosablanca ocupa la parte oeste y central, con una orientación NE-SW, constituida por una sucesión de calizas grises oscuras azulosas, macizas, duras, fosilíferas, con calizas más arcillosas (Figuras 10, 11 y 12). Esta formación está en contacto fallado con la Formación Girón junto con el resto de la secuencia cretácica y es discordante con la Formación Arcabuco (Pulido, 1979).

La edad para esta formación según su fauna es Valanginiana, datado por Bürgl (1954) y Etayo (1968) determina una edad de Valanginiano tardío. Su depósito tuvo lugar bajo un ambiente marino de plataforma con altos topográficos (Pulido, 1979).

**Figura 10.** Fotografía tomada en la estación FN-030 que corresponde a la Formación Rosablanca (Kir). Se observan capas gruesas tabulares de calizas tipo wackestone, la dirección de la estratificación se resalta con la línea punteada de color negro.



**Figura 11.** Fósiles y venas presentes en la Formación Rosablanca (Kir). Fotografía tomada en la estación FN-030.



**Figura 12.** Equinodermo encontrado en capas de la Formación Rosablanca (Kir). Fotografía correspondiente a la estación FN-040.



#### **2.2.1.4. Formación Paja (Kip)**

Según Julivert (1968), el nombre asignado para la formación deriva de la quebrada La Paja, al frente del río Sogamoso entre Bucaramanga y San Vicente. La Formación Paja, según Morales *et al.* (1958) está constituida predominantemente por shales arcillosos a limosos, negros y micáceos, ligeramente calcáreos y delgadamente laminados, con

laminillas delgadas de yeso. La parte inferior contiene concreciones calcáreas, nódulos septarios y venas de calcita.

La Formación Paja aflora hacia el sector este de la zona de estudio, está constituida principalmente de shales negros a grises, con pequeñas intercalaciones de calizas (Figura 13). Estos shales se encuentran altamente deformados y en algunos niveles se encuentran fragmentos de pirita y concreciones (Figura 14). Esta formación infrayace a la Formación Tablazo de forma concordante con un contacto neto entre estas.

Esta formación se depositó entre el Hauteriviano y el Aptiano tardío según Etayo (1968), bajo un ambiente marino de aguas profundas y de circulación restringida.

**Figura 13.** Formación Paja (Kip). Fotografía tomada en la estación FN-038 en donde se observan capas delgadas de calizas y shale (hacia el tope y base de la secuencia).



**Figura 14.** Concreciones encontradas en la Formación Paja (Kip). Fotografía correspondiente a la estación FN-038.



#### **2.2.1.5. Formación Tablazo (Kit)**

Esta formación fue descrita por Wheeler (1929, inédito, según Morales *et al.* 1958), definiendo la Formación Tablazo en la localidad de El Tablazo (Santander), sobre la carretera Bucaramanga - San Vicente de Chucurí que atraviesa el río Sogamoso; la cual se refiere a una sucesión de calizas duras, azulosas, fosilíferas en la parte superior y margas o calizas arcillosas en la parte inferior.

Esta unidad aflora hacia el este de la zona de estudio, compuesta por una amplia secuencia de calizas azulosas tipo packstone, masivas, duras, con bajo contenido de fósiles, formando grandes escarpes en la zona (Figura 15). Esta formación infrayace a la Formación Simití y suprayace a la Formación Paja de forma concordante.

Su depositación tuvo lugar desde el Aptiano tardío hasta el Albiano temprano, según Etayo (1968), bajo un ambiente que puede corresponder a condiciones neríticas poco profundas (Pulido, 1979).

**Figura 15.** Fotografía tomada en el punto de control PC-013, en donde se observan capas de calizas correspondientes a la Formación Tablazo (Kit) intercaladas con niveles de poco espesor de shales grisáceos.



#### **2.2.1.6. Formación Simití (Kis)**

Esta formación fue definida por Intercol (1953) en Morales, *et al.* (1958), refiriéndose a una sucesión de shales grises, localmente calcárea y con concreciones, en el margen sur de la Ciénaga Simití (Bolívar).

En la región de estudio la Formación Simití cubre las partes altas de las mesas, que constan de shales grises claros a oscuros, altamente fracturados, en algunos sectores ferruginosos, intercalados con paquetes de areniscas moderadamente cementadas, con alto contenido de matriz debido a meteorización, de grano fino y color gris claro (Figura 16). Esta formación se encuentra en contacto fallado con la Formación Rosablanca y descansa concordantemente sobre la Formación Tablazo.

La edad sugerida para dicha formación es Albiana, bajo un ambiente de depositación marino poco profundo de facies más litoral (Pulido, 1979).

**Figura 16.** Formación Simití. Fotografía tomada en la estación FN-034, en la cual se aprecian capas de lodos negros ricos en moscovita. Se resalta en la fotografía la dirección de estratificación con la línea punteada negra.



#### 2.2.1.7. Depósitos Cuaternarios (Qal, Qt, Qd)

En la región se encontraron depósitos que corresponden a terrazas asociadas al río Suárez y la quebrada Pao o Pao, los cuales se concentran hacia el sector norte, con corta extensión y constituidos principalmente de cantos de roca. Los depósitos aluviales encontrados son de una mayor extensión y se observan en las márgenes de las principales quebradas (Figura 17), compuestas de material variado asociado a las

unidades aflorantes como la Formación Girón, principalmente. Por último los depósitos de derrubio se presentan en diferentes áreas y su composición depende de la unidad de aporte, principalmente las Formaciones Girón, Paja y Tablazo.

**Figura 17.** Depósitos Cuaternarios a) Panorámica al norte del municipio de Galán, donde se muestran los depósitos aluviales y de derrubio asociados a las quebradas La Honda, La Seca y La Huerta; también los depósitos de derrubio más al sur de mayor extensión en la zona b) Deposito de derrubio en la vía Galán-Barichara c) Depósito aluvial asociado a la Chibiriti, al norte del municipio de Galán.



### 3. MARCO TEORICO

La terminología utilizada en este trabajo abarca las ramas de la geología estructural, geomorfología y parámetros fotogeológicos que fueron indispensables para el desarrollo del mismo. En este capítulo se exponen las definiciones más relevantes empleadas en la realización de este proyecto.

#### 3.1. CONCEPTOS BASICOS

Para poder definir los conceptos usados, se debe entender el concepto en el cual se basa todo el trabajo: "Deformación". Este término hace referencia a la transformación de una geometría inicial a una final, por medio de traslación de un cuerpo rígido, la rotación de un cuerpo rígido, distorsión y/o cambio de volumen (Fossen, 2010). Esta deformación es el resultado de la aplicación de un campo de esfuerzos (Marshak, 2004).

A partir de este concepto se pueden definir diferentes términos que derivan directamente de lo anteriormente expuesto:

**Esfuerzo:** Se define como la fuerza por unidad de superficie que soporta o se aplica sobre un plano cualquiera de un cuerpo, en otras palabras, es la relación entre la fuerza aplicada y la superficie sobre la cual se aplica (Martínez, 2002-2003). Existen dos clases: los esfuerzos normales " $\sigma$ " (perpendiculares a la superficie) y los esfuerzos de cizalla " $\tau$ " (tangenciales a la superficie).

**Campo de Esfuerzos:** Corresponde al patrón de variación de los estados de esfuerzo a través de un cuerpo (Ramsay, 2000). Donde los estados de esfuerzo se definen como el conjunto de los infinitos vectores esfuerzo que actúan sobre los infinitos planos que pasan por un punto, en un instante dado. (Martínez, 2002-2003).

**Tensor de esfuerzos:** Involucra los vectores (cantidades físicas) que representan una intensidad, dirección y sentido en el espacio:

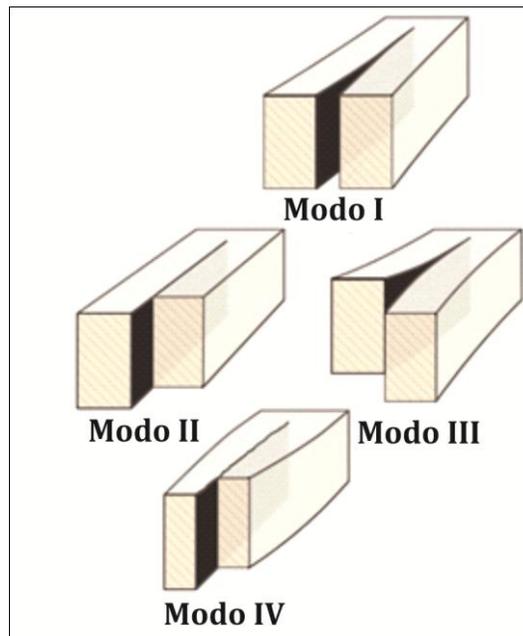
**$\sigma_1$ :** Esfuerzo principal mayor.

**$\sigma_2$ :** Esfuerzo principal intermedio.

**$\sigma_3$ :** Esfuerzo principal menor.

En este trabajo se analiza un tipo de deformación específica: la deformación frágil. Esta deformación se refiere esencialmente a una ruptura en el cuerpo rocoso; la cual es evidenciada por dos tipos de fractura: las fracturas de tensión (modo I) y las fracturas de cizalla (modo II y III); existe un último tipo de fracturas (modo IV), las cuales son generadas por contracción (Figura 18) tales como los estilolitos (Fossen, 2010).

**Figura 18.** Esquema ilustrativo de los diferentes tipos de fracturas presentes en la deformación frágil.



**Fuente:** Fossen (2010). Adaptada por los autores.

Las fallas son fracturas de cizalla, con un movimiento relativo apreciable subparalelo al plano de fractura (Martínez, 2002-2003). Basados en su cinemática, las fallas se clasifican en tres grupos básicos: Normales, Inversas y de Rumbo.

### **3.2. ANALISIS ESTRUCTURAL**

El análisis de la deformación de un cuerpo rocoso comprende tres fases: la descripción geométrica del estado deformado (localización, forma, tamaño, y orientación de las estructuras) a lo cual se le denomina *Análisis geométrico*; el patrón de movimientos y/o desplazamientos dentro del material que producen las estructuras (traslación, rotación y deformación) a lo cual se le denomina *Análisis Cinemático* y por último el *Análisis Dinámico* que se refiere al patrón de fuerzas dentro del material y la relación entre esfuerzo y deformación durante el desarrollo de las estructuras (Marrett & Peacock, 1999).

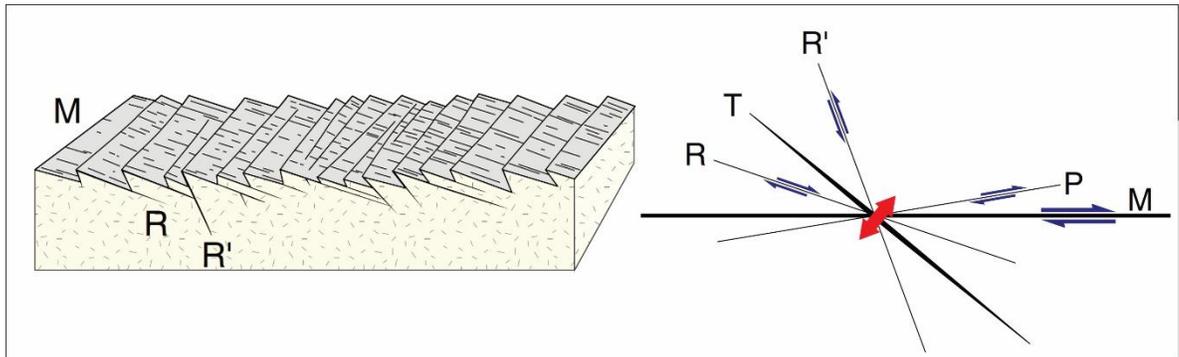
#### **Indicadores cinemáticos**

Para la realización del análisis cinemático en la fase de campo, se utilizaron indicadores cinemáticos, los cuales permiten identificar y cuantificar el movimiento y sentido de desplazamiento.

- **Estrías de Falla:** Son líneas o marcas de fricción subparalelas a la zona de cizalla, que indican la dirección del desplazamiento de un bloque con respecto a otro, sin embargo, por si solas no permiten obtener una estimación del sentido de desplazamiento, para ello se requiere el uso de otros criterios que complementen dicha interpretación, entre los cuales se destacan las fracturas tipo Riedel.

- **Fracturas Riedel y Antiriedel:** Son fracturas discontinuas que se relacionan con el fallamiento, guardan relaciones angulares con respecto al campo de esfuerzos; en el caso de las fracturas de cizalla Riedel o sintéticas (**R**), son generadas a ángulos menores de  $45^\circ$  con respecto a la zona de cizalla, usualmente entre los  $12$  y  $16^\circ$ . Las fracturas Anti-Riedel o antitéticas (**R'**) presentan una disposición con ángulos mayores a  $45^\circ$  con respecto a la zona de cizalla, usualmente alrededor de  $78^\circ$  (Rosello, 2001).

**Figura 19.** Fracturas Riedel (R) y Anti-Riedel (R') asociados a un plano de falla (M), mostrando su relación angular y la cinemática correspondiente a cada una.



**Fuente:** Fossen (2010). Adaptado por los autores

### 3.3. CIRCULO DE MOHR

El círculo de Mohr es esencialmente la representación gráfica en dos dimensiones de los estados de esfuerzos, ya sean uniaxiales ( $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$ ), biaxiales ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3 = 0$ ) o triaxiales ( $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ ); esto en base a dos ecuaciones que permiten calcular las componentes normal ( $\sigma_n$ ) y de cizalla ( $\sigma_s$ ) del esfuerzo que actúa sobre un plano. Dichas ecuaciones se enuncian a continuación:

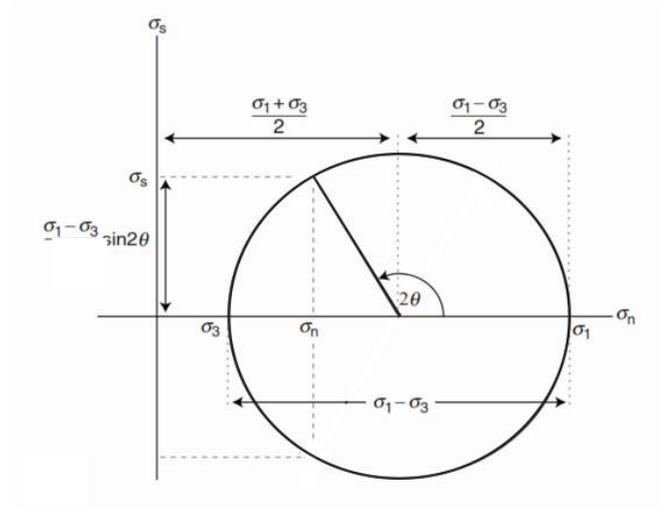
$$\sigma_n = \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} - \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \cos 2\theta$$

$$\sigma_s = \tau = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \sin 2\theta$$

Donde  $\theta$  es el ángulo entre el plano de falla y  $\sigma_1$ .

En este caso, donde se asume una representación bidimensional, el  $\sigma_2$  no interviene. Para graficar un círculo de Mohr se debe tener en cuenta que los ejes vertical y horizontal corresponden a los esfuerzo de cizalla y normal respectivamente. En el eje horizontal solo se pondrán los valores correspondientes a los esfuerzos máximos y mínimos principales ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ); la diferencia de estos dos valores se le conoce como *Esfuerzo Diferencial* e indicara por tanto el diámetro del círculo (Figura 20).

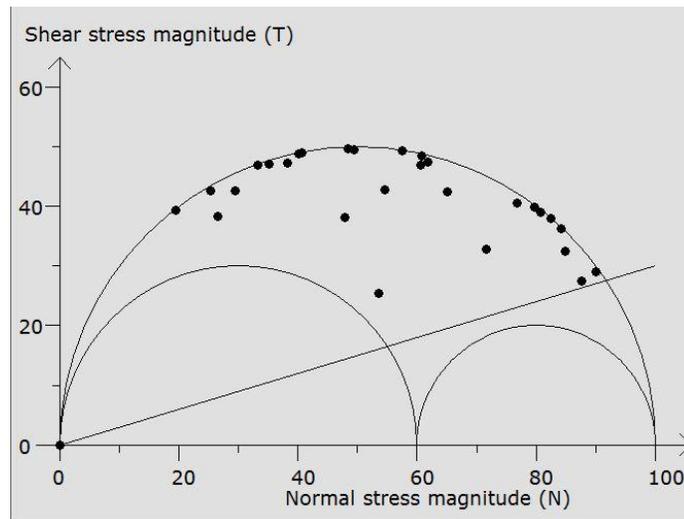
**Figura 20.** Círculo de Mohr indicando la ubicación de los esfuerzos principales y sus respectivas formulas.



**Fuente:** Fossen (2010). Adaptado por los autores.

Este círculo es usado para la interpretación del criterio de falla de Coulomb, donde se ven para el total de datos ploteados, los regímenes tectónicos dominantes para cada plano (Figura 21).

**Figura 21.** Representación del círculo de Mohr con datos ploteados en el software Win Tensor 5.0.7



### Criterio de Coulomb

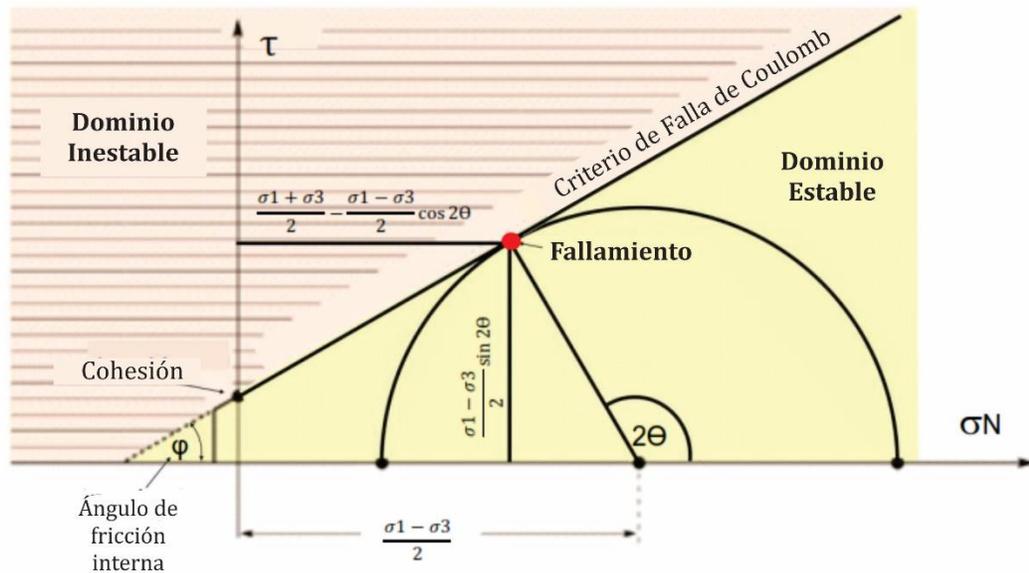
Este criterio se basa en una ecuación que describe la ruptura de las rocas mediante planos:

$$\tau = C_0 + \mu\sigma$$

Donde  $\tau$  y  $\sigma$  son las componentes de cizalla y normal sobre el plano,  $C_0$  es la resistencia cohesiva (*esfuerzo de cizalla necesario para romper una roca por un plano cuyo esfuerzo normal es igual a cero*) y  $\mu$  es el coeficiente de fricción. Esta ecuación cumple matemáticamente con la ecuación de una recta, denominada línea de fracturación y es representada gráficamente como una línea tangente a los círculos de

Mohr (Figura 22); si algún punto representado en el plano la corta, se dice que este plano se desliza. También es denominada como la envolvente de Mohr-Coulomb.

**Figura 22.** Esquema de círculo de Mohr con su respectiva envolvente de Mohr-Coulomb, separando el dominio estable del inestable y resaltando el valor de resistencia cohesiva.

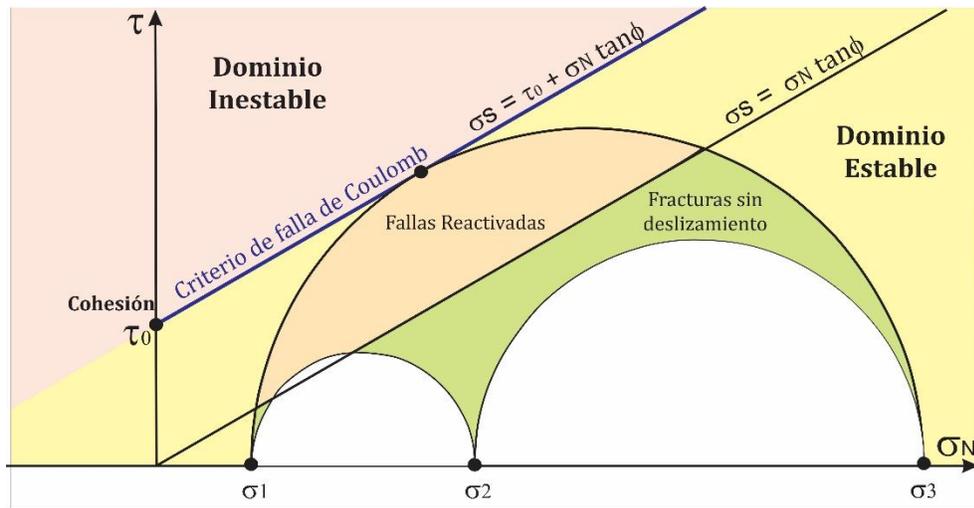


**Fuente.** Burg (2011). Adaptado por los autores.

Una de las aplicaciones directas del círculo de Mohr es la discriminación de ciertas poblaciones de fallas que correspondan a distintos regímenes tectónicos (Figura 23), esto en base a la representación de cada plano como un punto en el círculo. Las fallas que son compatibles con un único tensor tienden a agruparse cerca a la envolvente de Mohr; estas son denominadas fallas neoformadas. La línea paralela a la envolvente que corta el del esfuerzo de cizalla  $\tau$  en el origen (donde la cohesión es igual a cero), delimita la región de planos de falla que son reactivados por el tensor de esfuerzos analizado; a esta línea se le denomina línea de criterio de falla con cohesión cero.

Los puntos que se ubican por fuera de la región delimitada por la envolvente de Mohr y la línea de criterio de falla con cohesión cero, se encuentran dentro de un dominio estable; esto indica que estos planos no se deslizan bajo el campo de esfuerzos o régimen tectónico representado, por tanto estas fallas serán incompatibles con el tensor de esfuerzos calculado.

**Figura 23.** Circulo de Mohr con la línea de criterio de falla con cohesión cero dividiendo el dominio de facturas reactivadas.



**Fuente:** Burg (2012). Adaptado por los autores.

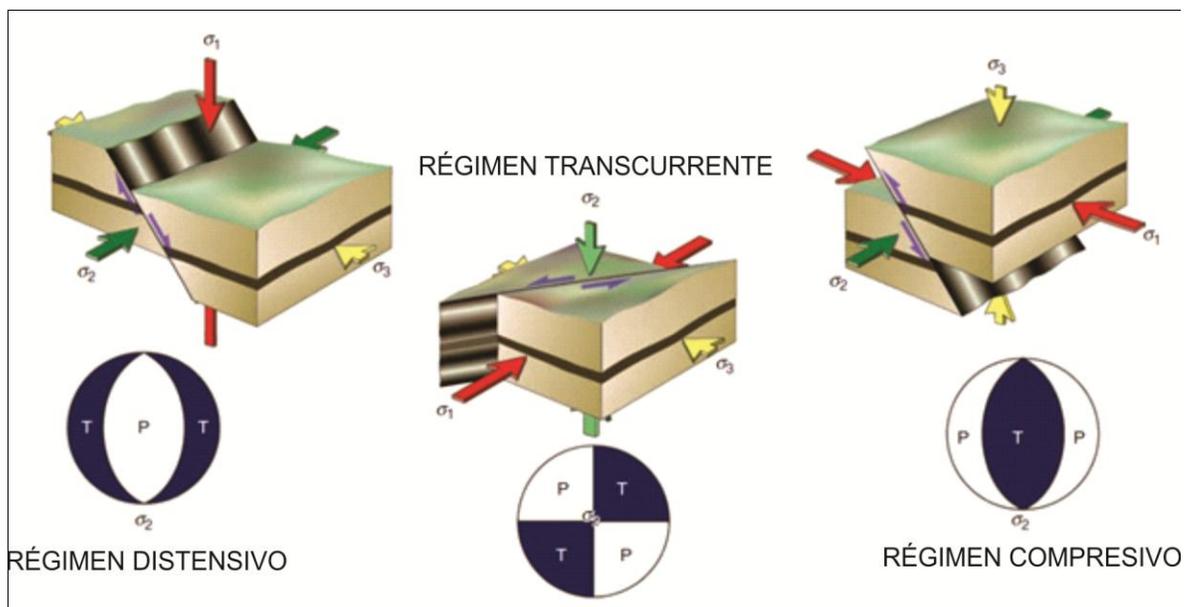
### 3.4. TEORIA DE FRACTURACION DE ANDERSON

Para realizar el análisis dinámico de una estructura deformada, es necesario tener en cuenta la orientación de los esfuerzos que dieron lugar a la deformación. Existe una teoría que explica la posición de los esfuerzos durante el fallamiento en superficie: La Teoría de Fracturación de Anderson. Esta teoría se basa en un comportamiento tipo Coulomb, donde define la dinámica de las fallas de acuerdo a la posición de los esfuerzos principales (Figura 24):

- Para una falla Normal el  $\sigma_1$  es vertical y el  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  son horizontales.
- Para una falla inversa el  $\sigma_3$  es vertical y el  $\sigma_1$  y  $\sigma_2$  son horizontales.
- Para una falla de Rumbo el  $\sigma_2$  es vertical y el  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  son horizontales.

Esta teoría también define que las fallas se forman en dos familias conjugadas; además, define el ángulo de buzamiento con respecto al esfuerzo máximo, donde las fallas de rumbo serán verticales, mientras que las fallas normales tendrán un ángulo de inclinación mayor al de las fallas inversas (Martínez, 2002-2003).

**Figura 24.** Representación de los tres principales tipos de fallas mostrando la relación espacial con los esfuerzos y sus respectivos mecanismos focales. En los cuales la tensión está representada por el color azul y la compresión por el color blanco.



**Fuente:** Fossen (2010). Adaptada por los autores.

Se asume también que el ángulo agudo entre las fallas conjugadas es intersectado justo en la bisectriz por el esfuerzo principal mayor ( $\sigma_1$ ) y si el campo de la

envolvente es una línea  $\tan \varphi$ , entonces el ángulo entre  $\sigma_1$  y cada plano de falla ( $\theta$ ) cumple:

$$\theta = 45^\circ - \frac{\varphi}{2}$$

Por tanto la máxima inclinación de las fallas inversas es menor a  $45^\circ$  ( $\sim 30^\circ$ ) y la mínima inclinación de las fallas normales es  $45^\circ$  ( $\sim 60^\circ$ ).

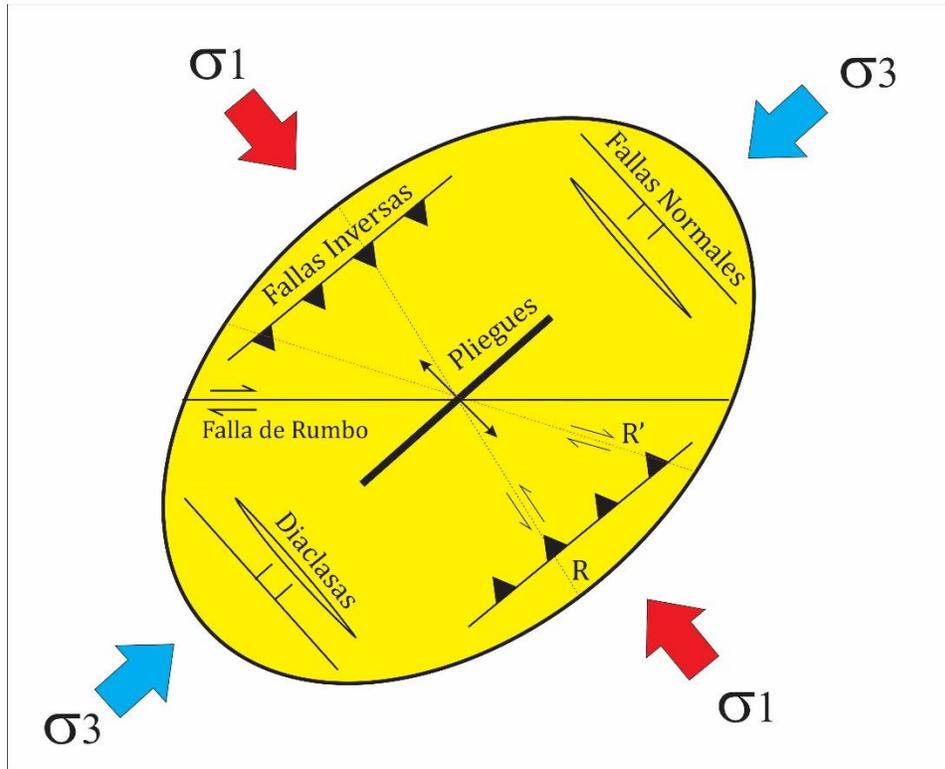
### **Elipse de deformación**

Una elipse es creada por deformación homogénea de un círculo, donde las líneas paralelas al eje mayor de la elipse coinciden con la dirección de máximo estiramiento, mientras que las líneas paralelas al eje menor de la elipse coinciden con la dirección de mínimo estiramiento.

Los ejes mayor y menor de la elipse de deformación son conocidos como los ejes principales de estiramiento. El eje principal mayor representa la magnitud y dirección del máximo estiramiento finito. El eje principal menor representa la magnitud y dirección del mínimo estiramiento finito. Los ejes finitos de estiramiento son mutuamente perpendiculares y paralelos a las direcciones de máxima y mínima extensión de un cuerpo deformado; de hecho, los ejes principales son las únicas líneas perpendiculares en un cuerpo distorsionado que también fueron perpendiculares antes de la deformación.

A partir de esta elipse, se realiza la ubicación de los esfuerzos con respecto a los ejes de estiramiento, donde el  $\sigma_1$  coincide con el eje menor (mínimo estiramiento) y el  $\sigma_3$  coincide con el eje mayor. También se pueden ubicar distintas estructuras dentro de la elipse, de manera que coincidan con los esfuerzos graficados (Figura 25).

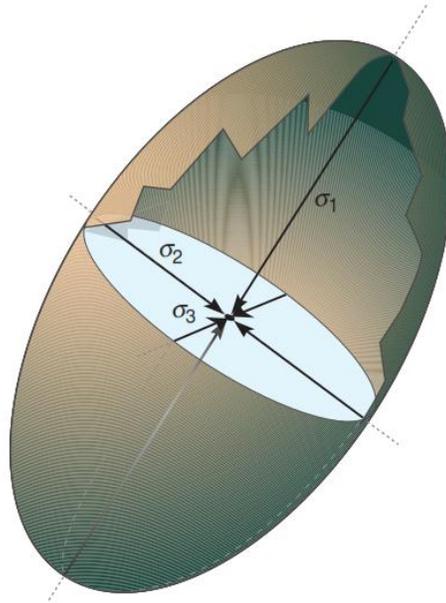
**Figura 25.** Elipse de deformación con los esfuerzos  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  coincidiendo con los ejes de mínimo y máximo estiramiento respectivamente. Se resalta la disposición espacial en forma paralela de estructuras como fallas normales y diaclasas con  $\sigma_1$  y en forma perpendicular de fallas inversas y pliegues con el mismo.



**Fuente:** Rosello (2001). Adaptada por los autores.

Como la deformación ocurre en tres dimensiones, también se estipula un elipsoide de deformación, donde se considera el  $\sigma_2$  paralelo al eje intermedio; a esto se le denomina elipsoide de esfuerzos (Figura 26).

**Figura 26.** Elipsoide de esfuerzos. El eje mayor del elipsoide coincide con el esfuerzo principal máximo  $\sigma_1$  y el eje menor con el esfuerzo principal mínimo  $\sigma_3$ .  $\sigma_2$  se ubica en el eje intermedio del elipsoide.



**Fuente:** Fossen (2010).

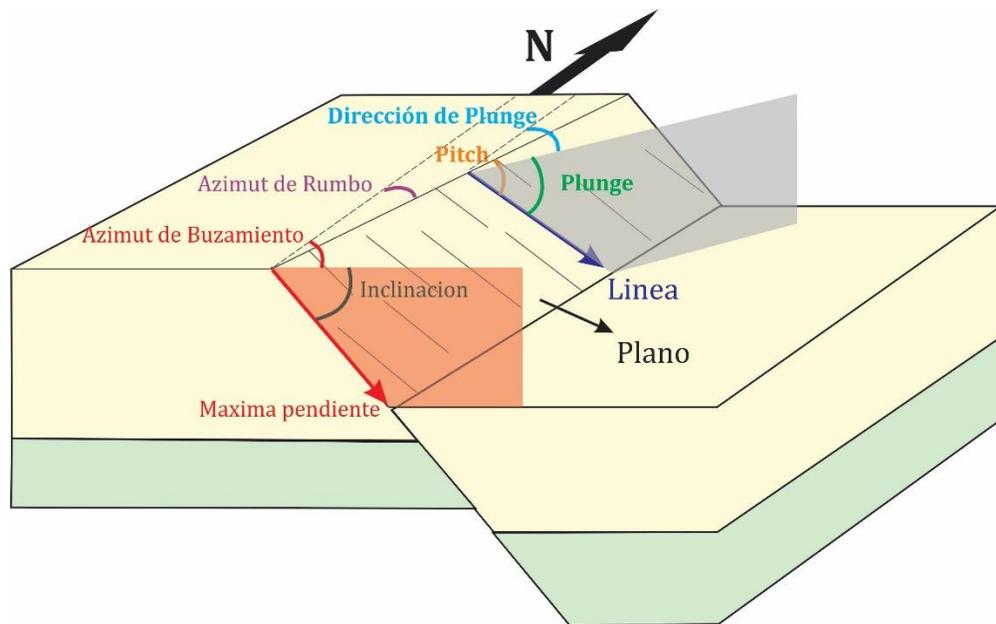
### **3.5.DETERMINACION DE TENSORES DE ESFUERZOS MEDIANTE DATOS POBLACIONALES DE FALLA**

Existen diferentes métodos para definir los tensores de esfuerzos, que mejor se relacionan a los datos de las manifestaciones recolectadas; para este caso corresponden a los datos de planos estriados. Estos datos pueden ser ploteados en algún software especializado en el análisis estructural. En general los datos requeridos para este análisis corresponden tanto a datos planares como lineales (Figura 27), los cuales se explican a continuación:

### Datos del plano:

- **Azimet de Rumbo:** Corresponde al ángulo formado entre una línea horizontal contenida en el plano y el norte geográfico.
- **Azimet de Buzamiento:** Es el ángulo que forma la proyección horizontal de la línea de máxima pendiente del plano con el norte geográfico.
- **Inclinación:** Se define como el ángulo en la vertical entre una línea horizontal y el plano.

**Figura 27.** Esquema de un plano de falla estriado mostrando los datos necesarios para un análisis estructural con la ayuda de un software.



### Datos de la línea (estría):

- **Plunge (ángulo de cabeceo):** Es el ángulo que forma la línea con su proyección en la horizontal, el cual es medido en el plano vertical que contiene a la línea y a su proyección.

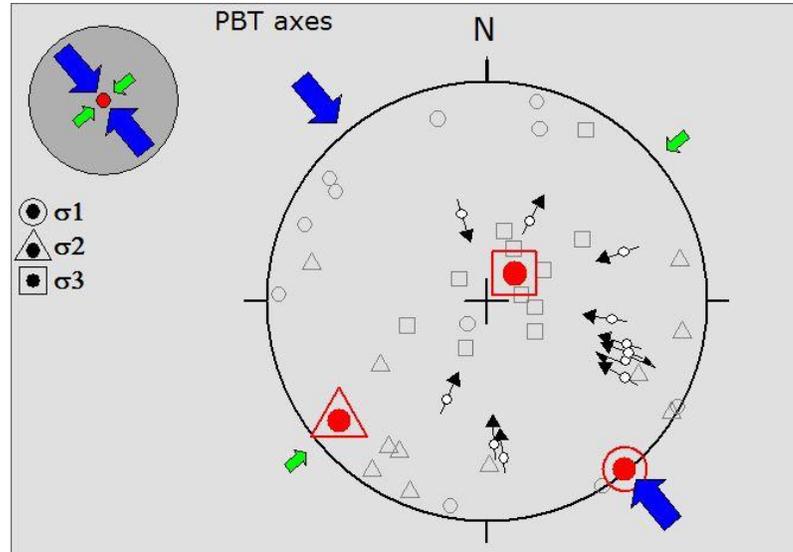
- **Dirección de plunge:** Corresponde al ángulo de dirección entre la horizontal del plano vertical que contiene la línea de estría con el norte.
- **Pitch (cabeceo):** Es el ángulo entre la línea y la dirección del plano inclinado que la contiene; este es medido sobre el plano inclinado.
- **Dirección del Pitch:** Es la dirección hacia donde cabecea o apunta la línea de pitch, el cual corresponde a uno de los dos cuadrantes de la línea de rumbo.

Estos datos son los que ayudan a definir la dirección de los tensores de esfuerzos relacionados con la deformación que se está midiendo. Para ello mediante el uso del software Win-Tensor 5.0.7, se generaron distintos gráficos que indican las direcciones de los esfuerzos mediante diferentes métodos descritos a continuación:

**Método PBT:** Este método es descrito por Turner (1953), el cual calcula para cada plano de falla un eje de compresión (P), un eje de extensión (T) y el eje intermedio (B). Está basado en la determinación del plano de movimiento (plano estriado), el cual contiene la línea de movimiento (estría de falla) y el polo del plano, siendo así perpendicular a este. Para el plano de falla, se asume que contiene el tensor de mayor presión (P) y tensión (T) a 90° del eje de presión y el tensor intermedio (B) se ubica cercano o en el polo del plano de movimiento (Figura 28).

Los tensores de Presión y de Tensión se asumen que son equivalentes a los esfuerzos máximo y mínimo compresivos ( $\sigma_1$  y  $\sigma_3$ ), respectivamente. Por último, en el caso donde se plotean datos poblacionales de falla (cuatro o más datos necesarios), el método determina los tensores de esfuerzo para cada plano de falla y estadísticamente arroja un tensor promedio de todos los datos, de manera que haya coherencia analizando los datos en conjunto.

**Figura 28.** Ejes PBT obtenidos a partir del procesamiento de datos con el software Win-Tensor 5.0.7

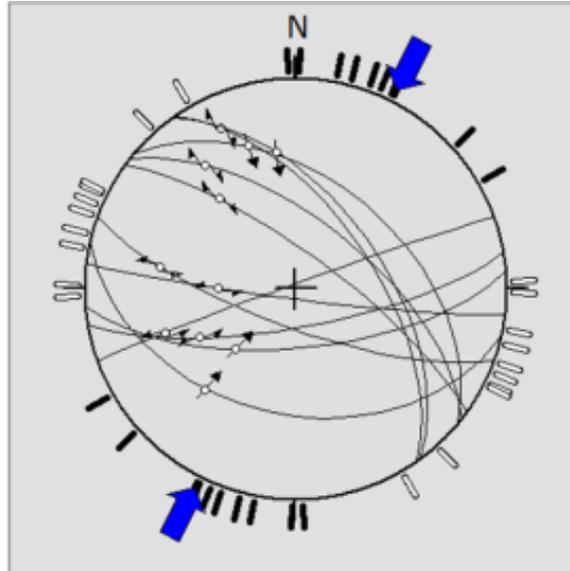


**Método de Diedros Rectos:** Este análisis se basa en limitar para cada plano de falla, las zonas del espacio compatibles en compresión y distensión, superponiendo estos campos en una proyección estereográfica. El procedimiento parte del trazo de un plano auxiliar perpendicular a la estría de deslizamiento, la región entorno a una falla queda dividida en cuatro diedros rectos. El esfuerzo principal ( $\sigma_1$ ) queda contenido en los diedros de compresión y el menor ( $\sigma_3$ ) en los diedros de distensión, los cuales son diferenciados por colores según cada software (Figura 29).

La superposición de los diedros de distensión y de compresión de todas las fallas de una población, definirá la orientación más probable de  $\sigma_1$  y  $\sigma_3$  respectivamente (Casas *et al.*, 1990).

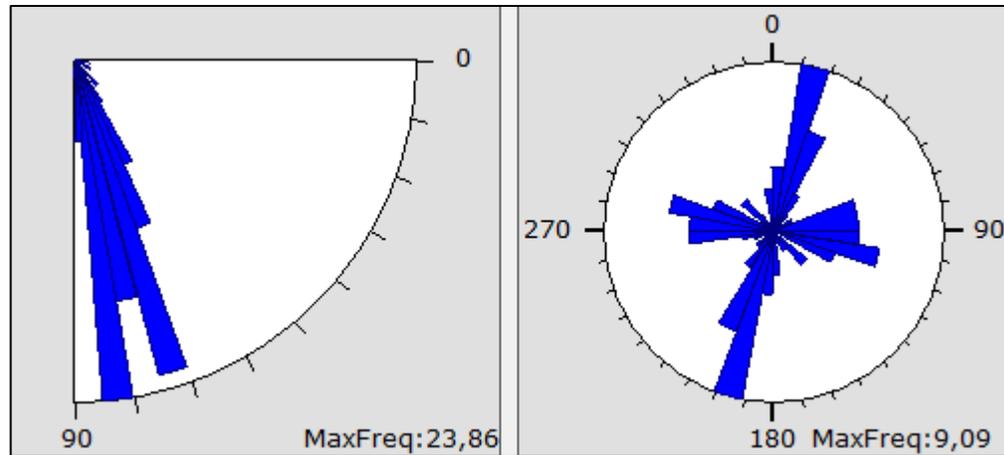


**Figura 30.** Diagrama de Angelier mostrando una dirección de esfuerzos NE-SW, mediante el método de ejes PBT.



**Diagrama de Rosas:** Es un diagrama sencillo para visualizar las direcciones de los rumbos generales de estructuras tabulares (diques, vetas) y de planos tectónicos (diaclasas, fallas). Se puede describir este diagrama como un histograma de forma redonda, lo que significa que los rangos de rumbo se ubican al margen del círculo desde arriba (Norte o 0°) hacia abajo (Sur o 180°) en sentido horario. La cantidad de los datos con respecto a un rango se encuentra en el eje desde el centro (como 0%) hacia al margen (como 100%). Solamente es necesario calcular la mitad de los rangos (el medio círculo) porque el rumbo es un elemento bidireccional y automáticamente cubre el rango opuesto es decir el rango de diferencia de 180° (lado opuesto) se marca igualmente (Figura 31).

**Figura 31.** Ilustración de diagrama rosa mostrando las principales tendencias de los datos trabajados.

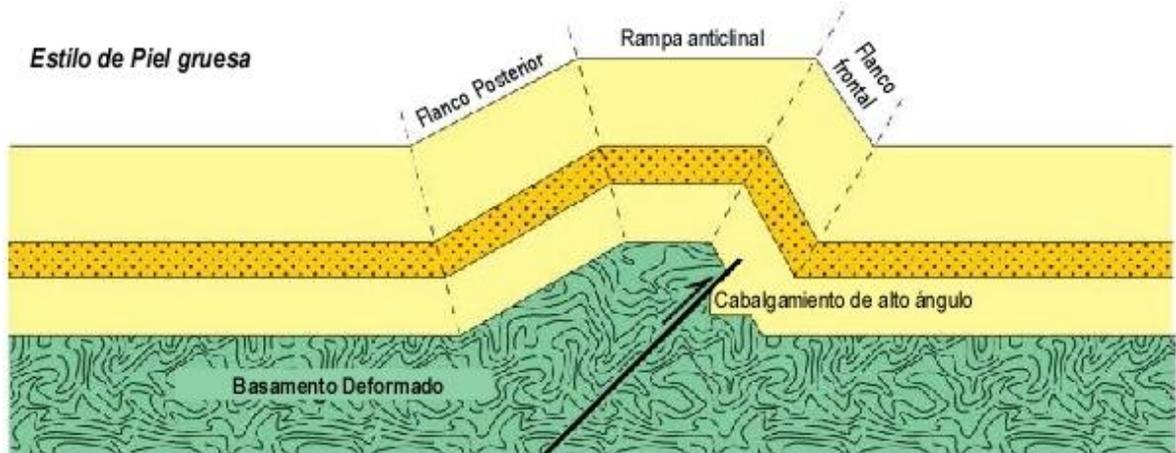


### 3.6. ESTILOS ESTRUCTURALES

Dos grandes estilos de deformación se reconocen en zonas afectadas por tectónica de cabalgamientos, el estilo de descamación de piel delgada y el estilo de descamación de piel gruesa, cada uno con características mencionadas a continuación:

**Estilo de piel gruesa:** se da en regiones de cinturones orogénicos en donde el basamento cristalino se encuentra deformado (Figura 32). Este estilo de deformación es controlado por cabalgamientos con despegues profundos y ángulos altos (Burg, 2013).

**Figura 32.** Esquema del estilo estructural de piel gruesa. Se resalta el cabalgamiento de alto ángulo con despegue profundo.



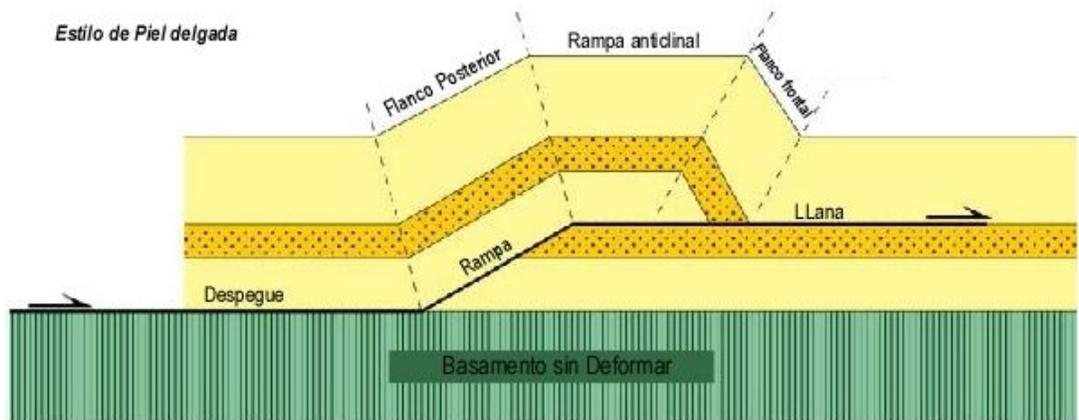
**Fuente:** Burg (2013). Adaptado por los autores.

**Estilo de piel delgada:** el basamento cristalino no se ve afectado en él. La deformación se desarrolla en la cobertera sedimentaria, evidenciada en conjuntos de pliegues y fallas (Figura 33), las cuales se desprenden de despegues generados a lo largo de horizontes en unidades incompetentes (shale, evaporitas). Una de sus principales características es la geometría que desarrolla la falla con zonas de rampa donde son cortadas las unidades competentes, y zonas de llana donde se desliza por unidades blandas o incompetentes (Burg, 2013).

### **Zonas de transferencia**

Se define como la zona donde el desplazamiento es transferido de una falla a otra (Dahlstrom, 1970). Estas zonas pueden ser generadas por una superposición en echelon (*echelon overlap*) de fallas de cabalgamiento o por fallas de transferencia (*tear faults*) paralelas a la dirección de transporte tectónico.

**Figura 33.** Ilustración del estilo estructural de piel delgada resaltando la geometría de rampas y llanas de la falla.



**Fuente:** Burg (2013). Adaptada por los autores.

### **Falla de transferencia**

Es una falla paralela a la dirección de transporte tectónico, con un ángulo de inclinación casi vertical, la cual divide el bloque asociado al cabalgamiento en dos (Figura 34), donde cada parte presenta desplazamientos diferentes (McClay, 1999).

**Figura 34.** Falla de transferencia con movimiento sinistral.



**Fuente:** McClay (1999). Adaptada por los autores

## **4. METODOLOGIA**

Para llevar a cabo este trabajo de investigación se plantean cinco fases, donde se desarrollan una serie de actividades, para cumplir de manera efectiva los objetivos planteados al inicio del proyecto. Dichas fases son descritas a continuación:

### **4.1. FASE PRELIMINAR**

Durante esta fase se realizó la identificación del problema, la recopilación bibliográfica correspondiente a los trabajos realizados en la zona de estudio o cerca de esta; tales como tesis de grado, planchas geológicas, informes técnicos, artículos científicos y libros, con el fin de profundizar y adquirir nuevos conceptos claves para el desarrollo del proyecto. Se realizó una primera salida a campo, con el fin de hacer un reconocimiento de la zona y así mismo delimitar el área de trabajo. Durante este tiempo se tuvo el acompañamiento del director del proyecto, para la definición de la metodología de campo.

### **4.2. FASE DE FOTOINTERPRETACIÓN**

Se utilizaron un total de 20 fotografías aéreas para la identificación de lineamientos, litologías, contactos y datos de inclinaciones aparentes, estructuras y puntos de interés para profundizar en ellos durante fases siguientes.

### **4.3. FASE DE CAMPO**

Esta fase consistió en la recolección de datos estructurales correspondientes a planos de diaclasas, planos estriados, fracturas riedel y antiriedel, inclinaciones aparentes, etc. Material fotográfico y análisis geomorfológico. También se realizó un control de

las unidades aflorantes y sus contactos en la zona, mediante la recolección y descripción de muestras, junto con la toma de datos de estratificación. El desarrollo de cada estación se hizo en base a la presencia de indicadores cinemáticos, donde se medía el rumbo y buzamiento del plano, el *pitch*, dirección del *plunge* y *plunge* de la estría; luego se realizaba el análisis sobre la cinemática del movimiento con ayuda de las fracturas riedel y antiriedel (Figura 35).

**Figura 35.** Plano estriado en la Formación Girón, ubicado en la estación FN-10.



Además de esto, se controló el fracturamiento observado en el afloramiento mediante la toma de datos de rumbo y buzamiento de los planos de diaclasas por el método de “scanline” (Figura 36), el cual consiste en la recopilación de datos del total de fracturas que se cruzan en la línea de escaneo (línea imaginaria ya sea horizontal o vertical); esto permite una medición rápida de las características de fractura en campo (Sacerdote y Hudson, 1981; Priest, 1993; Bons *et al.*, 2004 en Conny Zeeb *et al.*, 2013).

**Figura 36.** Línea de escaneo (discontinua en color rojo) de fracturas para areniscas cuarzo-feldespáticas de la Formación Girón, en la estación FN-06.



Los puntos de control se realizaban para hacer control litológico (continuidad de las formaciones), toma de panorámicas e identificación de las principales geofomas y procesos morfodinámicos adicionales a los encontrados en las estaciones realizadas (Ver Anexo C. Mapa de estaciones).

#### **4.4. FASE DE TRATAMIENTO Y ANÁLISIS DE LOS DATOS**

Esta fase fue dividida en cuatro subfases, desarrolladas en forma secuencial, para facilitar el análisis e interpretación de los resultados obtenidos en cada una de estas.

##### **4.4.1. Procesamiento de los datos**

Para el tratamiento de los datos tanto de estrías como de diaclasas, se usó el programa Win Tensor 5.0.7, este es un software libre desarrollado por XXX en el año 20xx.

#### **4.4.1.1. Estrías de falla**

Se ingresaron datos de rumbo y buzamiento del plano de falla, *pitch* y *trend* de la estría, el sentido del movimiento y el grado de visibilidad de la línea en el plano, en el software para generar los diagramas de ejes de PBT, mecanismo focal, Angelier y Círculo de Mohr, con los cuales se determinó la dirección del esfuerzo que generó la deformación, el sentido de movimiento de los bloques adyacentes al plano de falla y las fallas neoformadas y reactivadas, respectivamente.

#### **4.4.1.2 Diaclasas**

Se ingresaron los datos al software de rumbo e inclinación de cada fractura, seguido a esto se generó el diagrama de rosa, con el fin de observar las direcciones predominantes de los planos de diaclasas. Además, se generaron graficas por el método de Diedros rectos, para comparar y así mismo definir las direcciones de los esfuerzo principales.

#### **4.4.2 Realización de mapas**

Durante esta etapa se realizó un mapa de estaciones y luego un mapa geológico, en el que se ajustaron los contactos entre las formaciones, en cumplimiento con las reglas de la "V". Se actualizo la red de drenaje de acuerdo a la escala 1:10.000, mediante el uso de un DEM de resolución de 12.5 m, a partir de imágenes del sensor de radar (en banda L) denominado PALSAR ALOS 1 de la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial, correspondientes al año 2009. Se definió el trazo principal de la falla y sus lineamientos asociados, con el uso de la fotointerpretación. Para la generación del mapa geológico final y el mapa de estaciones se usó el software ArcGis 10.3.

#### **4.4.3 Realización de Cortes**

Se realizaron tres cortes geológicos a lo largo de la zona de estudio con el fin de mostrar los rasgos más destacados de las principales estructuras encontradas; para ello se utilizaron los datos de estratificación recolectados durante la fase de campo, los cuales se ubicaron en el mapa geológico, lo que permitió un mejor modelamiento de las estructuras.

#### **4.4.4 Análisis del procesamiento**

Se interpolaron los gráficos arrojados por el software Win-Tensor 5.0.7, con su respectiva ubicación en el mapa elaborado para la zona de estudio, con el fin de relacionar los resultados obtenidos con las estructuras aledañas a su ubicación y dar respuesta a las inquietudes planteadas al inicio del proyecto. Además, se establecieron las relaciones geomorfológicas existentes con las fallas y estructuras cartografiadas, mediante la interpretación de lo observado en campo, para determinar la influencia que tienen dichas estructuras en los procesos morfodinámicos identificados y en la configuración del relieve que actualmente se observa.

#### **4.5 FASE DE ELABORACIÓN DEL INFORME FINAL**

En esta última fase se elabora el informe técnico escrito, en el cual incluye los resultados de la investigación y los respectivos análisis que se realizaron, como el análisis cinemático, la definición del estilo estructural de la falla, la determinación del tensor local de esfuerzos, los cortes geológicos y mapas, las relaciones de las estructuras con el relieve y su influencia en los procesos erosivos que actualmente tienen lugar en el área. También se presentan las conclusiones del trabajo y recomendaciones para futuras investigaciones.

***Nota: A partir de este capítulo se exponen los resultados del trabajo.***

## **5. GEOMORFOLOGIA**

Como se ha mencionado en capítulos anteriores, la zona de estudio presenta tres rasgos morfológicos característicos: La Serranía de los Cobardes, la Mesa de El Hato y el cañón del río Suárez. Asociados a estos, se encuentran rasgos geomorfológicos menores identificados con ayuda de la fotointerpretación y vistos más a detalle durante las fases de campo.

La red de drenaje, la tectónica y el clima son los factores que principalmente controlan tanto los procesos de erosión, como los procesos agradacionales que se han presentado en la zona de estudio. Identificando el tipo de proceso y su intensidad, puede entenderse la conformación de las geoformas; es por esto que en este capítulo se definen tanto las unidades geomorfológicas encontradas como los procesos morfodinámicos que predominan en la zona de estudio.

### **5.1. UNIDADES GEOMORFOLOGICAS**

En la zona de estudio se identificaron un total de once tipos de geoformas principales, las cuales son descritas a continuación:

#### **5.1.1. Escarpes**

Esta expresión morfológica del terreno se caracteriza por tener pendientes superiores a los 40°, de forma recta o en algunos casos convexos. Son producto de la erosión diferencial de la roca, tanto por acción eólica como fluvial; se encuentran hacia el sector central y este de la zona de estudio y están constituidos por las Formaciones Girón (Jg), Arcabuco (Jar) y Tablazo (Kit), principalmente.

### 5.1.2. Mesas

La mesa es una morfología que requiere la presencia de capas duras en el techo, en este caso dichas capas corresponden a los niveles arenosos de la Formación Simití (Kis), aunque constituyen un relieve residual debido a la erosión (Figura 37). La mesa más representativa corresponde a la Mesa de El Hato, hacia el sur de la zona; aunque se presentan algunas mesas de menor extensión hacia el norte.

**Figura 37.** Panorámica sobre la vía Galán-San Isidro, donde se presentan escarpes asociados a la Formación Girón (estratificación en línea punteada), sobre estos se observan laderas estructurales y hacia el fondo una mesa local (línea blanca continua), donde se ubica una antena de telecomunicaciones del municipio de Galán.



### 5.1.3. Laderas

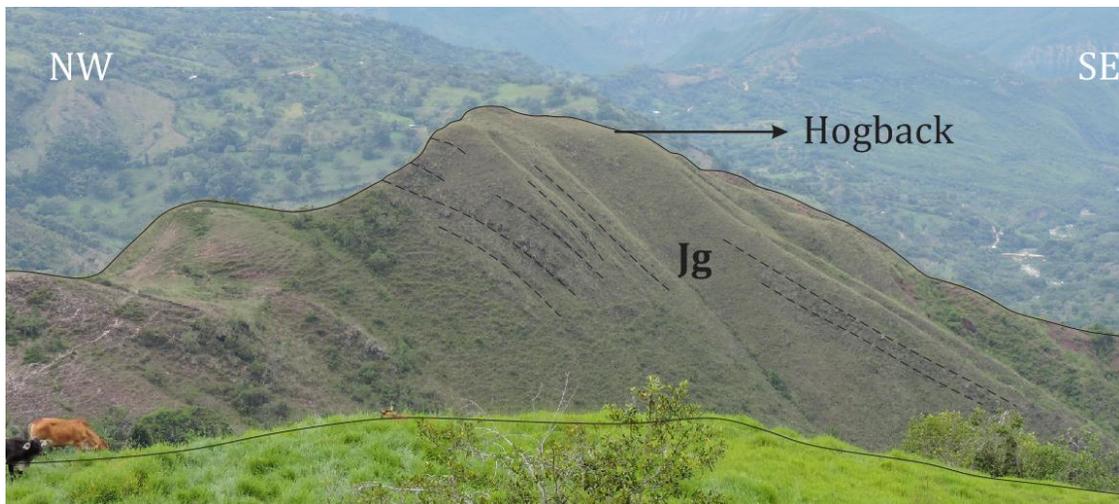
En la zona de estudio se presentan laderas denudacionales, constituidas por los depósitos de derrubio, a ambos márgenes del río Suárez. Además se presentan laderas estructurales, las cuales se caracterizan por tener capas con buzamiento en el mismo

sentido de la pendiente. Se identificaron este tipo de formas a lo largo de la Serranía de Los Cobardes, donde los estratos corresponden a la Formación Girón (Jg); hacia el sector norte se observaron algunas de estas estructuras, donde las capas pertenecen a la Formación Paja (Kip) y Rosablanca (Kis).

#### **5.1.4. Hogback**

Esta geoforma corresponde a un tipo de cuesta que se define por la inclinación de las capas, ya que estas deben tener una inclinación entre los 30 y 70°, en este caso las capas corresponden a los niveles arenosos de la Formación Girón (Jg), con una inclinación aparente de 40° (Figura 38).

**Figura 38.** Hogback al margen derecho de la vía Galán- Hoya Negra. Las líneas discontinuas muestran la estratificación.

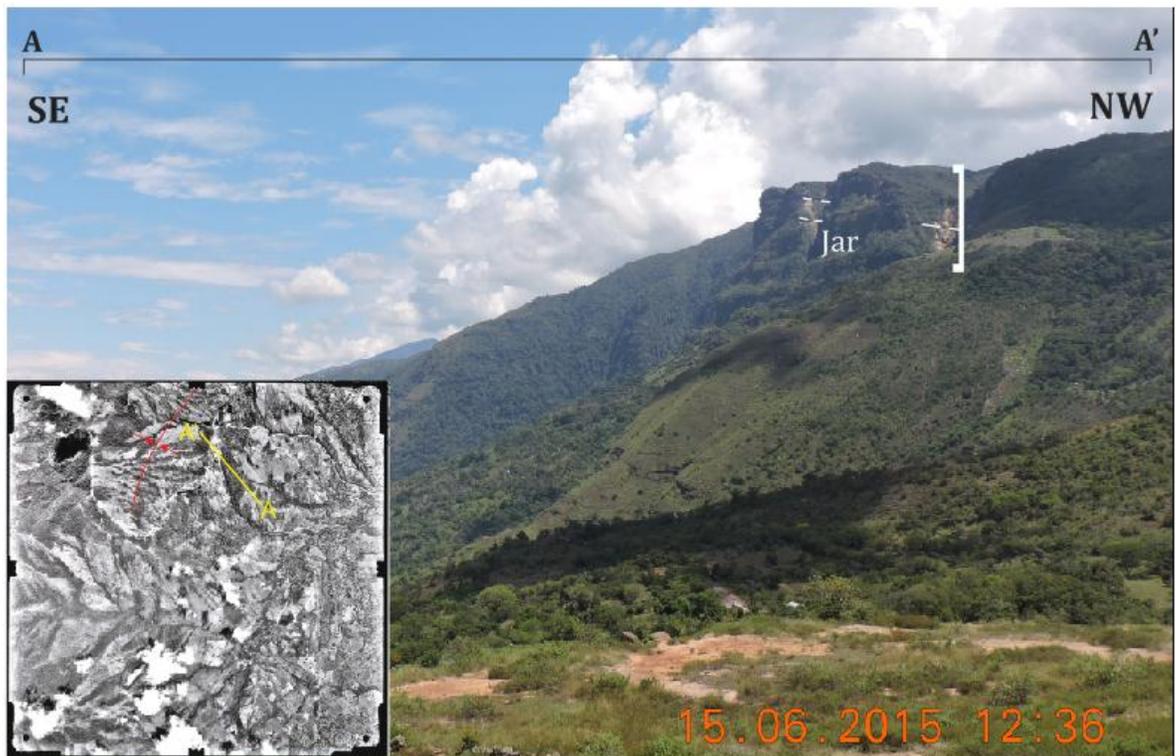


#### **5.1.5. Sinclinal colgado**

Esta estructura se encuentra en la parte central de la zona de estudio, en el que el eje del pliegue coincide con la cúspide del Cerro la Luchata, el cual se encuentra al oeste

del casco urbano del municipio de Galán. Esta estructura define en esta área un relieve invertido, influenciado por la tectónica local y la erosión diferencial asociada su generación (Figura 39). El núcleo del sinclinal está conformado por la Formación Arcabuco; mientras que la Formación Girón constituye los flancos de la estructura.

**Figura 39.** Panorámica del Cerro la Luchata, donde se observan las capas de areniscas pertenecientes a la Formación Arcabuco (Jar), las cuales están formando una estructura sinclinal.



#### 5.1.6. Valle sinclinal

Este valle se forma a partir de la acomodación de las capas de la Formación Rosablanca (Kir), que conforman una estructura sinclinal suave, cuyo eje coincide con

la dirección del cauce de un drenaje secundario intermitente (Figura 40), hacia el oeste del corregimiento de La Fuente.

**Figura 40.** Valle sinclinal cuyo eje coincide con el curso de un drenaje intermitente que desemboca en la quebrada Pao o Pao. Las líneas punteadas resaltan la estratificación de las capas de la Formación Rosablanca (Kir).



### 5.1.7. Cima anticlinal

Esta morfología corresponde a un relieve conforme o congruente, donde la estructura anticlinal, coincide con la cima de una montaña. En este caso la charnela del anticlinal coincide con la cima de la Serranía de los Cobardes. En la zona de estudio solo es observable su flanco oriental, conformado por capas de la Formación Girón (Jg), principalmente; con una inclinación que varía de 30-55° (Figura 41). Sin embargo, estas capas se encuentran replegadas, formando pliegues de menor extensión; así mismo se observó este tipo de geofoma, hacia el oeste del corregimiento de la Fuente, con estratos de la Formación Rosablanca (Kir).

**Figura 41.** Flanco Oriental del Anticlinal de los Cobardes; este coincide con la zona de mayor elevación en el área de estudio. Se observa claramente la estratificación de la Formación Girón (Jg) demarcada con la línea punteada blanca.



#### 5.1.8. Cuesta

Estas morfologías se caracterizan por tener buzamientos suaves, máximo de 10° de inclinación en las capas. Están conformadas por los estratos más competentes, los cuales corresponden a capas de las Formaciones Tablazo (Kit) y Rosablanca (Kir) generando escarpes al frente de la cuesta (Figura 42), mientras que la ladera opuesta generalmente está conformada por niveles de la Formación Simití (Kis).

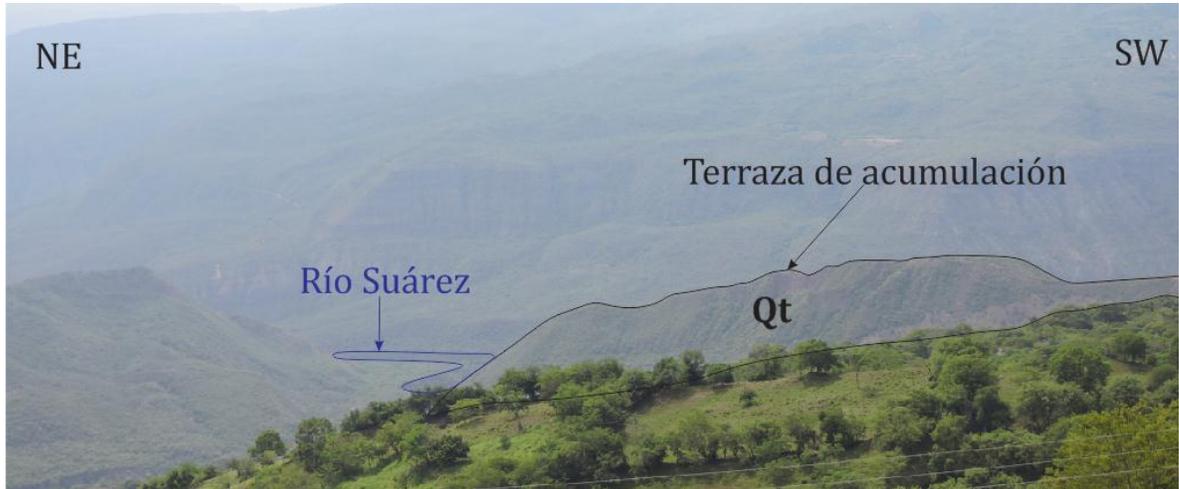
**Figura 42.** Cuesta sobre el bloque yacente, conformado por capas de las Formaciones Tablazo (Kit) y Simití (Kis). Se resalta la estratificación de las capas con la línea punteada y la geoforma total con la línea continua.



### **5.1.9. Terrazas de Acumulación**

Los depósitos a los cuales están asociadas estas morfologías corresponden principalmente a sedimentos aluviales del río Suárez (Figura 43) y las quebradas Chibirití y Pao o Pao, los cuales son los drenajes con mayor caudal en la zona, y por tanto tienen mayor capacidad de transporte de sedimentos. Estas georformas presentan poca pendiente, son suavemente onduladas, algunas alargadas y paralelas al cauce del río.

**Figura 43.** Depósito de terraza aluvial (Qt), sobre el margen derecho del río Suárez, hacia el suroeste del corregimiento de La Fuente.



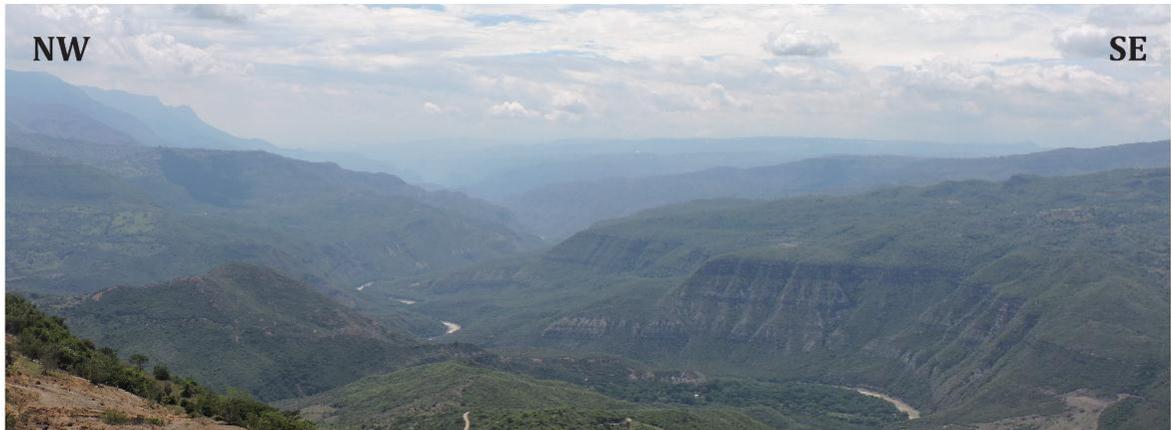
#### **5.1.10. Cuña por compresión**

Es un rasgo morfológico identificado hacia el sur de la zona de estudio, de forma alargada y se puede definir como la forma que expresa las condiciones compresivas en este sector. Esta cuña genera un levantamiento del relieve asemejándose a un lomo, el cual fue observado gracias a la fotointerpretación.

#### **5.1.11. Cañón del río Suárez**

Aunque el curso del río Suárez es el límite hacia el este de la zona de estudio, es uno de los rasgos morfológicos más característicos del área. El cauce del río presenta una orientación NE-SW (Figura 44) hasta el corregimiento de La Fuente, donde a partir de ahí, se abre más hacia el este.

**Figura 44.** Cañón del río Suárez, se observan los escarpes que forman las capas de la Formación Tablazo al este del río.



Los datos de estratificación correspondientes a las capas de las Formaciones Rosablanca y Paja para ambos márgenes del río Suárez, muestran buzamientos contrarios, por lo que definen una estructura anticlinal suave, donde la charnela se ha visto afectada directamente por la erosión causada por el río Suárez; por tanto se puede definir otra unidad geomorfológica característica de un relieve invertido donde una estructura anticlinal coincide con un bajo topográfico, denominada Valle anticlinal.

## **5.2. MORFODINAMICA**

Los procesos morfodinámicos corresponden a una serie de acciones, donde los agentes morfogenéticos son capaces de modelar el relieve. La denudación y la erosión son los procesos morfodinámicos predominantes en la zona de estudio, los cuales son los responsables del modelamiento y degradación del terreno. Estos procesos y sus

resultados se definen en base a la clasificación de Varnés (1978), los cuales son explicados a continuación:

### 5.2.1. Deslizamiento traslacional

En este tipo de deslizamiento ocurre un desplazamiento de la masa a lo largo de una superficie plana u ondulada, asociadas a planos de fallas. Este tipo de movimiento, abarca mayoritariamente el área que cubre la Formación Girón (Figura 45).

**Figura 45.** Deslizamientos traslacionales al margen izquierdo de la quebrada La Vega.

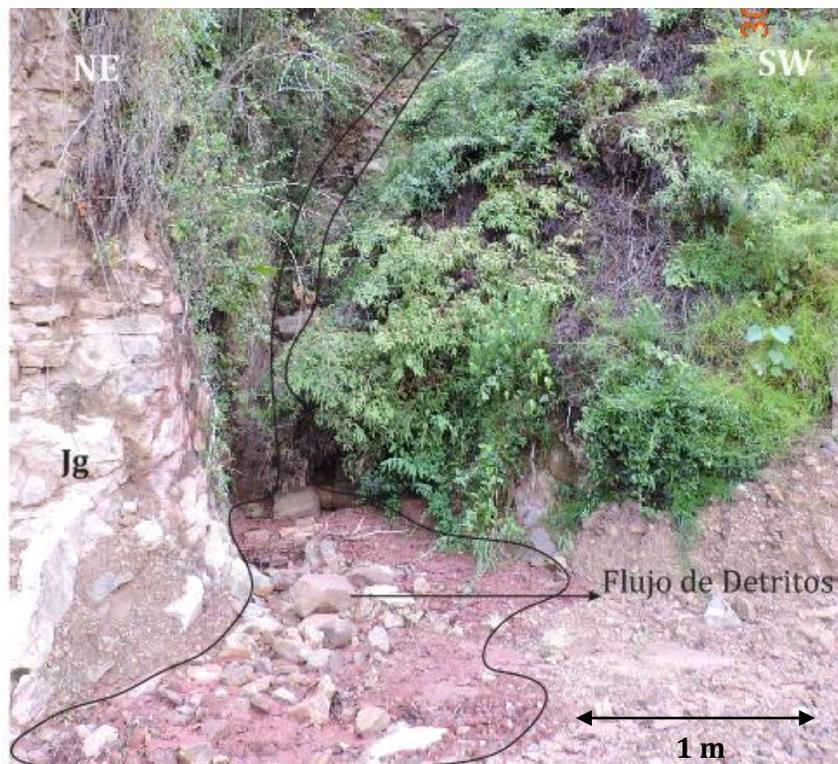


### 5.2.2. Flujo de detritos

Es un flujo rápido de detritos saturados, que transcurre principalmente confinado a lo largo de un cauce con pendiente pronunciada. Este tipo de flujo se compone de

material meteorizado, suelo bien definido, que en la zona de estudio fue identificado sobre la Formación Girón, en la vía que comunica al municipio de El Hato con la Vereda Primavera (Figura 46).

**Figura 46.** Flujo de detritos sobre el margen derecho de la vía El Hato-Primavera, los detritos corresponden a sedimento lodoso y algunos bloques de areniscas de la Formación Girón (Jg).



### 5.2.3.      **Avalancha de detritos**

En este caso los detritos no fluyen a lo largo de un canal, ya que este movimiento se genera a partir de un deslizamiento superficial que a medida que se desplaza, sufre una distorsión interna considerable y finalmente adopta la condición de flujo (Figura 47).

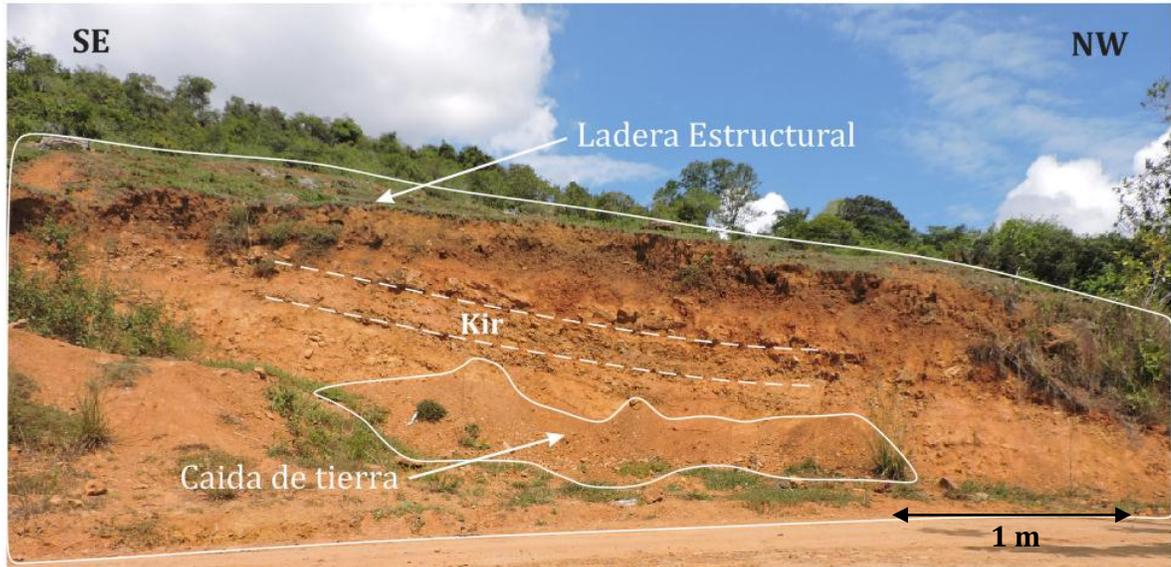
**Figura 47.** Avalancha de detritos de tonos rojizos, compuesta por arenas y lodos y algunos bloques desprendidos de la Formación Girón (Jg); sobre la vía El Hato-Primavera.



#### 5.2.4. Caída de Tierras

Este tipo de movimiento en masa ocurre cuando el suelo se desprende de una ladera, sin que sobre esta superficie ocurra un desplazamiento apreciable. Se observa principalmente sobre los depósitos recientes (Figura 48), cerca de los drenajes principales y en suelo de la Formación Rosablanca (Kir).

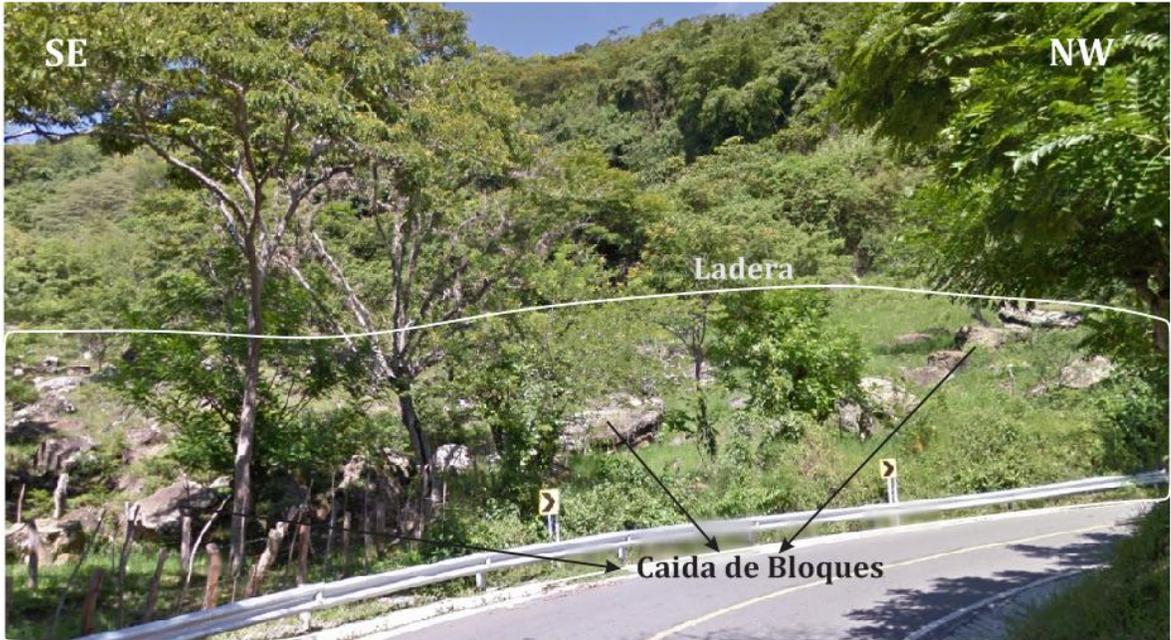
**Figura 48.** Caída de tierra de una ladera estructural conformada por capas de la Formación Rosablanca (Kir), altamente meteorizada. La estratificación se resalta con líneas punteadas de color blanco.



### 5.2.5. Caída de roca

La caída de roca es un movimiento que se define como el desprendimiento de bloques de roca de una ladera o escarpe. En la zona se identificó este tipo de movimiento sobre las vías principales de El Palmar- El Hato (Figura 49), El Hato-Galán, Galán-El Palmar y las vías que comunican los municipios de Galán con la vereda San Isidro y El Hato con la vereda Hoya Negra y Primavera. Estos movimientos incluyen los niveles competentes de las Formaciones Girón (Jg), Rosablanca (Kir) y Tablazo (Kit).

**Figura 49.** Caída de rocas sobre la ladera, al margen izquierdo de la vía El Palmar-El Hato. Los bloques corresponden a los niveles más competentes (calizas) de la Formación Tablazo (Kit).



## **6. RESULTADOS CARTOGRÁFICOS Y ESTRUCTURALES**

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos durante las fases de campo y oficina, dentro de los cuales se encuentra el control cartográfico realizado, mapa geológico de la zona de estudio, modelamiento de las unidades litológicas y estructuras presentes, por medio de la realización de tres cortes geológicos; además del análisis y procesamiento de los datos estructurales recolectados, y su relación con las estructuras locales.

### **6.1. MAPA GEOLOGICO**

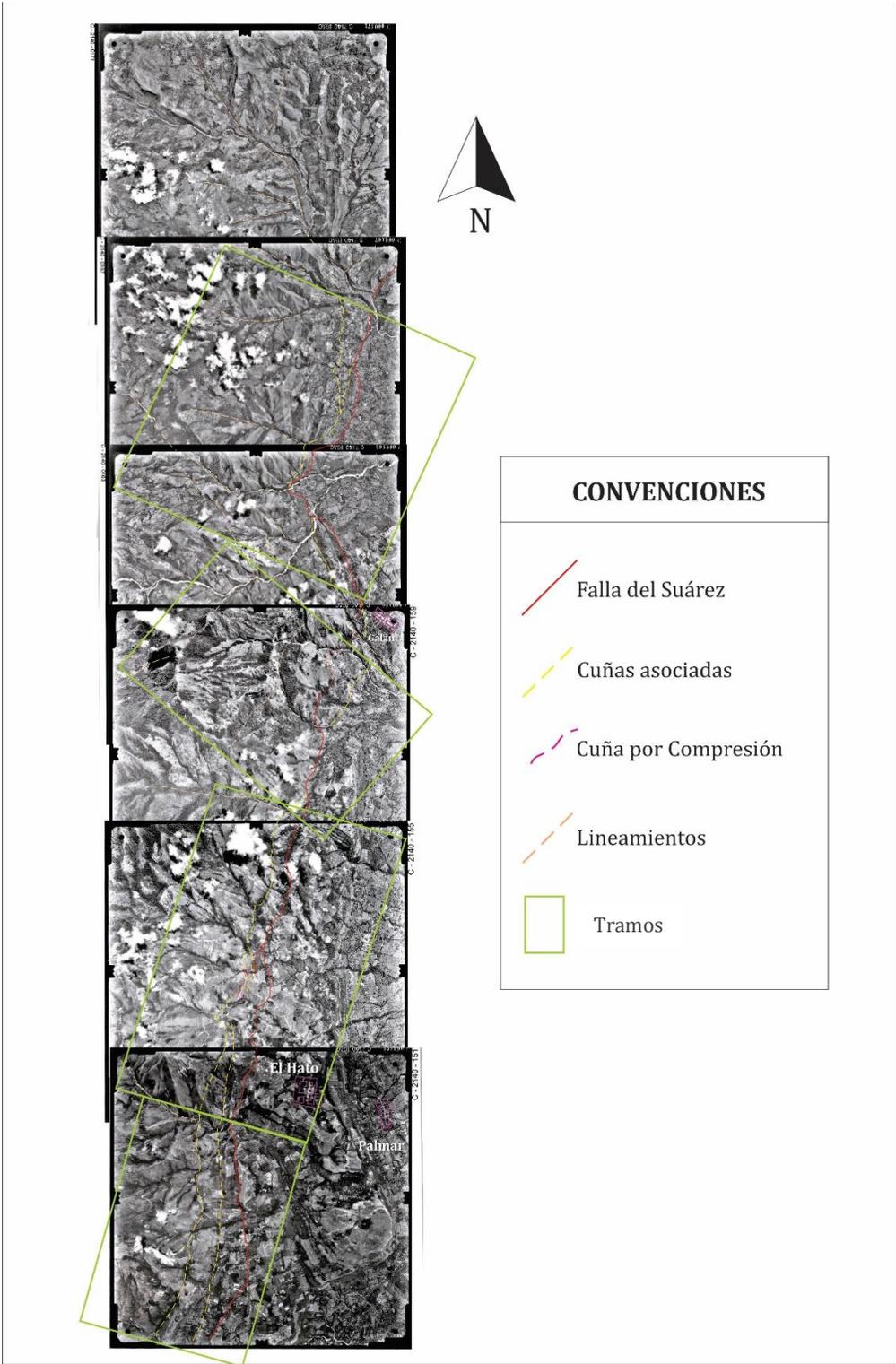
#### **6.1.1. Trazo de la falla y planos asociados**

Para el análisis de lineamientos en el área de estudio se utilizaron fotografías aéreas correspondientes al vuelo C-2140 del IGAC, que van desde la fotografía 0144 a la 0173; cuya interpretación se hizo, mediante el uso del estereoscopio de espejos y de bolsillo. Además, se identificaron los lineamientos en un DEM de 12.5 m de resolución, variando la dirección del foco de luz y dejando invariable la altura, esto mediante la ayuda del software Global Mapper 16; donde se tomaron direcciones de iluminación tanto paralelas como perpendiculares a las estructuras cartografiadas, para así resaltar los lineamientos. Los resultados obtenidos se presentan a continuación:

##### **6.1.1.1. Fotointerpretación**

En este análisis, se trazó detalladamente el plano de falla principal correspondiente a la Falla del Suárez y algunos planos asociados que generan cuñas a lo largo del trazo principal (Figura 50), donde la interpretación contempló toda el área deformada correspondiente al bloque colgante y parte del bloque yacente.

Figura 50. Fotografías aéreas interpretadas.



Se encontraron lineamientos con dirección NW-SE, cerca a ser perpendicular al trazo principal. Estos últimos trazos limitan los cambios de comportamiento de los planos asociados a la falla principal. Se encontraron un total de cuatro tramos, los cuales son descritos a continuación:

El primer tramo se define al sur del municipio de El Hato, donde el límite norte lo define el lineamiento sobre la quebrada La Vega. Aunque propiamente no hace parte de la zona de estudio (por lo que no se le asigna un nombre), aquí se puede notar que las cuñas se encuentran sobre el bloque colgante, paralelas al plano principal.

**Tramo A:** El límite sur corresponde a la quebrada La Vega, mientras que el límite norte de este tramo, se encuentra sobre la quebrada Bitoca. Este se caracteriza por dos aspectos: la presencia de un lomo de falla, generado por los planos asociados al trazo principal; el segundo aspecto es el cambio que sufre el trazo de los planos asociados a la falla, ya que son discontinuos, y se acuñan hacia el norte.

**Tramo B:** Este se encuentra limitado por la quebrada Bitoca hacia el sur, y el lineamiento paralelo a la quebrada La Huerta. Este tramo se caracteriza por la localización de las cuñas asociadas al plano principal, ya que pasan al bloque yacente. También se encuentran lineamientos semiparalelos al plano principal, a cada lado de los flancos de una estructura sinclinal.

**Tramo C:** Este último tramo limita al sur con la quebrada La Huerta (Lineamiento) hacia el sur del municipio de Galán y con la quebrada de Pao o Pao al norte, cerca del corregimiento de La Fuente. En este tramo las cuñas asociadas al plano principal vuelven a localizarse sobre el bloque colgante, además de algunos lineamientos con una dirección W-E, aproximadamente.

#### **6.1.1.2. Análisis del DEM**

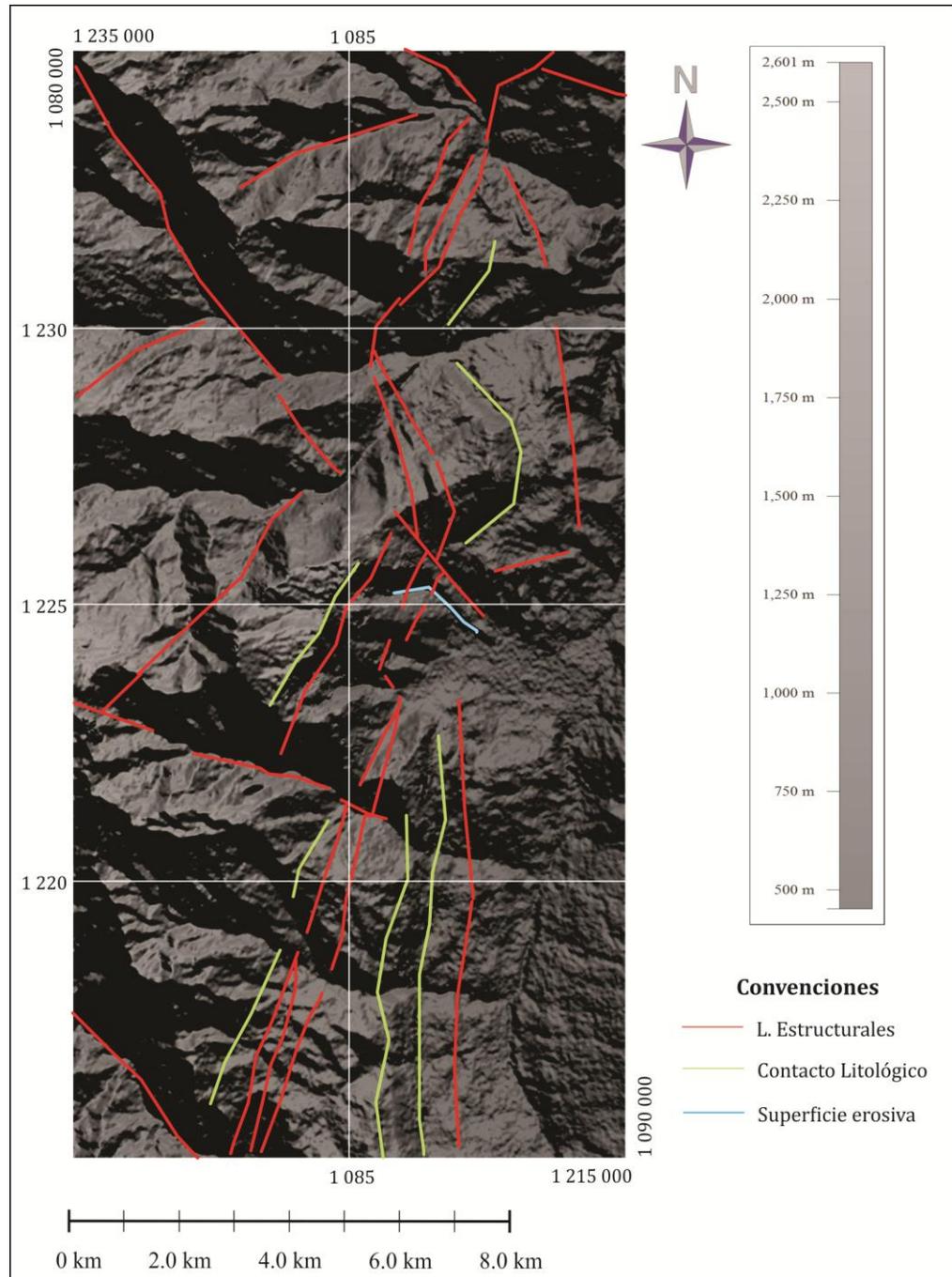
En este análisis se encontraron tres direcciones de lineamientos principales donde el más marcado presenta una dirección NE-SW, el cual coincide con las trazas de la Falla del Suárez y sus respectivas cuñas asociadas, vistas en la fotointerpretación. Algunos lineamientos corresponden a depresiones del relieve, contactos litológicos o superficies erosivas, además de los lineamientos estructurales (Figura 51), cotejando los resultados obtenidos durante la fotointerpretación y la fase de campo.

La dirección de lineamientos NW-SE, casi perpendiculares a los lineamientos principales, se encuentran directamente relacionados con los drenajes que desembocan desde el oeste en el río Suárez, tales como las quebradas la Vega y Bitoca, además de las quebradas Vigueche y Pao o Pao.

Por último se identifican algunos lineamientos en dirección ENE-WSW, estos se observan hacia el norte del área, y se encuentran relacionados a las desviaciones de drenajes intermitentes; hacia el este de la zona de estudio se observa algunos lineamientos que corresponden a contactos litológicos marcados por la diferencia de pendiente que cada unidad genera, para este caso corresponden a las Formaciones Paja y Tablazo.

Relacionando de manera directa los lineamientos encontrados mediante la fotointerpretación y el análisis del DEM, se obtuvo los lineamientos estructurales para generar el mapa geológico final (Anexo A).

**Figura 51.** Lineamientos correspondientes a contactos litológicos, erosión y estructuras en el área de estudio a partir de la interpretación del DEM.



### 6.1.2. Control cartográfico

Se realizó un control cartográfico de las unidades litológicas, durante las fases de fotointerpretación y de campo, con el fin de verificar y redefinir contactos litológicos a lo largo de la zona de estudio, para una escala 1:10.000, tomando como base la plancha 135 de San Gil (Figura 52); también se verificó el trazo y la vergencia de algunas estructuras.

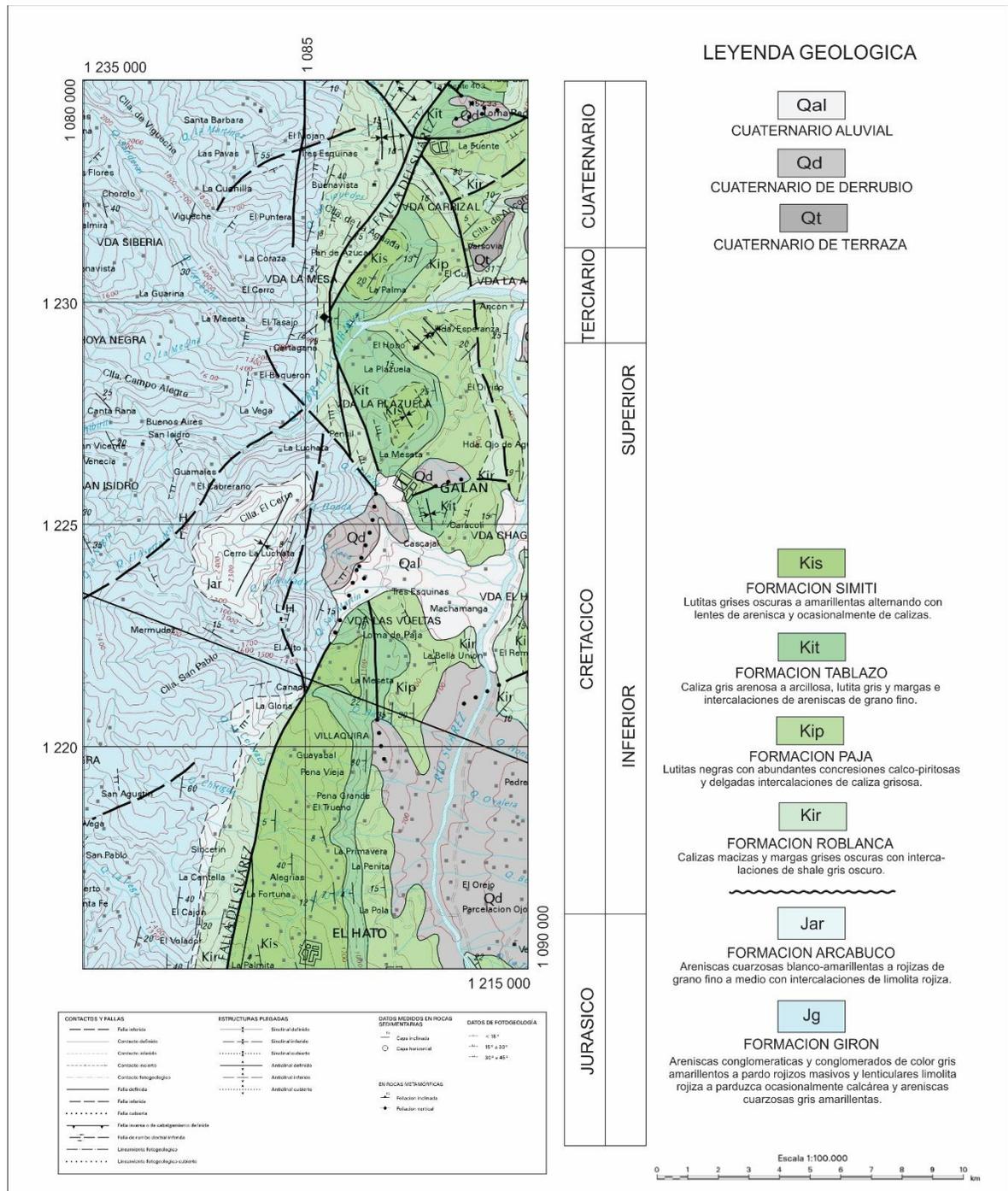
La Formación Arcabuco hacia el sector sur no aflora; aunque la densa vegetación que presenta esta zona, hace escasos los afloramientos; tampoco se observó alguna característica morfológica típica de las areniscas bien cementadas que conforman esta unidad. Además, se modificaron los contactos entre las Formaciones Rosablanca (Kir) y Girón (Jg), así como también entre las Formaciones Rosablanca (Kir), Tablazo (Kit) y Simití (Kis). Por último se agregaron al mapa depósitos cuaternarios, correspondientes a depósitos aluviales, terrazas y de derrubios, vistos tanto en la fase de campo como de fotointerpretación.

El contacto entre las Formaciones Girón (Jg) y Rosablanca (Jg) no es claro, al presentar rumbos e inclinaciones similares, según los datos de estratificación recolectados y vistas panorámicas durante la fase de campo.

Las estructuras anticlinales y sinclinales cartografiados sobre las mesas y cuevas en este sector no se encontraron en su totalidad, tanto en las observaciones de campo, como en la fotointerpretación; solo se definió una estructura sinclinal suave sobre la mesa localizada en la vía Galán-San Isidro (Figura 53).

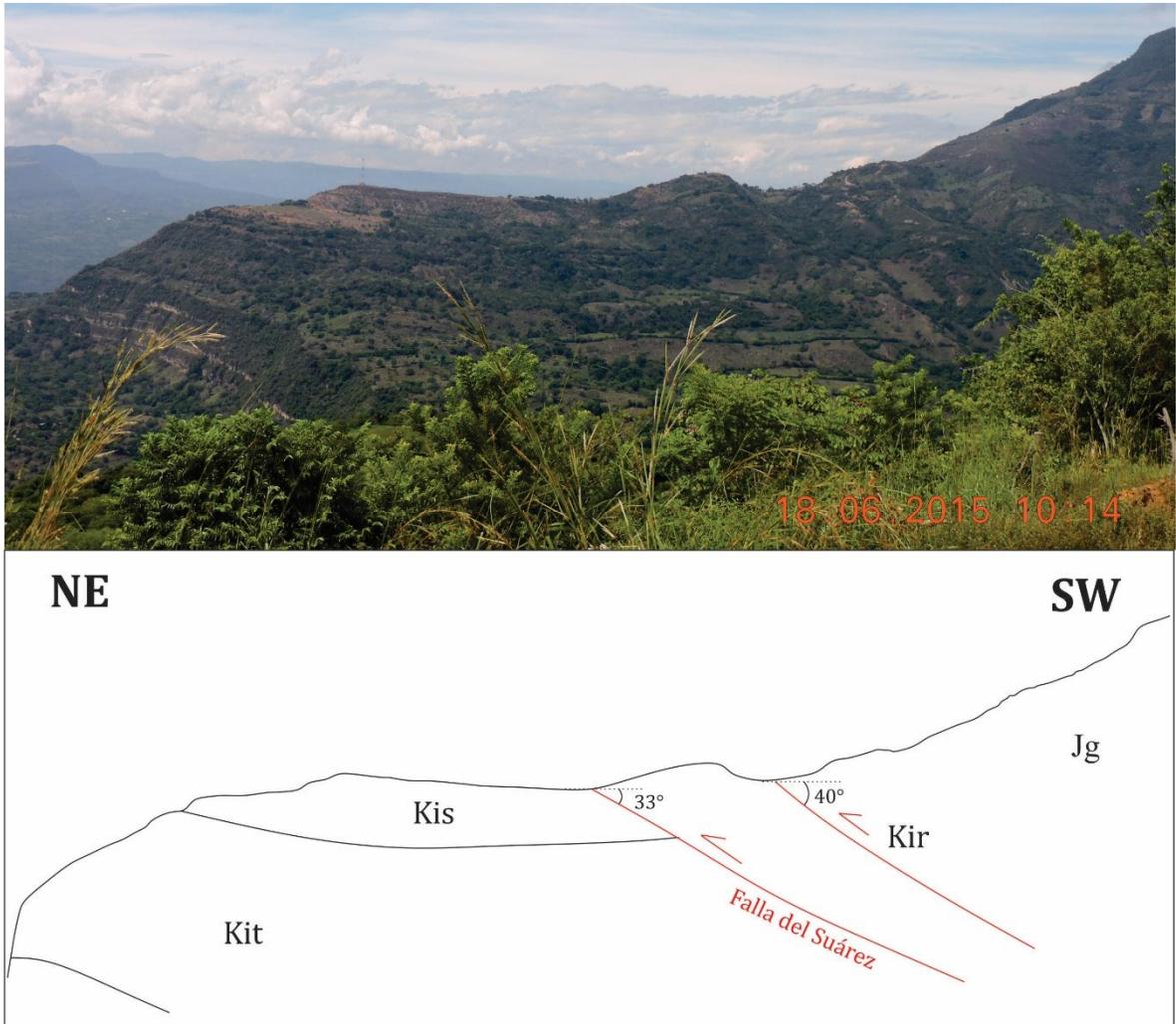
Las vergencias de las estructuras se definieron a partir de la observación en campo, donde se definieron algunos planos de falla y sus respectivas inclinaciones (Figuras 53 y 54); esto hacia el norte de la zona de estudio, dentro del Tramo C.

**Figura 52.** Segmento del mapa geológico de la plancha 135 San Gil.

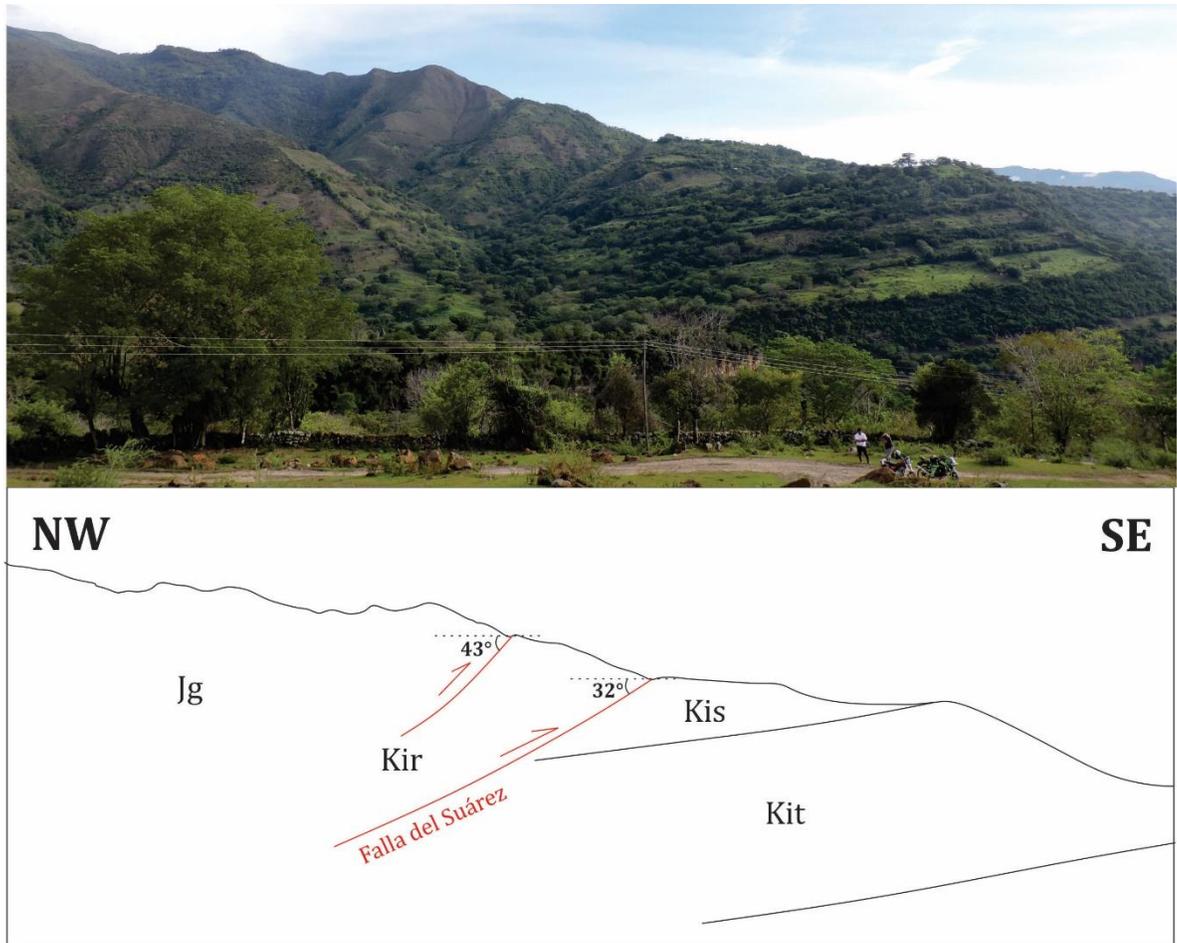


**Fuente:** Pulido (1985). Adaptada por los autores.

**Figura 53.** Panorámica en dirección NE-SW, donde se observan los planos de la Falla de Suárez y una de sus cuñas, además se aprecia una estructura sinclinal suave formada por las capas de las Formaciones Simití (Kis) y Tablazo (Kit). El contacto entre las Formaciones Giron (Jg) y Rosablanca (Kir) no es claro.

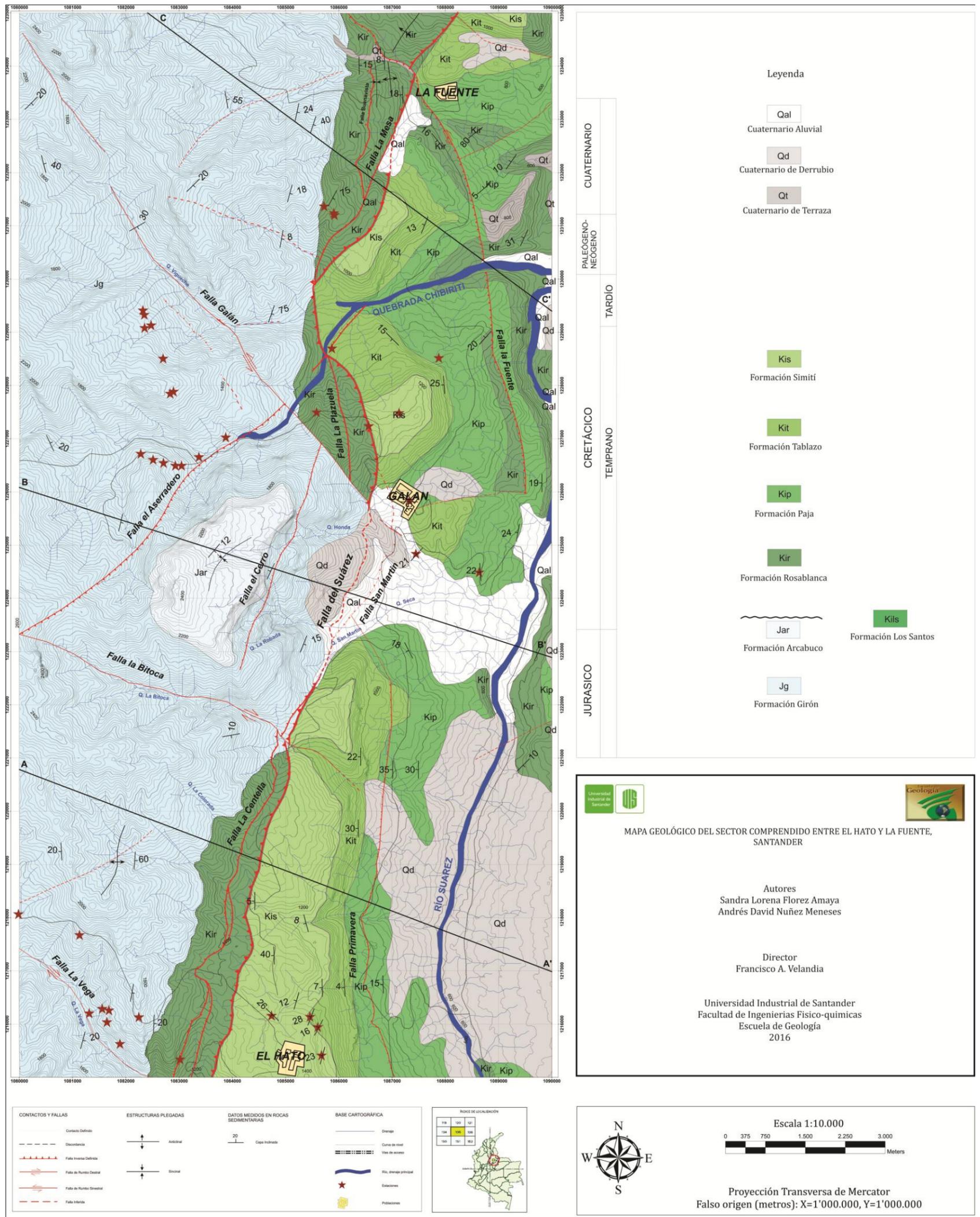


**Figura 54.** Panorámica en dirección NW-SE, donde se observa como las capas de la Formación Tablazo (Kit) son intersectadas por la Falla del Suárez. El contacto entre las Formaciones Girón (Jg) y Rosablanca (Kir) no logra apreciarse con claridad, debido a que las capas presentan rumbos e inclinaciones similares; sin embargo este contacto fue definido por diferencia litológica.



Con todas las observaciones realizadas, se generó el mapa geológico a escala 1:10.000 de la zona de estudio (Figura 55), donde se observan los nuevos contactos entre las unidades aflorantes, la vergencia de las estructuras, los depósitos cuaternarios agregados y los lineamientos asociados.

Figura 55. Mapa Geológico de la zona de estudio, donde se muestran las líneas de los cortes geológicos A-A', B-B' y C-C'. (Anexo A)





## Fallas longitudinales

Estas fallas se encuentran distribuidas en toda la zona de estudio, con un rumbo cercano al NNE-SSW, donde la mayoría presenta una vergencia hacia el E. A continuación se describen dichas fallas de oeste a este:

- **Falla El Aserradero:** Se localiza sobre el flanco este del Anticlinal de Los Cobardes, al oeste del municipio de Galán, con una longitud de 6,5 km, aproximadamente. Es una falla inversa con una inclinación superior a los 45°, con rumbo de N50°E, buzamiento hacia el SE y una vergencia hacia el NW.
- **Falla El Cerro:** Es una falla inversa con rumbo de N21°E, buzamiento hacia el NW y vergencia hacia el SE, con bajo ángulo de inclinación y una longitud de 5.3 km, aproximadamente. Esta falla limita el sinclinal del Cerro hacia el este, y se define como un retrocabalgamiento derivado de la Falla El Aserradero, que afecta la secuencia jurásica de la Formación Girón y la Formación Arcabuco.
- **Sistema de fallas del Suárez:** El trazo principal se define como una falla inversa con una inclinación de 32° hacia el NW, con un rumbo de N13°E, aunque este cambia hacia el norte de la zona, donde el rumbo es de N30°E. A este trazo se asocian una serie de cuñas con inclinaciones de 40°, con la misma vergencia que el trazo principal. Como se ha descrito anteriormente, para los tramos A y C, se observan una serie de planos asociados al trazo principal, en forma de cuñas sobre el bloque colgante (Fallas La Centella, La Plazuela, La Mesa y Buenavista), las cuales se definen como imbricaciones a escala local de la falla principal; mientras que para el tramo B estas cuñas se presentan en el bloque yacente (Fallas San Martín), lo que define un *shortcut* asociado a la Falla del Suárez; en este mismo tramo las fallas son cortadas y desplazadas por la Falla Galán (transversal).

- **Falla La Fuente:** Esta falla se presenta al este de la zona de estudio, como una falla inversa, con rumbo de N10°W y vergencia hacia el este. Esta falla repite la secuencia de la Formación Rosablanca (Kir); es definida como una falla de despegue, donde su geometría asocia zonas de llanas con niveles de shale, mientras que las rampas rompen las capas de caliza de la Formación Rosablanca.
- **Falla La Primavera:** Esta falla se presenta al este de la zona de estudio, como una falla inversa, con rumbo de N03°E y vergencia hacia el este. Esta falla repite la secuencia de la Formación Paja al sur de la zona de estudio.

#### 6.1.3.1. Fallas Transversales

Este tipo de fallas se encuentran asociadas principalmente al anticlinal de Los Cobardes, donde cortan perpendicularmente al eje de la estructura. A continuación se describen de sur a norte las fallas definidas en la zona de estudio.

- **Falla La Vega:** Se localiza en el límite sur de la zona de estudio; es una falla de tipo dextral con componente inverso, con rumbo N50°W y vergencia al SW. Esta falla se define por los planos estriados que se presentan en las estaciones FN-03 y FN-04.
- **Falla La Bitoca:** Se localiza al suroeste del municipio de Galán. Esta falla presenta un movimiento dextral y controla el cauce de la quebrada La Bitoca, con rumbo de N77°W.

- **Falla Galán:** Esta falla se localiza al oeste del municipio de Galán, controlando los cauces de las quebradas Banderas, Vigueche y la Huerta. Es una falla de rumbo, con movimiento de tipo sinistral, con orientación de N37°W; la cual afecta tanto la secuencia jurásica como cretácica. Por último esta falla corta y traslada el trazo de la Falla del Suárez.

Sobre la secuencia cretácica al este de la zona de estudio, se presentan pequeñas fallas transversales que afectan principalmente a las Formaciones Paja y Tablazo, a las cuales se asocia un movimiento inverso, con algo de movimiento en rumbo (dextral), de acuerdo al análisis de fracturas.

#### **6.1.3.2. Pliegues**

Se encontraron pliegues menores dentro de las Formaciones Girón, Rosablanca y Paja, los cuales tienen sus ejes orientados en sentido N-S a NNE-SSW. Los pliegues encontrados se encuentran asociados a la estructura del Anticlinal de Los Cobardes (Figura 57), lo que redefine esta estructura como un anticlinorio.

- **Sinclinal el Cerro:** Es una estructura asimétrica, orientada N26°E, con el flanco oeste más inclinado, conformado por las Formaciones Girón y Arcabuco; limitado por la Falla el Aserradero al oeste, Bitoca al sur, El Cerro al este y la Falla Galán al norte.

**Figura 57.** Pliegue anticlinal en la Formación Girón, en el flanco oriental del Anticlinal de Los Cobardes.



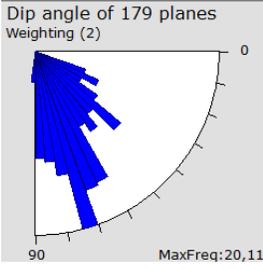
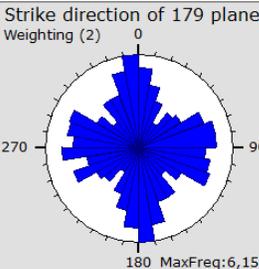
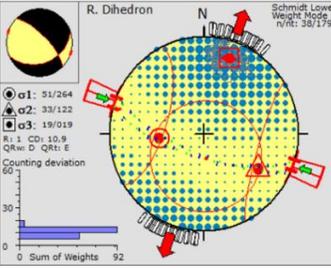
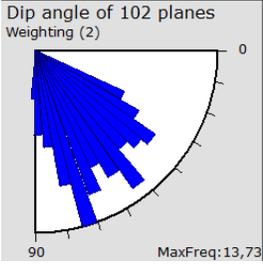
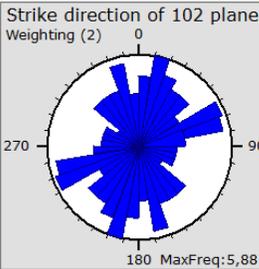
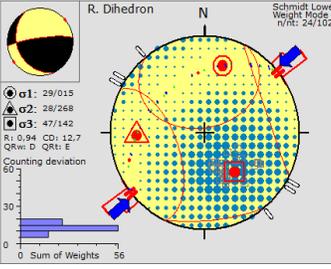
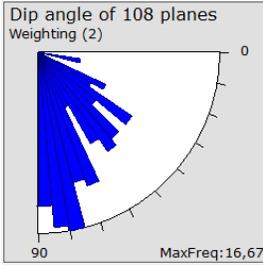
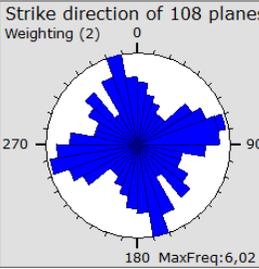
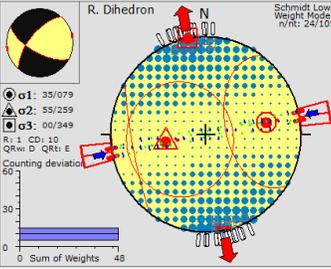
## **6.2. PROCESAMIENTO DE DATOS DE FRACTURAS**

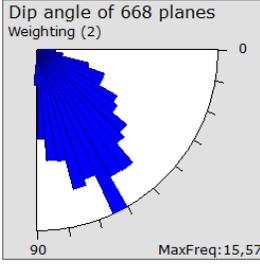
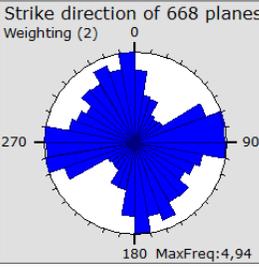
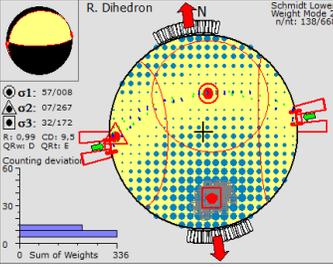
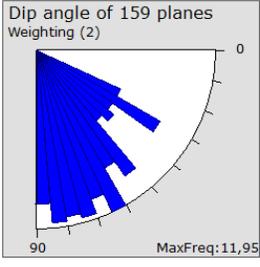
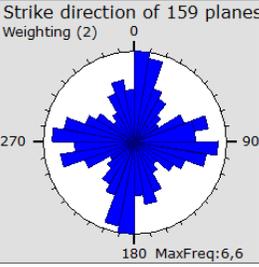
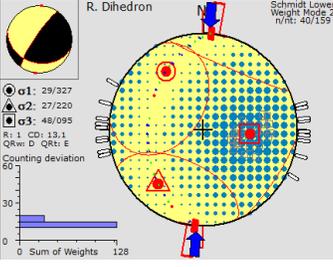
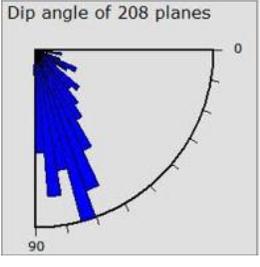
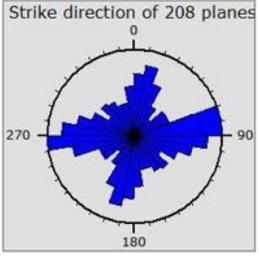
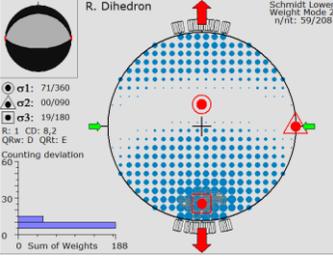
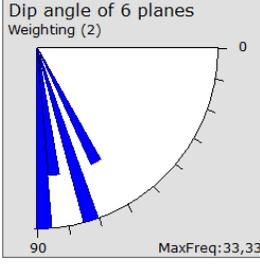
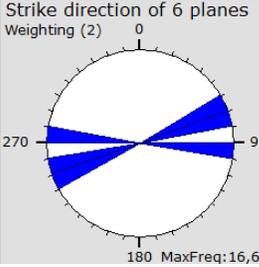
Este procesamiento se realizó a partir de los resultados obtenidos de los datos recolectados de planos estriados y diaclasas por estaciones (Anexo C) en el software Win Tensor 5.0.7; a partir de dichos resultados se visualizan las direcciones de compresión y tensión que afectan a las estructuras.

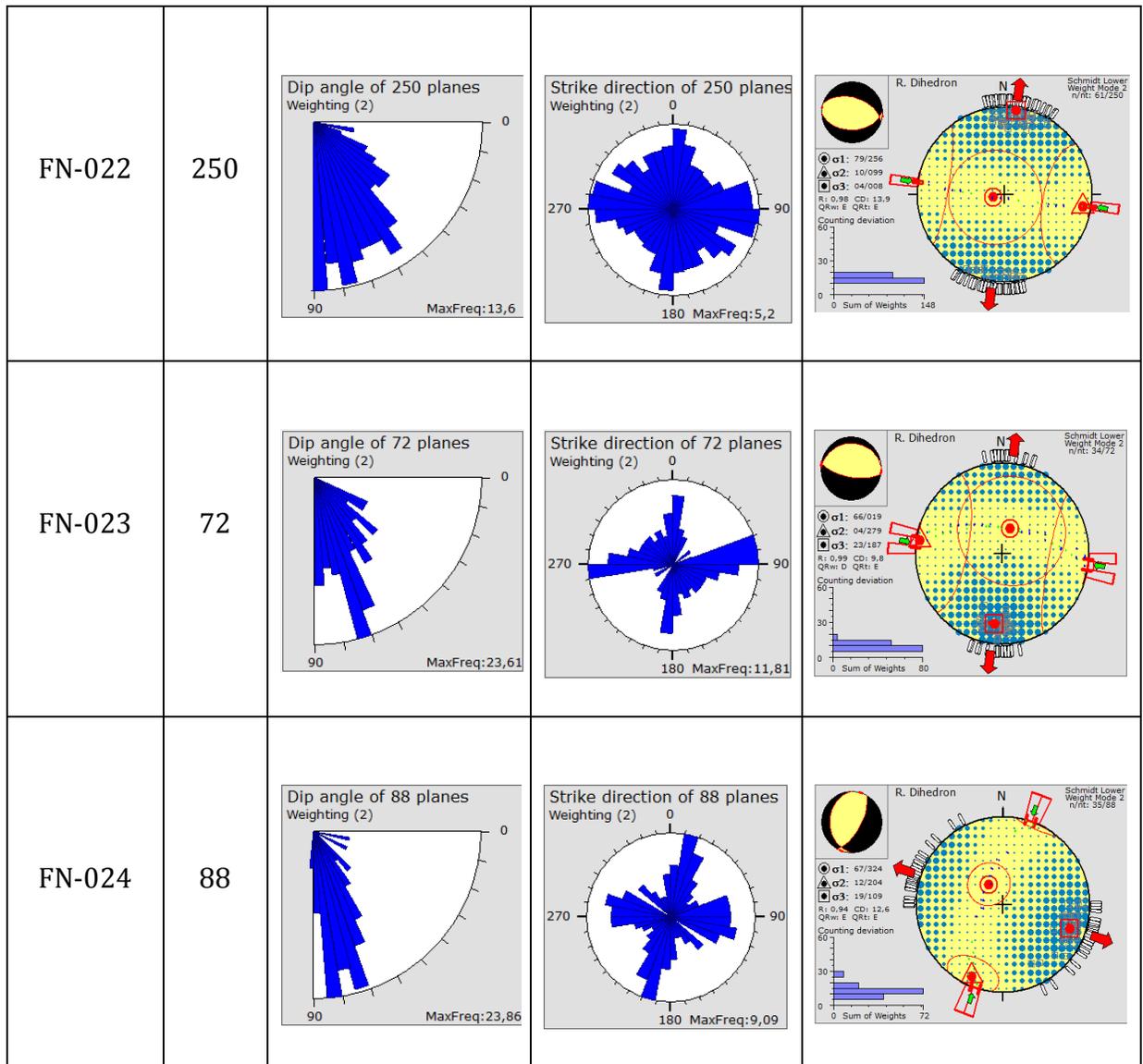
### **6.2.1. Diaclasas**

En el procesamiento de los datos de diaclasas, se ingresaron los datos de cada plano como fracturas de tensión y a partir de estos, se generaron graficas de Diedros rectos y diagramas de rosas, con el fin de visualizar las direcciones principales de diaclasamiento y los esfuerzos principales asociados. Los resultados de este procesamiento se muestran en la Tabla 1. Donde los datos fueron recolectados en la Formación Girón (Jg).

**Tabla 1.** Graficas de Diedros rectos y diagramas rosa para los datos recolectados en campo, analizados por estación.

Estación	# datos	Diagrama de Rosas		Diedros Rectos
FN-003	179	 <p>Dip angle of 179 planes Weighting (2) MaxFreq:20,11</p>	 <p>Strike direction of 179 planes Weighting (2) MaxFreq:6,15</p>	 <p>R. Dihedron Schmidt Lower Weight Mode 2 n/nf: 38/179</p>
FN-004	102	 <p>Dip angle of 102 planes Weighting (2) MaxFreq:13,73</p>	 <p>Strike direction of 102 planes Weighting (2) MaxFreq:5,88</p>	 <p>R. Dihedron Schmidt Lower Weight Mode 2 n/nf: 24/102</p>
FN-005	108	 <p>Dip angle of 108 planes Weighting (2) MaxFreq:16,67</p>	 <p>Strike direction of 108 planes Weighting (2) MaxFreq:6,02</p>	 <p>R. Dihedron Schmidt Lower Weight Mode 2 n/nf: 24/105</p>

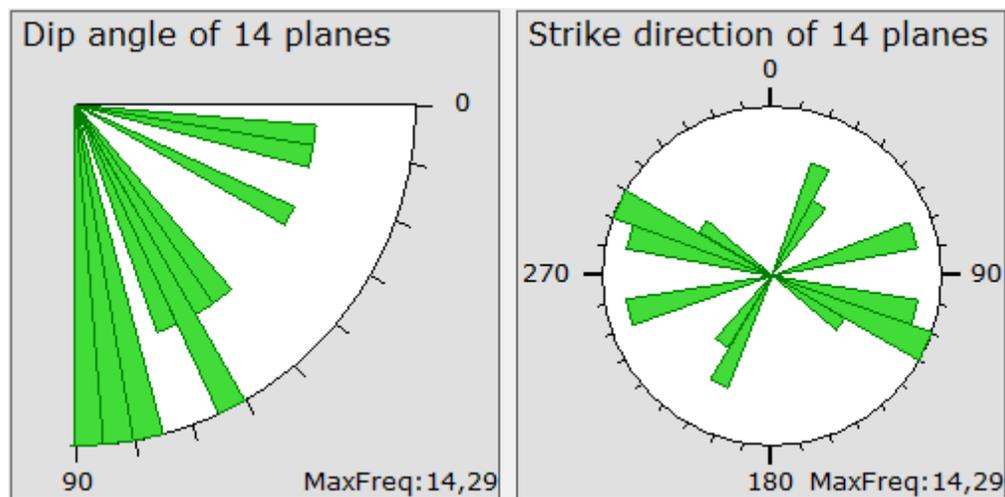
FN-006	668	<p>Dip angle of 668 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 15,57</p>	<p>Strike direction of 668 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 4,94</p>	 <p>R. Dihedron</p> <p>Schmidt Lower Weight Mode 2 n/Nt: 138/668</p> <p>alpha1: 57/008 alpha2: 07/267 alpha3: 32/172</p> <p>R: 0,99 CD: 9,5 QRw: D QRT: E</p> <p>Counting deviation</p> <p>Sum of Weights: 336</p>
FN-008	159	<p>Dip angle of 159 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 11,95</p>	<p>Strike direction of 159 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 6,6</p>	 <p>R. Dihedron</p> <p>Schmidt Lower Weight Mode 2 n/Nt: 40/159</p> <p>alpha1: 29/327 alpha2: 27/220 alpha3: 48/095</p> <p>R: 1 CD: 13,1 QRw: D QRT: E</p> <p>Counting deviation</p> <p>Sum of Weights: 128</p>
FN-011	208	<p>Dip angle of 208 planes</p>  <p>MaxFreq: 13,33</p>	<p>Strike direction of 208 planes</p>  <p>MaxFreq: 16,67</p>	 <p>R. Dihedron</p> <p>Schmidt Lower Weight Mode 2 n/Nt: 59/208</p> <p>alpha1: 71/360 alpha2: 00/090 alpha3: 19/180</p> <p>R: 1 CD: 8,2 QRw: D QRT: E</p> <p>Counting deviation</p> <p>Sum of Weights: 188</p>
FN-015	6	<p>Dip angle of 6 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 33,33</p>	<p>Strike direction of 6 planes Weighting (2)</p>  <p>MaxFreq: 16,67</p>	 <p>R. Dihedron</p> <p>Schmidt Lower Weight Mode 2 n/Nt: 59/208</p> <p>alpha1: 8,2 alpha2: 19,180 alpha3: 19,180</p> <p>R: 1 CD: 8,2 QRw: D QRT: E</p> <p>Counting deviation</p> <p>Sum of Weights: 188</p>



En los diagramas rosa se observa un patrón de diaclasamiento en dirección W-E en todas las gráficas, la cual se establece como la familia principal. Existe una segunda familia en dirección promedio N-S, que en su mayoría se define en dirección NNE-SSW. Las gráficas de Diedros rectos exhiben una dirección de compresión E-W, principalmente; aunque en algunas de las gráficas se muestra la dirección del esfuerzo principal más en dirección N-S a NE-SW.

En cuanto a la secuencia cretácica, los datos de diaclasas tomados en la Formación Tablazo (Kit), muestran una predominancia en la dirección de fracturamiento NW-SE, según el diagrama de rosas (Figura 58), aunque se observa una segunda familia en dirección ENE-WSW y algunos planos en dirección NE-SW.

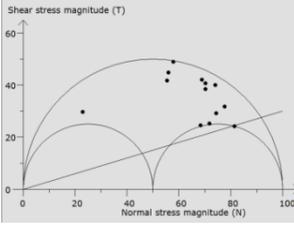
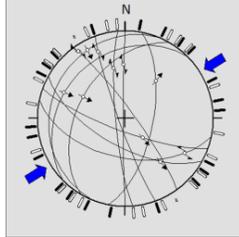
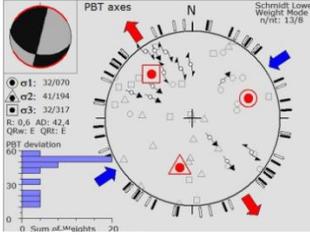
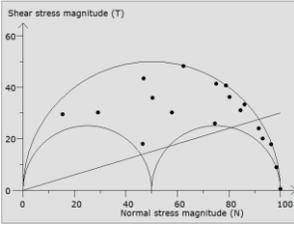
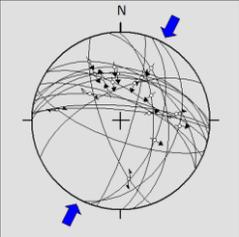
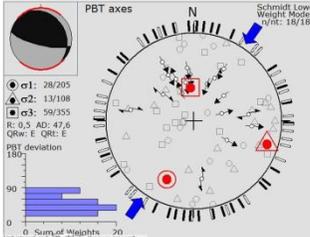
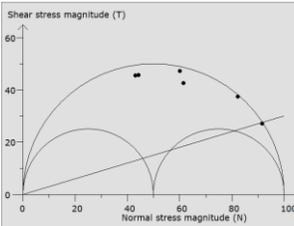
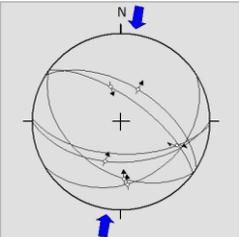
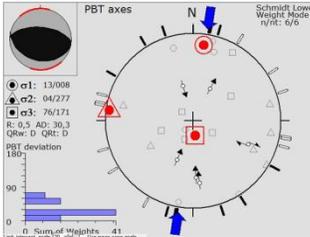
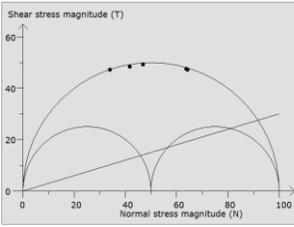
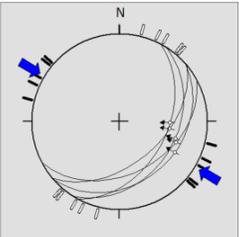
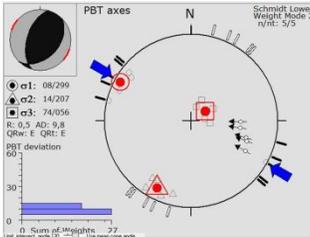
**Figura 58.** Diagrama de rosas para los datos de diaclasas recolectados sobre la Formación Tablazo.



### 6.2.2. Estrías de falla

Para el procesamiento de estos datos se considera una coherencia mecánica, donde se discriminan los datos que no pudieron ser formados bajo un mismo tensor de esfuerzos, esto con la función de optimización del software WinTensor 5.0.7. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 2, donde se observa la relación entre la estación, el número de estrías tomadas en campo y los diagramas generados por el software.

**Tabla 2.** Graficas de círculo de Mohr, Angelier y Ejes PBT por estación, para los datos de estrías de fallas.

ESTACION	# DE DATOS	CIRCULO DE MOHR	DIAGRAMA ANGELIER	DIAGRAMA EJES PBT
FN-04	13			
FN-12	8			
FN-13	6			
FN-14	5			

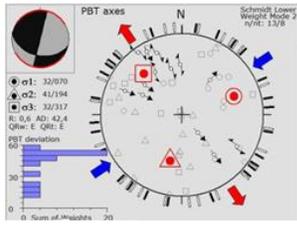
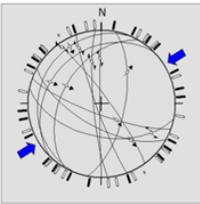
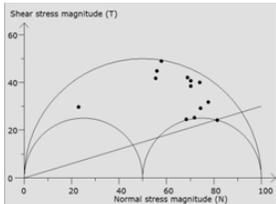
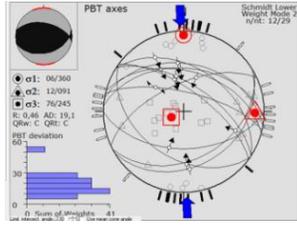
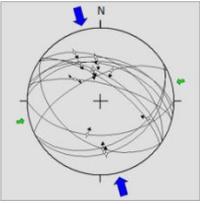
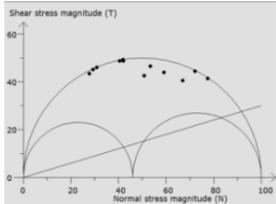
FN-16	12			
FN-17	13			
FN-18	21			
FN-20	11			
FN-21	18			

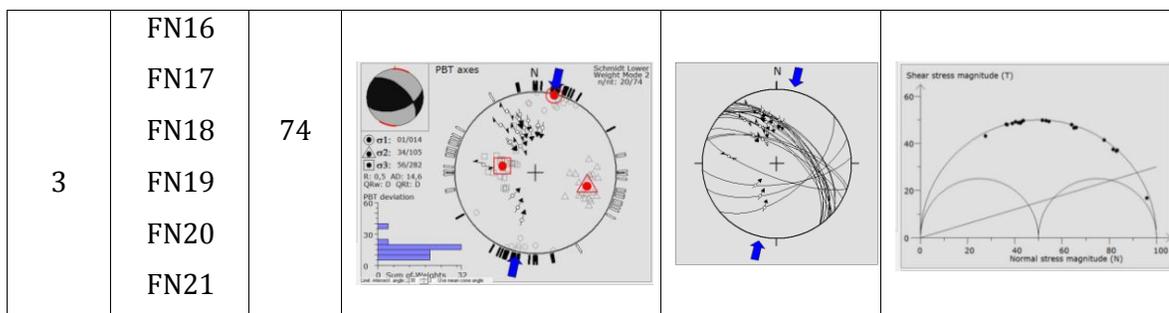
En las gráficas se observa una predominancia de un régimen de esfuerzos compresivo, con influencia transcurrente, con una dirección del esfuerzo de máximo acortamiento que varía de NE-SW a una dirección más N-S y en algunos casos se observa más NW-SE.

### 6.2.2.1. Procesamiento por grupos

Para un mejor entendimiento de los resultados obtenidos por estación, se procesaron los datos uniendo algunas estaciones cercanas, donde presentan similitud en un nivel de deformación relativamente bajo. De lo anterior se obtienen tres grupos, cuyos resultados se observan en la Tabla 3, en los que el grupo 1 coincide con el tramo A y los grupos 2 y 3 con el tramo B.

**Tabla 3.** Graficas del software WinTensor 5.0.7 obtenidas para los tres grupos de estaciones con datos de planos estriados.

Grupo	Estaciones	No Datos	Ejes PBT	Angelier	Circulo de Mohr
1	FN03 FN04	13			
2	FN11 FN12 FN13 FN14	29			



Los datos del grupo 1 muestran un régimen de esfuerzos transtensivo, con el esfuerzo principal en dirección N70°E, definiendo un campo de esfuerzos con compresión en dirección NE-SW, y distensión NW-SE. El círculo de Mohr indica que dichos datos corresponden a fracturas reactivadas. Integrando los datos arrojados en las tres gráficas, se muestran estructuras en dirección NW-SE, las cuales pueden verse afectadas por un movimiento de tipo dextral.

El grupo 2 evidencia un régimen de esfuerzos de tipo compresivo con una leve influencia de transcurrencia y una dirección del esfuerzo principal N-S que define una dirección de compresión NNW-SSE y distensión W-E, aunque existe una compresión menor en dirección ENE-WSW; donde el círculo de Mohr muestra una predominancia de las fracturas reactivadas. Se muestran estructuras en dirección WNW-ESE, las cuales presentan movimiento de tipo inverso y algunos dextral.

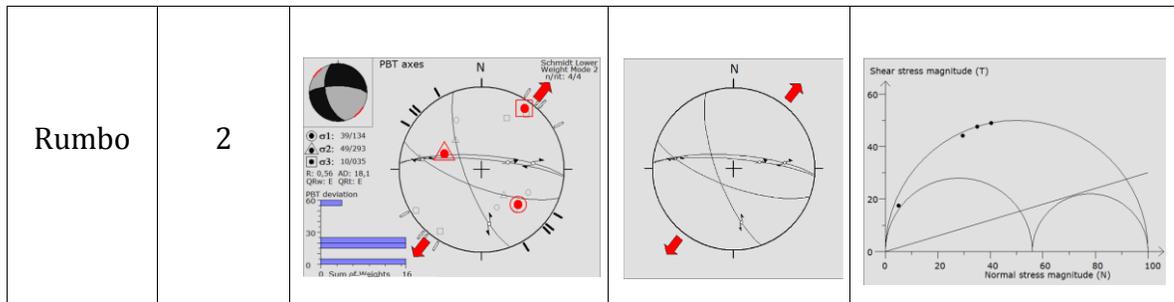
Los planos analizados en el grupo 3, muestran un régimen de esfuerzos transpresivo, donde el esfuerzo principal presenta una dirección de N14°E, la compresión se define en dirección NE-SW y la distensión NW-SE. Los datos en el círculo de Mohr abarcan la zona de fracturas reactivadas. Los planos evidencian estructuras en dirección NW-SE, con movimiento de tipo dextral.

### 6.2.2.2. Procesamiento por tipo de falla (inversa, normal, rumbo)

En esta parte del procesamiento se agruparon los datos de los planos de acuerdo a la cinemática definida en campo, mediante el análisis de indicadores cinemáticos; esto permite observar la dirección de los esfuerzos principales para cada tipo de estructura y el tipo de fractura al cual pueden ser clasificadas. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 4.

**Tabla 4.** Graficas del software WinTensor 5.0.7 obtenidas para los tres tipos de fallas, a partir de datos de estrías

Tipo de falla	Grupo	Diagrama Ejes PBT	Diagrama Angelier	Circulo de Mohr
Normal	1			
	2			
Inversa	1			



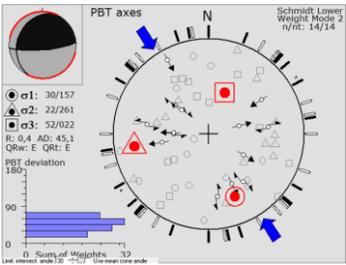
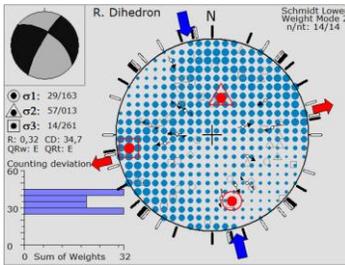
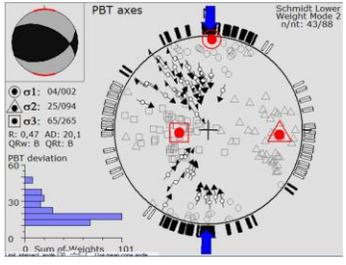
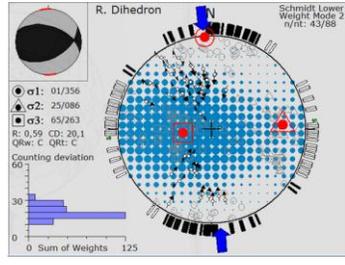
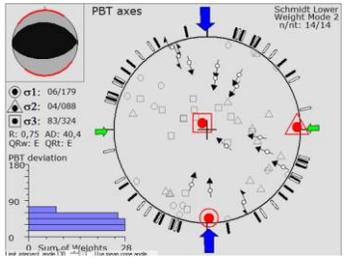
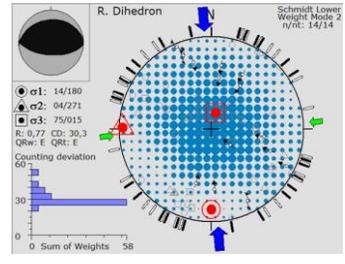
Las fallas normales de los grupos 1 y 2, se definen como fracturas reactivadas, con un tensor de esfuerzos en dirección NE-SW, donde las estructuras presentan una orientación NE-SW, sin embargo se observa una dirección de distensión secundaria NNW-SSE, para estructuras con orientación NW-SE. También se evidencian estructuras con movimiento dextral asociados a estos planos.

Las fallas inversas se presentan en dirección NE-SW, definiendo un tensor de esfuerzos en dirección NW-SE, al igual que para las fallas de rumbo; donde las estructuras con orientación cercana al E-W, definen un movimiento de tipo dextral; mientras que los planos orientados en dirección NW-SE, presentan un movimiento sinistral. Los dos tipos de fallas son clasificadas como fracturas neoformadas, y para las fallas de rumbo se observan datos correspondientes a fracturas reactivadas.

### 6.2.2.3 Procesamiento por tipo de fractura (reactivada, neoformada, datos estables)

Para esta última parte del procesamiento, se agruparon los datos de los planos de acuerdo a la clasificación obtenida en las gráficas de círculo de Mohr para todos los datos, donde en los datos estables el software incluye algunas fracturas por cizalla, tensión y otras indefinidas que se reclasificaron como reactivadas; esto permite observar la dirección de los esfuerzos principales para cada tipo de fractura. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 5.

**Tabla 5.** Graficas de Ejes PBT y Diedros rectos obtenidas para los tres tipos de fracturas, a partir de datos de estrías.

Tipo de Fractura	# de datos	Ejes PBT	Diedros Rectos
Datos Estables	14		
Reactivadas	88		
Neoformadas	14		

Se observa que tanto para los datos reactivados como neoformados, la dirección de esfuerzos resultante es N-S; sin embargo en las fracturas neoformadas también se define una dirección de compresión secundaria en dirección E-W, donde son dominadas por un régimen compresivo. Para los datos estables se obtiene una dirección de esfuerzos más NW-SE, asociado a un régimen transpresivo al igual que los datos reactivados, con algo de distensión en sentido NE-SW.

## **7. ANALISIS E INTERPRETACION DE RESULTADOS**

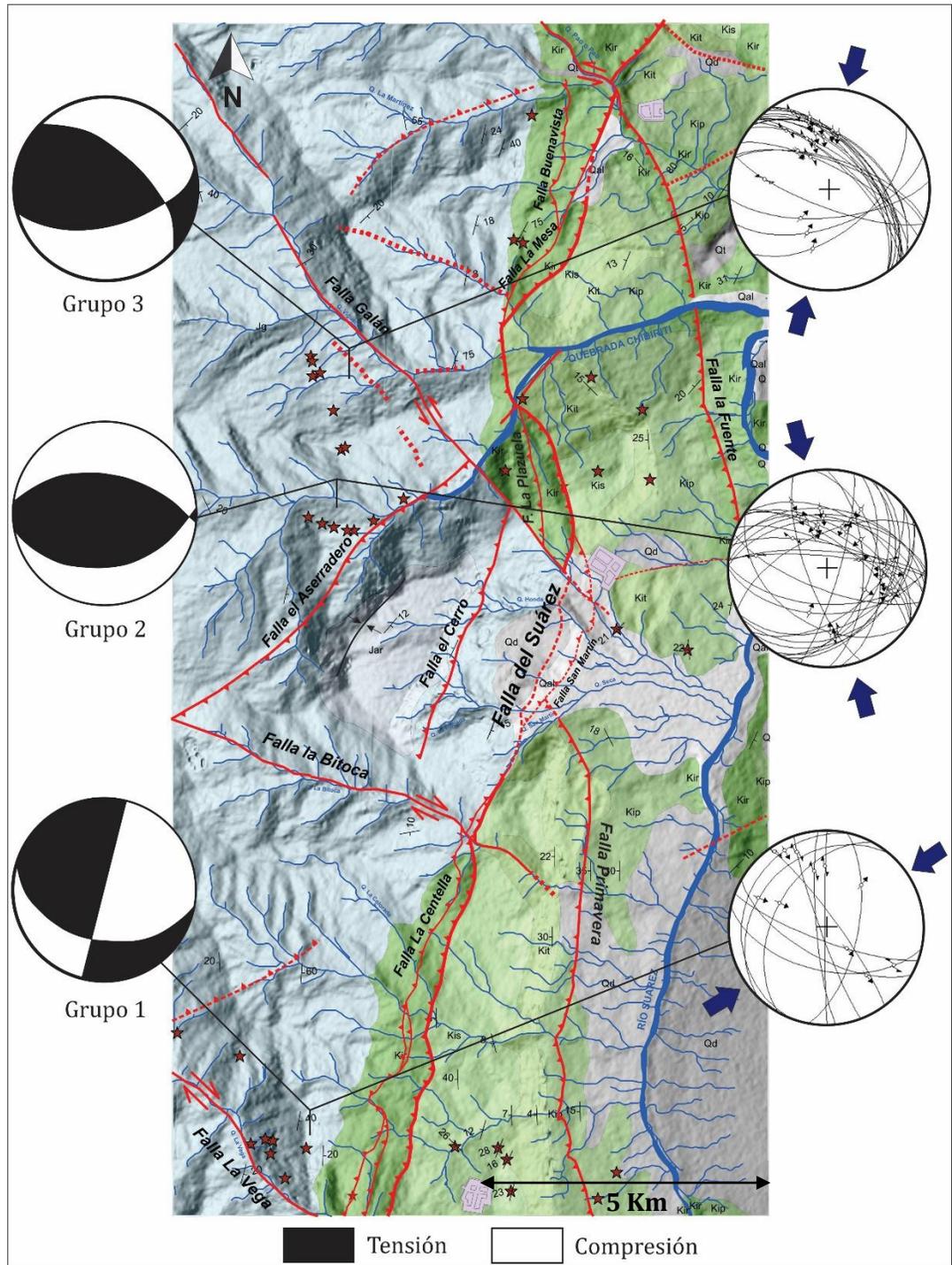
De acuerdo a los resultados obtenidos en el capítulo anterior, se puede definir los siguientes aspectos:

### **7.1. CINEMÁTICA Y ORIGEN DE LAS ESTRUCTURAS**

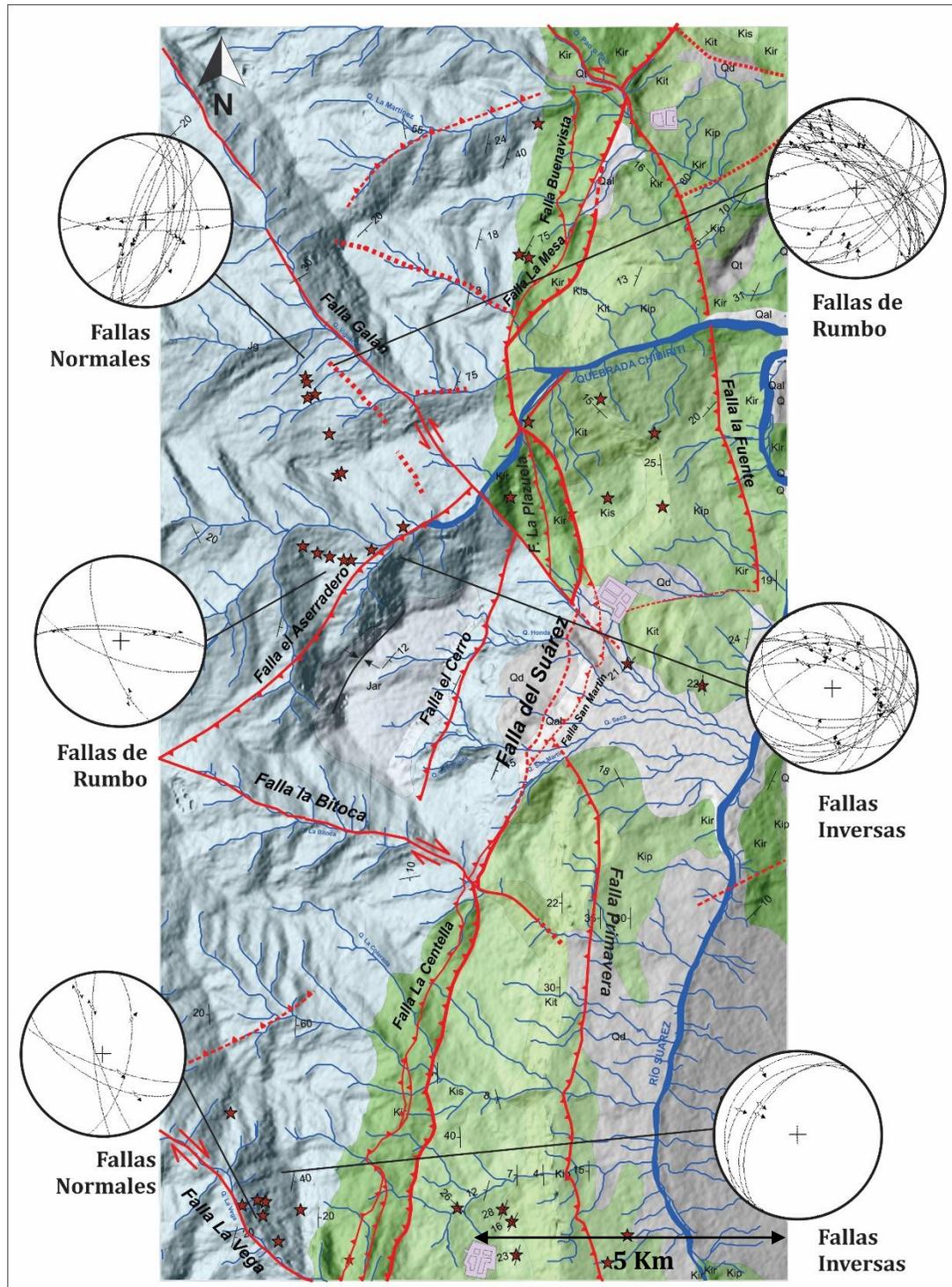
De acuerdo al análisis de planos estriados, en el área de estudio se evidencian tres direcciones diferentes para el esfuerzo de máximo acortamiento: NE-SW, N-S y NW-SE. Estas direcciones se encuentran directamente relacionadas con las estructuras presentes en el área, las cuales presentan un tipo de movimiento específico, y esto puede reflejarse en los resultados anteriores. Para observar la influencia de las estructuras en los resultados vistos, se hace un análisis de los tensores obtenidos con respecto a su ubicación geográfica (Figuras 59 y 60), para así definir la relación con las estructuras cartografiadas.

En la zona de estudio se definen estructuras con rumbo WNW-ESE, con cinemática de tipo dextral, los cuales concuerdan con las fallas transversales cartografiadas en esta región, tales como las Fallas La Vega y La Bitoca, junto con fallas locales hacia el noreste de la zona. Estas estructuras presentan movimiento vertical de tipo normal (Fallas La Bitoca y La Vega), las cuales según el círculo de Mohr corresponden a fracturas reactivadas. Los planos transversales en dirección NW-SE, presentan una cinemática de tipo sinistral, los cuales concuerdan con la Falla Galán, que marca una zona de transferencia tectónica en este segmento.

**Figura 59.** Balones de playa y gráficos de Angelier para la zona de estudio, los cuales corresponden a los grupos 1, 2 y 3 definidos en el capítulo de resultados. Las estrellas en el mapa corresponden a las estaciones y puntos de control realizados.



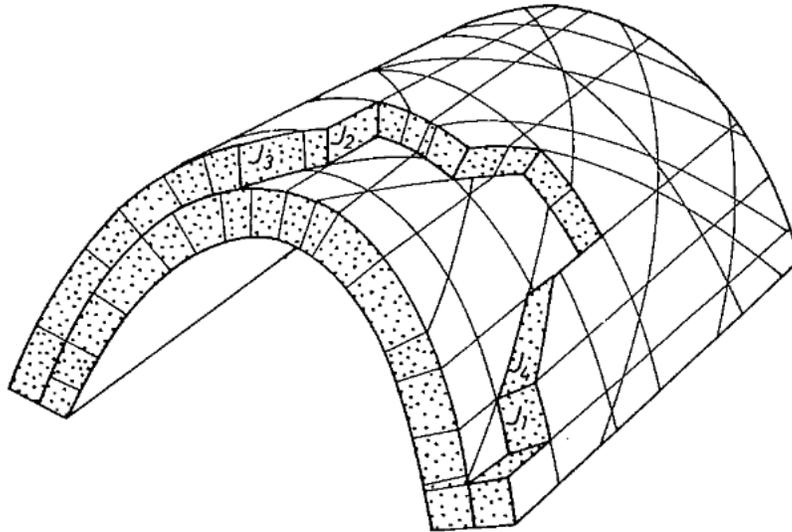
**Figura 60.** Gráficos de Angelier asociados a las estructuras cartografiadas en el mapa geológico de la zona.



La mayoría de las fallas longitudinales con rumbo NE-SW presentan movimiento de tipo inverso, en general los planos medidos son de bajo ángulo de inclinación, donde en algunas estaciones muestran vergencias hacia el SE y en otros casos hacia el NW. Estos planos corresponden a las Fallas de El Cerro y El Aserradero, además muestran similitud a lo encontrado para el sistema de fallas del Suárez con una vergencia hacia el SE. También se muestran algunos planos NE-SW que presentan un movimiento de tipo normal y en otros casos movimiento inverso con inclinaciones muy altas; estos pueden coincidir con los lineamientos o fallas inferidas, definidas en el norte de la zona de estudio y algunos que no fueron posibles cartografiar hacia el oeste. Sin embargo, en el círculo de Mohr estas últimas fracturas son clasificadas como fracturas reactivadas, por lo que se infiere que son fallas antiguas y algunas de estas exhiben su cinemática actual, mientras que otros planos posiblemente se atribuyan a una cinemática inicial o más antigua; esto puede ser posible porque todos los datos de planos estriados fueron medidos sobre la Formación Girón, la cual es la más antigua del área; por tanto puede conservar datos de diferentes temporalidades.

Los datos de diaclasas para la Formación Girón, muestran direcciones predominantes N-S, W-E y algunas oblicuas a estas. Las diaclasas pueden relacionarse directamente a la geometría de un pliegue anticlinal, ya que durante el plegamiento de una capa rocosa, ésta es marcada por una extensión sobre el arco exterior del pliegue, mientras que en el arco interior se genera un acortamiento (Ramsay & Huber, 1987). Esta extensión se evidencia en el desarrollo de tres grupos de fracturas (Figura 61): las fracturas que se generan en dirección paralela al eje del pliegue, las fracturas que se generan perpendiculares al eje del pliegue y por tanto paralelas a la dirección del esfuerzo de máximo acortamiento y el último grupo corresponden a las fracturas en dirección oblicua (Davis *et al.*, 2012).

**Figura 61.** Relación entre las diaclasas y la geometría de un pliegue.  $J_1$  diaclasas transversales,  $J_2$  diaclasas longitudinales,  $J_3$  y  $J_4$  diaclasas diagonales u oblicuas.



**Fuente:** Ramsay & Huber (1987).

Para la zona de estudio entonces se relacionan las diaclasas en dirección cercana a N-S, como las diaclasas generadas paralelas a los pliegues anticlinales en la Formación Girón, las diaclasas con rumbo aproximado W-E a NW-SE, tanto en la Formación Girón como en la Formación Tablazo, son las diaclasas directamente relacionadas con la generación del pliegue y el esfuerzo de máximo acortamiento, que de acuerdo al método de diedros rectos, define un tensor WNW-ESE.

## **7.2. INFLUENCIA DE LAS ESTRUCTURAS EN EL RELIEVE**

Muchas de las geformas encontradas a lo largo de la zona de estudio, se encuentran vinculadas a lineamientos estructurales correspondientes a las fallas y pliegues encontrados; esto en base a las observaciones de campo, los análisis de fotografías y del DEM. Al bloque yacente de la Falla del Suárez se encuentran asociadas las mesas y

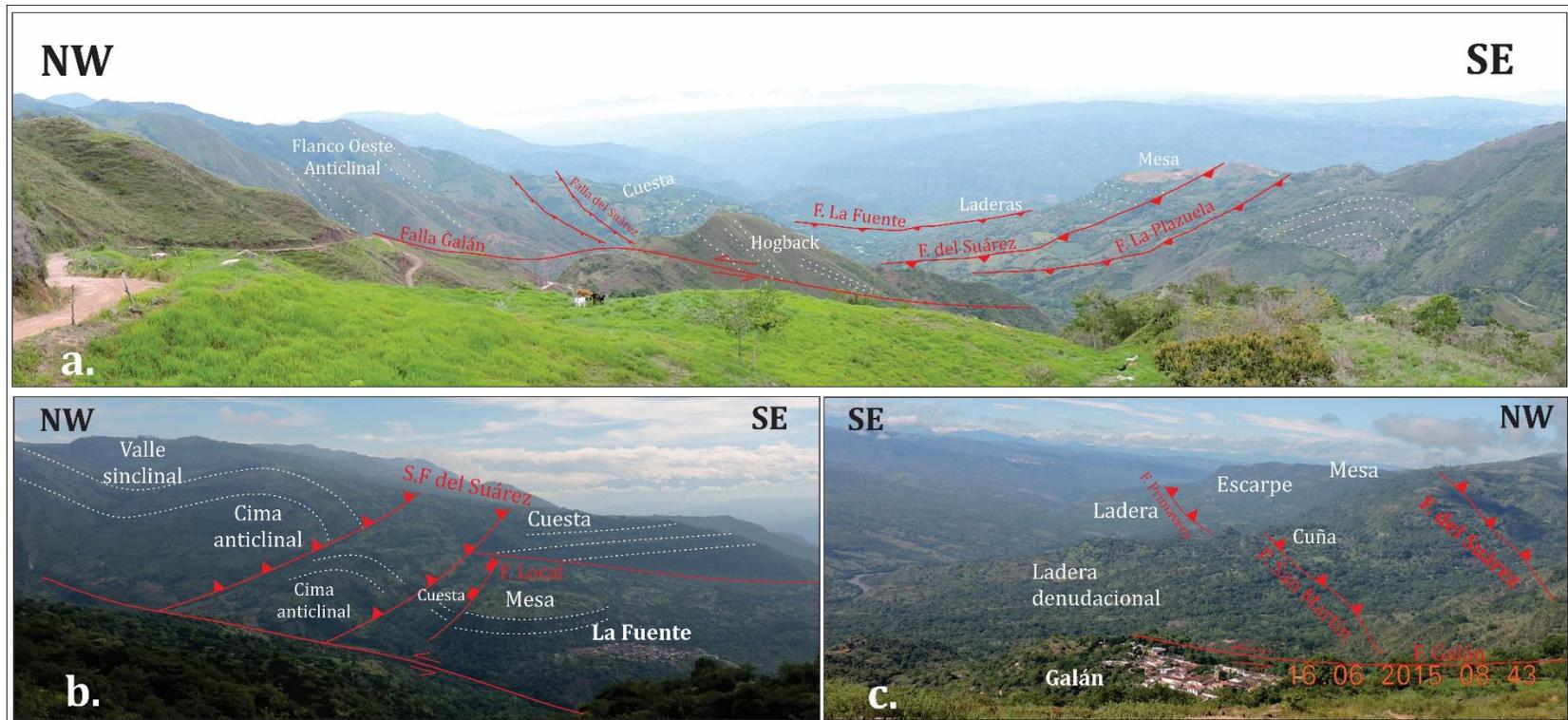
cuestas al este de la zona de estudio (Figura 62a, b), donde las capas se encuentran subhorizontales o bajamente inclinadas y forman este tipo de geoformas estables. Hacia el bloque colgante por el contrario, se encuentran asociadas cuñas por compresión, que generan un levantamiento topográfico a lo largo de las fallas; sin embargo, el rasgo geomorfológico dominante son las cimas anticlinales (Figura 62a, b) que coincide con la estructura del anticlinal de los cobardes (aunque como se menciona en ítems anteriores corresponde a una estructura de tipo anticlinorio), donde las capas del flanco este llegan a inclinaciones de 70°.

Las Fallas de La Fuente y Primavera asocian hacia sus bloques yacentes laderas con baja pendiente de gran extensión, mientras que a su bloque colgante se observa un incremento en la pendiente, esto debido a que las capas aumentan su ángulo de inclinación (Figura 62c).

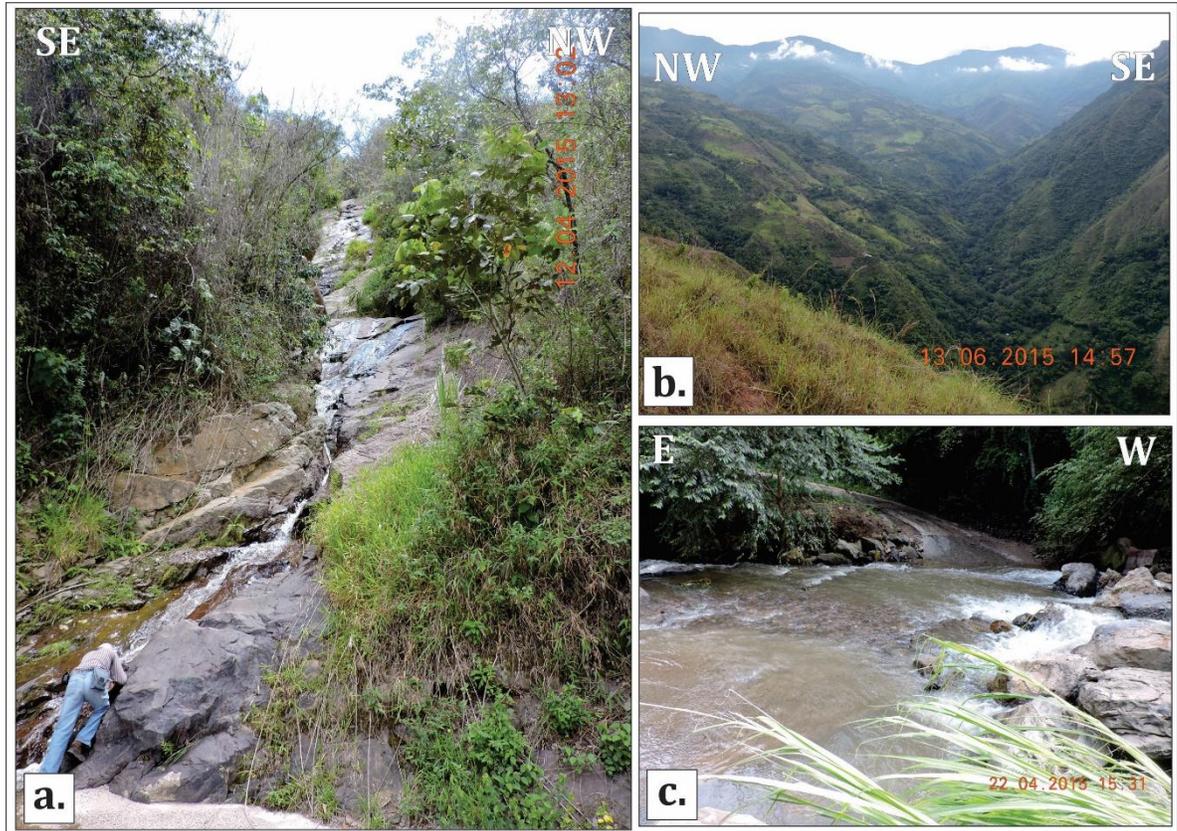
Las Fallas de El Aserradero y El Cerro controlan la inversión del relieve al generar el levantamiento de una estructura sinclinal (sinclinal de El Cerro), coincidiendo con una cima topográfica, en este caso el cerro La Luchata. A este sinclinal también se relacionan escarpes de la Formación Arcabuco, los cuales se observaron al este de la estructura; sin embargo, estos no pueden relacionarse directamente a la tectónica, ya que pudieron generarse por erosión durante el levantamiento.

El oeste de la zona de estudio se encuentra dominado por fallas transversales las cuales están relacionadas con los valles de las quebradas La Vega, La Bitoca, Viguache y Pao a Pao. A estas estructuras también se encuentran relacionadas geoformas como laderas estructurales, el *hogback*, el cual se muestra trasladado en sentido sinistral (Figura 62a), generado por la Falla Galán. Estas fallas y las fracturas a lo largo de los pliegues al oeste del área, además de controlar el curso de los drenajes anteriormente descritos, influyen en la morfodinámica fluvial asociada a los valles en "V", el flujo de detritos y escombros, afectando en algunos casos el gradiente del valle, lo que genera saltos y caídas de agua (Figura 63).

**Figura 62.** a) Panorámica donde se interpreta el trazo de la Falla Galán, la cual afecta el *hogback*. Además se observan e interpretan las morfologías de mesas y cuestras asociadas al bloque yacente de la Falla del Suárez y las laderas asociadas al bloque yacente de la Falla La Fuente. b) Relieve congruente asociado el bloque colgante de la Falla del Suárez y una falla local de tipo normal el bloque yacente de la Falla del Suárez, que rompe la mesa. c) Geoformas asociadas a las Fallas San Martín y Primavera.



**Figura 63.** a) Salto de una quebrada en la vereda Hoya Negra, asociado a una falla local en la Formación Girón. b) Valle Fluvial en “v” a lo largo de una fractura orientada N-S, donde se observan cambios en el gradiente del valle. c) Flujo de escombros a lo largo de una quebrada, que interrumpe la vía Palmar-Galán, asociada a los depósitos de derrubio cartografiados en este sector.



Por último se identificaron fallas locales tanto transversales como longitudinales que afectan el sector de las mesas (Figura 62c) y la serranía de Los Cobardes. Las fallas longitudinales presentan un movimiento de tipo normal, mientras que las fallas transversales se asocian a un movimiento inverso con algo de rumbo, relacionadas con escarpes del frente de la cuesta (Figura 62c).

Lo anterior exhibe características de un ambiente morfoestructural, donde la mayoría de las fallas cartografiadas en el área tienen influencia directa en la configuración del relieve. Principalmente, la acción de la Falla del Suárez divide longitudinalmente la zona de estudio, asociando formas “estables” hacia el este (formas denudacionales, mesetas y cuevas); mientras que hacia el oeste se definen cerros, filos, montañas, *hogbacks*, y características del relieve más pronunciadas, relacionadas a un grado de deformación mayor (replegamientos en el bloque colgante de la Falla del Suárez). Sin embargo, las fallas transversales controlan la morfodinámica fluvial de los valles que atraviesan la zona desde el oeste hacia el este, dividiendo la región de las mesetas y cuevas. Los flujos de detritos, caídas de bloques y algunos deslizamientos, se encuentran asociados a fracturas correspondientes a diaclasas y fallas locales.

### **7.3. ESTILO ESTRUCTURAL**

La zona de estudio presenta estilos estructurales tanto de escamación delgada como escamación gruesa. El estilo estructural de escamación delgada se muestra en las estructuras principales, ya que representan estilos de abanicos imbricados dirigidos, abanicos imbricados arrastrados y retrocabalgamientos; estas estructuras afectan tanto la secuencia de edad Jurásica como Cretácica en el área, y son expresadas por las fallas longitudinales, tales como el sistema de fallas del Suárez y las Fallas de La Fuente, Primavera y el Cerro. El estilo estructural de escamación gruesa se evidencia con las fallas inversas con ángulos de inclinación altos, que afectan a la Formación Girón; estas estructuras corresponden a la Falla El Aserradero y algunas fallas inferidas hacia el norte de la zona de estudio.

Las fallas transversales segmentan el área en tres tramos (A, B, y C), como se ha mencionado en ítems anteriores: el tramo A, hacia el sur de la zona estudio se encuentra limitado por las Fallas La Vega al sur y La Bitoca al norte; en esta sección se encuentra la cuña por compresión generada por la influencia del movimiento de los planos asociados al trazo principal de la Falla del Suárez (Falla La Centella); estos

planos se presentan con rumbo paralelo al trazo principal, en forma de cuñas que se unen hacia el norte y que conforman a escala local, un abanico imbricado dirigido. Esta misma estructura se presenta en el tramo C, al norte de la Falla Galán, donde se presentan planos asociados al trazo principal de la Falla del Suárez, correspondientes a las Fallas La Plazuela, La Mesa y Buenavista; sin embargo en esta sección, se encuentran asociadas fallas locales transversales, de tipo inverso con movimiento en rumbo, que actúan como rampas laterales, afectando las Formaciones Tablazo y Simití, principalmente. Además resalta la presencia de fallas locales en dirección NNE-SSW de tipo normal, asociadas al bloque yacente de la Falla del Suárez (Figura 62b).

Las Fallas Galán y La Bitoca limitan el tramo B, hacia el norte y sur, respectivamente. Este segmento se caracteriza por la ausencia de cuñas asociadas al plano principal sobre el bloque colgante, ya que pasan al bloque yacente (Falla San Martín) manteniendo la misma vergencia, lo que define una estructura de tipo *footwall shortcut* o falla de atajo para esta cuña asociada a la Falla del Suárez, influenciada por la transferencia tectónica generada por la Falla Galán, que a su vez desplaza la Falla del Suárez en sentido sinistral. En esta misma sección, la presencia de las Fallas El Aserradero y El Cerro, con vergencias contrarias, forman el sinclinal del Cerro al oeste de la Falla del Suárez, definiendo en la zona un relieve invertido, donde se genera un *pop up* asociado a un sinclinal.

Las Fallas La Fuente y Primavera son fallas de despegue que asocian la geometría de llana a niveles de shale de las Formaciones Paja y Rosablanca, respectivamente; mientras que las rampas cortan niveles competentes de estas mismas formaciones; corroborando así un estilo de escamación delgada en toda el área. Estas fallas se unen al trazo principal de la Falla del Suárez, como imbricaciones de la misma, lo que podría definir un abanico imbricado arrastrado o *trailing imbricate fan*.

#### 7.4. TENSOR DE ESFUERZOS

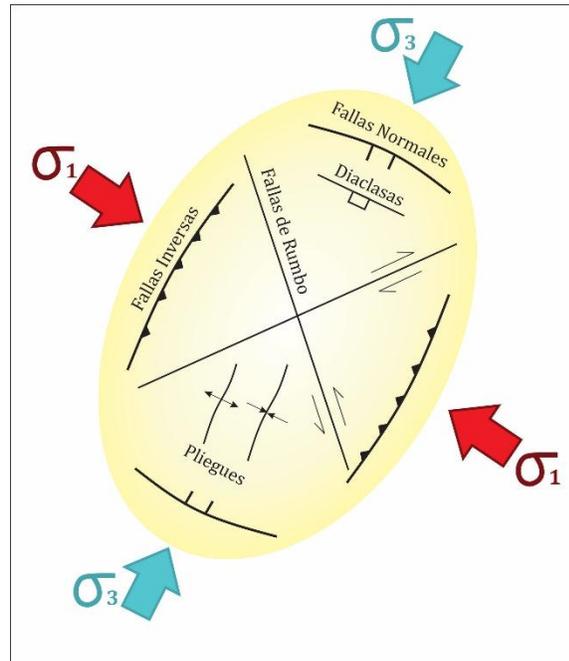
Debido a la variedad en las direcciones encontradas para el tensor de esfuerzos durante el procesamiento de los datos, pueden asociarse las estructuras cartografiadas en la zona a diferentes eventos deformativos y por tanto, definir estructuras antiguas preexistentes en la zona antes de la deformación que se observa actualmente.

Se define entonces que algunas de las estructuras en dirección NE-SW y las fallas transversales corresponden a fracturas antiguas reactivadas, las cuales exhiben un tensor de esfuerzos en dirección NE-SW; lo que se atribuye a direcciones de paleoesfuerzos o tensores más antiguos.

La cinemática actual de las estructuras principales, responde a un tensor de esfuerzos en dirección NW-SE, con un azimut aproximado del esfuerzo de máximo acortamiento  $\sigma_1$   $310^\circ$  (según los resultados obtenidos en el procesamiento de indicadores cinemáticos y de los datos de diaclasas, aunque estos últimos arrojaron un tensor en dirección WNW-ESE), donde las fallas inversas se presentan en dirección NNE-SSW, al igual que los ejes de los pliegues; mientras que las fallas de rumbo se forman oblicuas a esta dirección; esto se representa gráficamente mediante la elipse de deformación (Figura 64), en la que se evidencia la relación de las fallas inversas longitudinales y las fallas transversales, con la dirección de los esfuerzos principales.

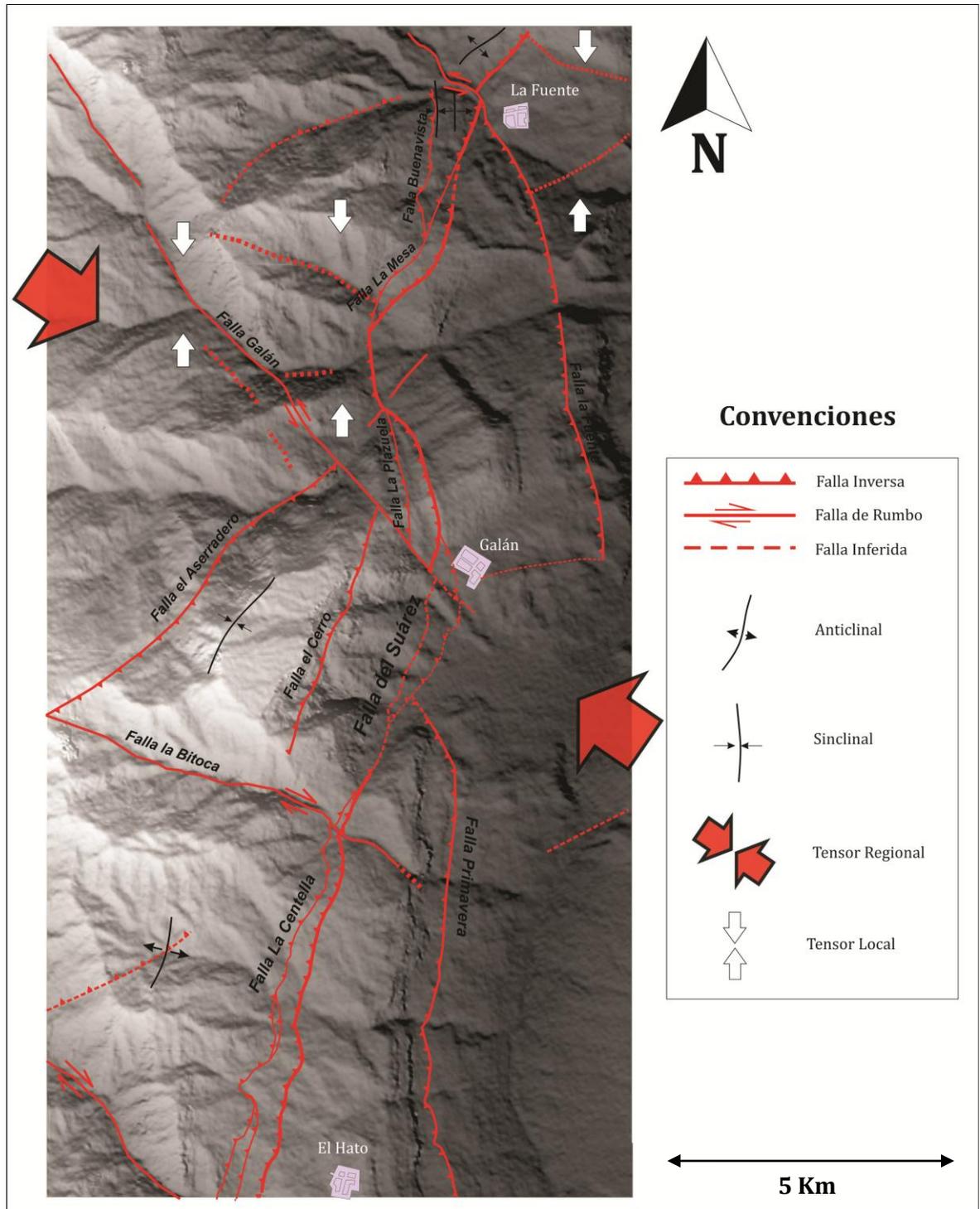
Durante el procesamiento de los datos se encontró una cuarta dirección de esfuerzos en sentido N-S asociada a la cinemática de fallas locales, específicamente de las fallas normales en dirección NNE-SSW observadas hacia el sector de La Fuente y las fallas transversales inferidas con movimiento inverso y posiblemente algo de rumbo a lo largo de la zona de estudio. Por tanto, se relaciona esta dirección de esfuerzos a tensores locales que pueden ser influenciados por la acción de las fallas principales cartografiadas en la zona y generan campos de esfuerzos secundarios a escala local.

**Figura 64.** Elipse de deformación para la zona de estudio.



Se define que en la zona de estudio se presentan dos tensores de esfuerzos (Figura 65), que influyen directamente en los procesos que moldean el relieve: la dirección del esfuerzo máximo compresivo NW-SE, es el tensor principal asociado a diferentes eventos regionales, donde la cinemática actual de las fallas transversales y las Fallas del Suárez, La Centella, San Martín, La Plazuela, La Mesa, Buenavista, Primavera, La Fuente, El Cerro y la reactivación e inversión de las fallas longitudinales inferidas hacia el oeste, responden a dicho tensor. Por otra parte se determina un tensor de esfuerzos secundario en dirección N-S, asociada a las fallas que muestran distensiones locales, afectando morfologías estables y posiblemente influenciando procesos de caída de bloques, tierras y algunos deslizamientos presentes en la zona, exhibiendo un ambiente morfoestructural.

**Figura 65.** Mapa estructural de la zona de estudio, donde se muestran las direcciones de los tensores de esfuerzos definidos.

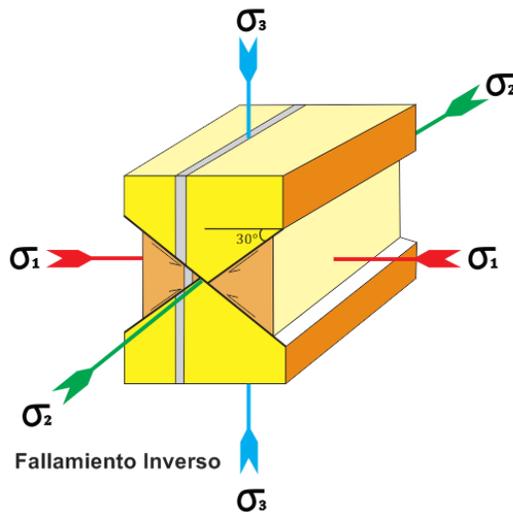


## 8. DISCUSION

### 8.1. FALLA DEL SUÁREZ Y ESTILO ESTRUCTURAL

La Falla del Suárez se define en la zona de estudio, como un sistema de fallas de cabalgamiento con vergencia hacia el SE, en el que el plano principal presenta una inclinación no superior a los 35°, lo que exhibe según Anderson (1942), Sibson (1975) y Rosello (2001), una falla con comportamiento mecánico inverso (Figura 66), donde el bloque colgante expone las Formaciones Girón y Rosablanca.

**Figura 66.** Modelo de fracturamiento para fallas inversas, según la ley de Anderson.

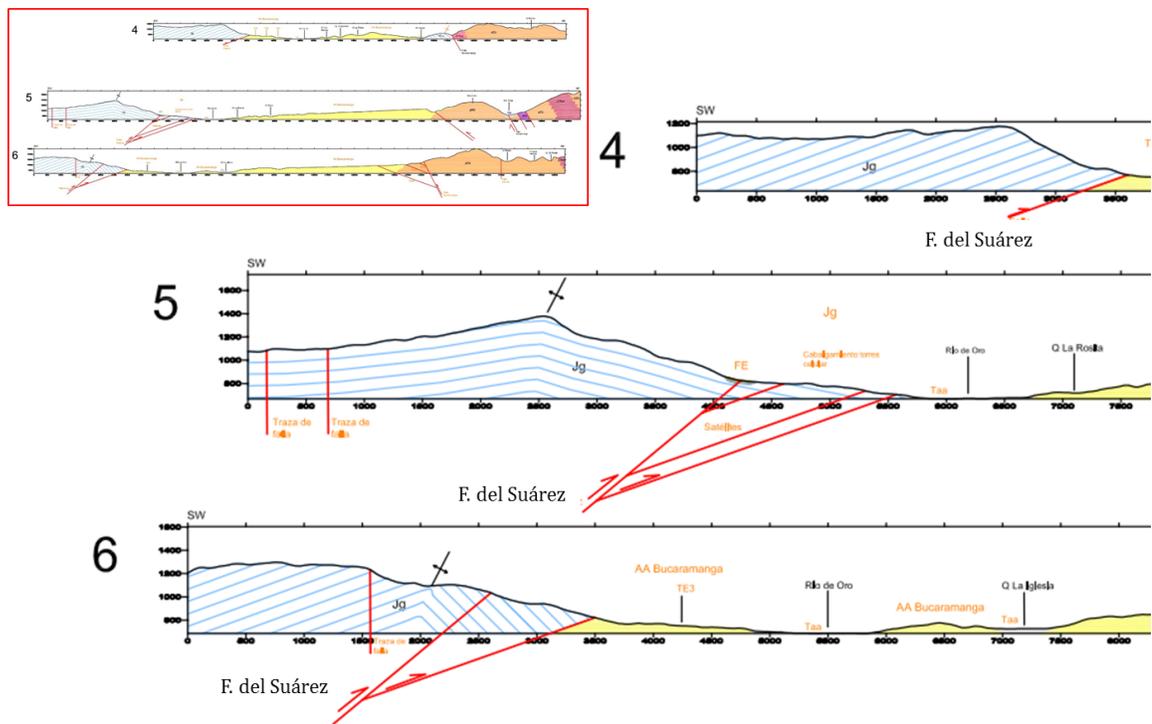


**Fuente:** Rosello (2001).

Este tipo de modelo se observa en los cortes realizados por Diederix *et al.* (2008), donde la Falla del Suárez presenta inclinaciones inferiores a los 30°, en la región comprendida entre los municipios de Girón y Bucaramanga. Al igual que en la zona de

estudio, también presenta fallas asociadas en el bloque yacente, que corresponde a la Falla Río de Oro, las cuales conforman el sistema de fallas Suárez-Río de Oro (Vargas & Niño, 1992; Díaz & Suárez, 1998) sin embargo en esta zona solo afecta a la Formación Girón (Figura 67).

**Figura 67.** Perfiles topográficos transversales a la zona de influencia entre las Fallas Bucaramanga y Suárez.



**Fuente:** Diederix *et al.* (2008). Adaptada por los autores.

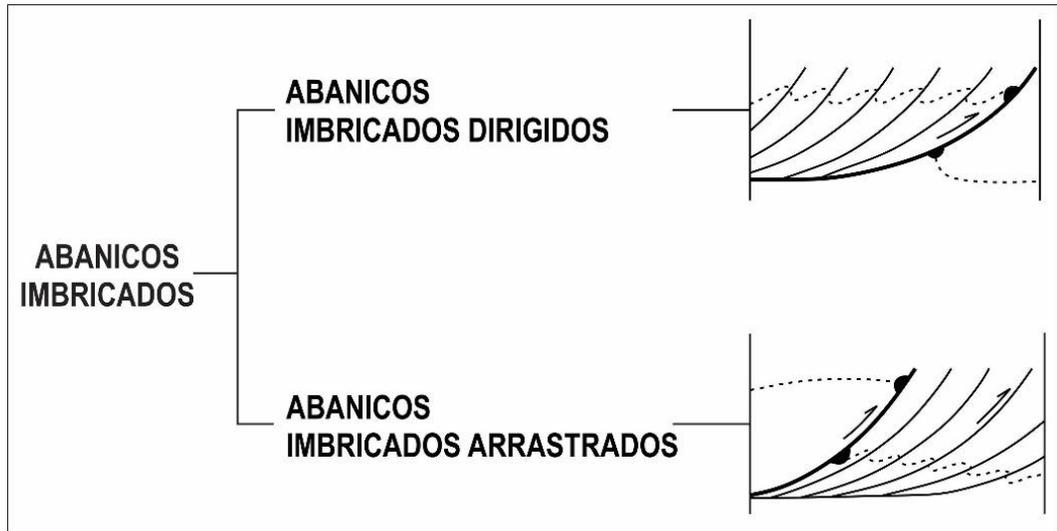
Contrario a lo expuesto en los trabajos de Julivert (1959), Vargas & Niño (1992), Paris *et al.* (2000), Carrillo & Vergara (2001), Diederix *et al.* (2008), donde se define actividad neotectónica para la Falla del Suárez; en la zona de estudio las estructuras con actividad más reciente corresponden a las fallas transversales, ya que gran parte de los procesos morfodinámicos que tienen lugar en la zona, se encuentran

mayormente ligados a dichas fallas; tal es el caso de los movimientos traslacionales, flujo y avalancha de detritos observados a pocos metros hacia el norte de la Falla la Vega; laderas estructurales, caída de tierras y bloques observados hacia el suroeste de la Falla Galán. Además, los depósitos de derrubio hacia el sector de Galán, se encuentran ligados directamente al desplazamiento de las Fallas La Bitoca y Galán, donde esta última corta y desplaza el sistema de fallas del Suárez.

La deformación es caracterizada por un estilo estructural de escamación delgada (Coward, 1983; Burg 2013), donde se asocian fallas de despegue de bajo ángulo, correspondientes a las Fallas Primavera y La Fuente, en las que las llanas se encuentran relacionadas a niveles de shale de las Formaciones Rosablanca y Paja, respectivamente; estas fallas hacia el este conforman un abanico imbricado de tipo arrastrado o *trailing imbricate fan* a una escala más regional, en el que el plano principal de la Falla del Suárez corresponde a la falla con máximo deslizamiento y las imbricaciones se generan por debajo de esta (Figura 68). El sistema de fallas del Suárez se encuentra conformado por un grupo de fallas dispuestas con mismo rumbo y vergencia (Fallas La Centella, La Plazuela, La Mesa y Buenavista), generando abanicos imbricados dirigidos locales (Boyer & Elliot, 1982; McClay, 1999, Fossen, 2010) hacia el norte y sur de la zona, donde solo se ve afectada la Formación Rosablanca; mientras que hacia el sector de Galán esta estructura no se desarrolla, en su lugar se asocia la Falla San Martín, como una falla de atajo o *footwall shortcut*, el cual es una falla que se genera sobre el bloque yacente a partir de la falla principal (McClay, 1999, Mitra, 1986).

Estas variaciones en el estilo estructural sugieren la existencia de zonas transversales que controlan la deformación, las cuales son delimitadas por las Fallas La Vega, La Bitoca y Galán; asociando variaciones en el trazo de la Falla del Suárez y saltos estratigráficos, donde la Formación Rosablanca desaparece para el tramo B; las Fallas La Bitoca y Galán se definen como fallas de transferencia tectónica (McClay, 1999), que desplazan el bloque limitado por estas, hacia el este y generan un desplazamiento de la deformación para la Falla del Suárez hacia su bloque yacente.

**Figura 68.** Clasificación para los abanicos imbricados.



**Fuente:** Boyer & Elliot (1982). Adaptada por los autores.

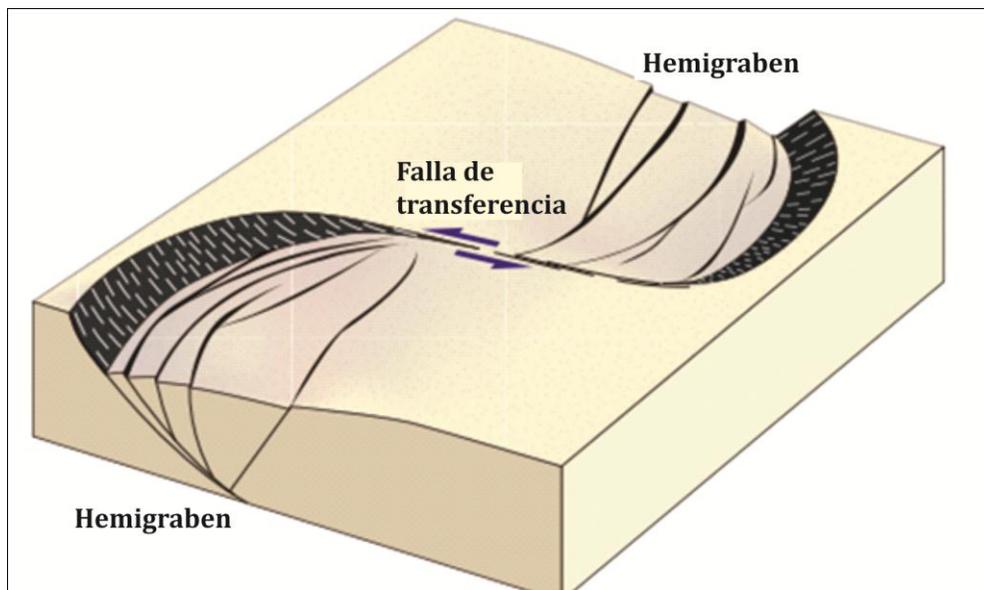
El bloque colgante del sistema de Fallas del Suárez se asocia al flanco este del Anticlinal de los Cobardes; donde dicha estructura presenta replegamientos definiendo una estructura de tipo anticlinorio, como lo sustentan autores como Ramsay & Huber (1997), Fossen (2010), Davis *et al.* (2012).

Por otra parte, las Fallas de El Aserradero y El Cerro forman un relieve invertido, al generar el levantamiento de un bloque, en el que se asocia un alto topográfico a un sinclinal (Gutiérrez, 2008), el cual corresponde al sinclinal de El Cerro. La Falla El Aserradero y algunas fallas inferidas hacia el norte de la zona, se caracterizan por un estilo de escamación gruesa, donde se presentan como cabalgamientos con altos ángulos de inclinación, asociados a despegues profundos (Coward, 1983; Burg 2013), que para el caso de estudio afectan a la Formación Girón (Jg).

## 8.2. EVOLUCION GEOLOGICA Y TENSORES DE ESFUERZOS

La evolución de las estructuras se encuentra representada en la asociación de la dirección de los esfuerzos encontrados, con los distintos eventos tectónicos que han marcado la historia geológica a nivel regional. En el caso de las fallas transversales pueden corresponder a las estructuras más antiguas en el área, junto con las fallas longitudinales inferidas de tipo normal que posteriormente se invirtieron; definiendo previas zonas de transferencia, asociadas a un tensor de esfuerzos en dirección NE-SW, durante el desarrollo de cuencas de tipo extensional, como se expone en los trabajos de Cetina & Patiño (2013) y Jaimes & López (2015); autores como Colleta *et al.* (1990), Cooper *et al.* (1995), Sarmiento (2001) y Tesón *et al.* (2013), mencionan una tectónica distensiva durante el Mesozoico. Esta hipótesis aplica para el modelo definido por McClay (1987), Fossen (2010) y Mitra & Debapriya (2013), en el cual se expone el comportamiento de este tipo de fallas en zonas con tectónica extensional (Figura 69).

**Figura 69.** Esquema para una zona de transferencia en un ambiente extensional.



**Fuente:** Fossen (2010). Adaptada por los autores.

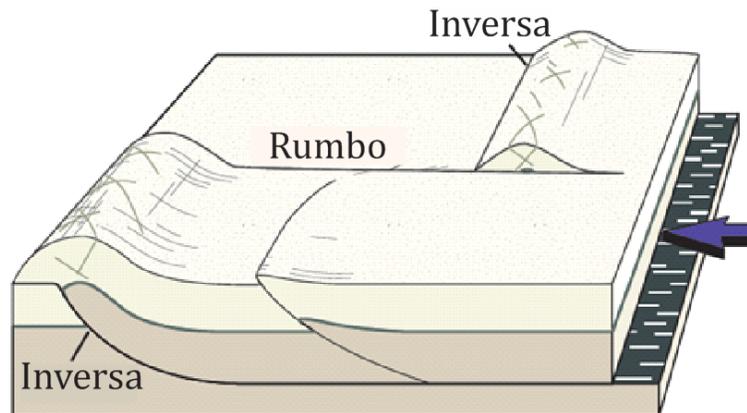
Esta etapa de desarrollo de cuencas extensionales y subsidencia tectónica tuvo lugar hasta el cretácico temprano (Fabre, 1987; Sarmiento *et al.*, 2006), donde la secuencia *syn-rift* es dominada por los sedimentos continentales en la cuenca Tablazo-Magdalena (para este caso por las Formaciones Girón, Arcabuco y Los Santos) y los sedimentos de origen marino como la Formación Rosablanca marcan el cambio de sedimentación continental a marina (Cooper *et al.*, 1995).

Posteriormente el movimiento de la placa Caribe con respecto a la placa Suramericana, conlleva a la acreción oblicua de la Cordillera Occidental, por lo que se produce un cambio de régimen tectónico compresivo/transpresivo hacia el Cretácico tardío (Taboada *et al.*, 2000; Cortés *et al.*, 2005; Jiménez *et al.*, 2014). Estudios centrados en la cuenca del Valle Medio del Magdalena y el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental, sustentan que hacia el Paleoceno tardío, el Anticlinal de los Cobardes estaba emergido, esto a partir de estudios de termocronología (Parra *et al.*, 2009; Duddy, 2009, en Caballero *et al.*, 2010), mientras que Mora *et al.* (2010) mediante huellas de fisión en apatitos, afirma que el Anticlinal de Los Cobardes comienza su exhumación desde el Paleoceno (~60 Ma), definido como un pliegue por propagación de falla, asociado al levantamiento de la Cordillera Oriental (Caballero *et al.*, 2010). Dicha estructura se define en este trabajo como un anticlinorio, el cual es renombrado por Osorio (2016) como Anticlinorio de Los Yarigués; que se encuentra relacionada a un tensor W-E, cuyo desarrollo influenció la generación de fracturas en dirección W-E y N-S, principalmente; donde la dirección W-E es constante hacia el sector de las mesas, lo que también es expuesto por autores como Rojas & Rojas (2006), Velandia *et al.* (2007) y Parra & Patiño (2008). Este tensor coincide con el hallado por Cortés *et al.* (2005) para el sinclinal de Guaduas y el anticlinal de Villeta entre el Maastrichtiano y Paleoceno tardío, justificado por los eventos regionales anteriormente descritos.

Hacia el Oligoceno inicia un proceso de inversión tectónica (Mora *et al.*, 2013), al cual se asocia el levantamiento de la Cordillera Oriental que concluye hacia el Mioceno medio-Pleistoceno con la acreción del bloque Choco (Duque-Caro, 1990; Taboada *et*

al., 2000; Cortes *et al.*, 2005; Parra *et al.*, 2012), asociando un tensor de esfuerzos en dirección NW-SE (Taboada *et al.*, 2000; Cortes *et al.*, 2005), el cual coincide con el tensor definido para la zona de estudio. Aunque este proceso sugiere la inversión de antiguas fallas longitudinales (Fallas El Aserradero junto con las fallas inferidas al noroeste), en la zona de estudio los datos obtenidos para las fallas transversales indican que estas fallas de rumbo también fueron reactivadas y en algunos casos invertidas, coexistiendo con las estructuras longitudinales, las cuales se encuentran cortadas, conllevando a nuevas zonas de transferencia delimitadas por las Fallas Galán y La Bitoca, bajo un régimen tectónico compresivo (Figura 70), asemejándose a modelos expuestos por McClay (1999) y Fossen (2010).

**Figura 70.** Esquema para una zona de transferencia en un ambiente extensional.



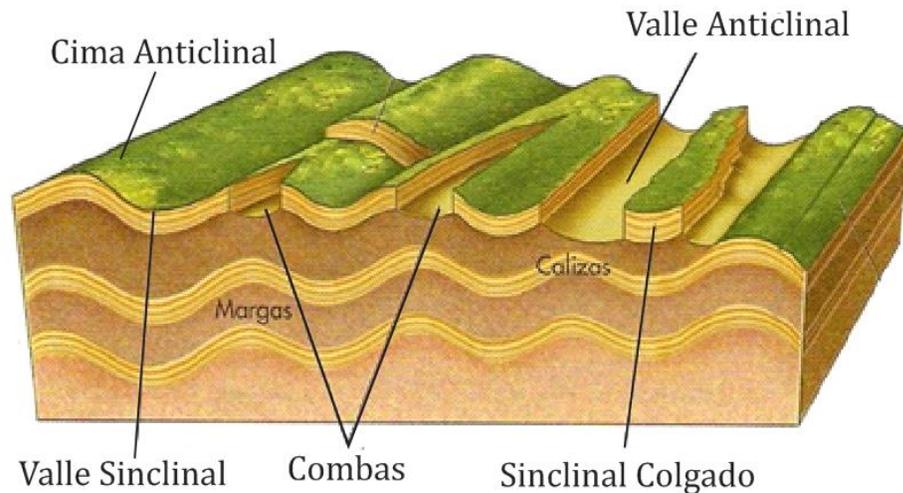
**Fuente:** Fossen (2010). Adaptada por los autores.

A este último evento tectónico también se le atribuye el desarrollo de estructuras imbricadas hacia el bloque colgante de la Falla del Suárez (Fallas La Centella, La Plazuela, La Mesa y Buenavista) y bloque yacente (Falla San Martín), además de estructuras de despegue hacia el este de la zona de estudio (Fallas La Fuente y Primavera), definidas como fallas de cabalgamiento asociadas a *footwall shortcut*, los

cuales también se encuentran hacia el sector de las mesas de Barichara y Los Santos, según lo observado por Velandia *et al.* (2007) y Gómez & Cuervo (2012). Estas estructuras y la erosión diferencial provocada por los drenajes principales, como el río Suárez y las diferentes quebradas subsecuentes que desembocan en él, se encuentran directamente asociadas a la morfología actual en la región de las mesas y cuevas, definidas por Julivert (1958) como un paisaje morfoestructural, donde la exhumación y levantamiento de la serranía de Los Cobardes es el punto de partida para la evolución del relieve, asociando a ello fracturas y reactivación de fallas que controlan el curso de distintos drenajes (Quebradas Vigueche, La Bitoca, La Vega, La Honda, entre otras), que generan valles asociados a la erosión fluvial de los ríos y quebradas remanentes. La acción de la Falla del Suárez, genera un basculamiento hacia el oeste de las capas sobre su bloque yacente, lo cual asocia la morfología de cuevas y algunas mesas locales, que por la continua elevación hacia el oeste de la zona (levantamiento de la serranía de Los Cobardes) conduce a una mayor socavación de los cauces, por lo que la región de las mesas y cuevas son divididas por la erosión fluvial de los diferentes drenajes en el área.

La serranía de Los Cobardes que geológicamente es conformada por diferentes pliegues asociados al Anticlinorio de Los Yariguíes, conforma a nivel regional un relieve congruente, donde los pliegues anticlinales corresponden a las zonas de mayor elevación mientras que los sinclinales se asocian a las de menor elevación; sin embargo, a escala local, el sinclinal colgado del cerro La Luchata, hacia el este de Galán y el valle anticlinal generado por la erosión fluvial asociada al río Suárez, define la presencia de un relieve invertido (Figura 71) a causa tanto de la tectónica como de los procesos erosivos fluviales que tienen lugar en la zona, los que en conjunto define la configuración actual del relieve.

**Figura 71.** Esquema general de las posibles formas del relieve, definiendo hacia la derecha un relieve invertido, mientras que hacia la izquierda predomina un relieve congruente.



**Fuente:** Gutiérrez (2008).

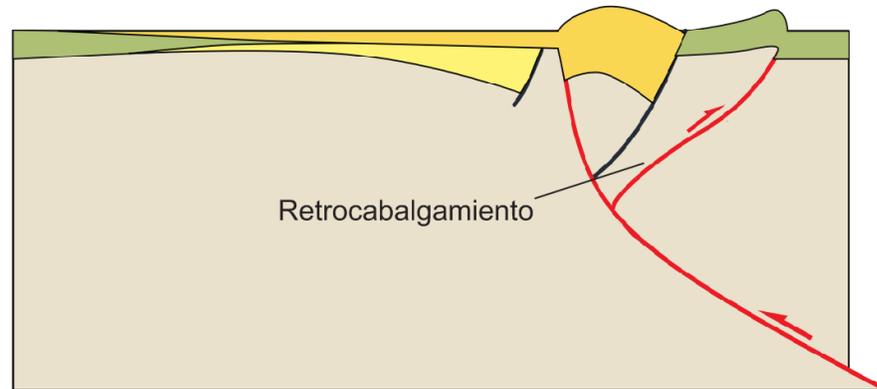
Actualmente los procesos morfodinámicos relacionados con la erosión fluvial, eólica, movimientos gravitacionales y agradación que se presentan en el área de estudio, se asocian directamente con las laderas constituidas por los depósitos de derrubio observados hacia el este de la zona, lo que termina por definir las formas del relieve. La dirección de transporte de material rocoso y detrítico es definida como W-E, donde las Formaciones Girón, Rosablanca y Tablazo son las principales constituyentes y en algunas ocasiones las Formaciones Paja y Simití, se ven afectadas, generando relieves residuales. Muchos de estos procesos se adaptan a los planos de fracturas tanto longitudinales como transversales encontrados en toda la zona, tales como flujos y caídas.

### 8.3. MODELO GEOLÓGICO

La Falla del Suárez ha sido mencionada como una falla reactivada e invertida para diferentes modelos geológicos (Julivert, 1963; Silva *et al.*, 2013; López & Jaimes, 2015; Osorio, 2016), donde su influencia limita hacia el este la cuenca extensiva de la secuencia pre y syn-rift del Mesozoico (Formaciones Girón, Arcabuco y Los Santos); sin embargo, la Falla del Suárez presenta un estilo de escamación delgada asociada al bajo ángulo de inclinación encontrado para los planos de fallas que conforman el sistema, lo que no se adapta al comportamiento de una antigua falla normal que posteriormente se reactivó e invirtió por los eventos tectónicos de edad Cenozoico. Esto debido a que las fallas normales según la ley de fracturación de Anderson, se generan con ángulos de inclinación por encima de los 45°, preferencialmente a 60° (Rosello, 2001), asociándolo a un estilo de escamación gruesa, lo que no se cumple en la zona de estudio. Por tanto se plantean dos escenarios diferentes para explicar dicho fenómeno.

En el primer escenario se define que la Falla del Suárez corresponde a un retrocabalgamiento de una falla principal hacia el noroeste (Figura 72). En este caso, se considera a la Falla de La Salina como la falla principal de la cual se desprende la Falla del Suárez, debido a su estilo estructural, definido como una falla inversa de alto ángulo con vergencia hacia el noroeste (Paris *et al.*, 2001; Silva *et al.*, 2013), que bordea el piedemonte occidental de la Cordillera Oriental y se une hacia el norte con la Falla Bucaramanga. Dicha relación permite inferir que la Falla del Suárez no fue una falla activa en el Jurásico, lo cual conlleva a establecer que su actividad se generó a partir de los eventos compresivos/transpresivos del Cenozoico, asociando a esto el levantamiento del Anticlinorio de Los Yaráguies, en el que Caballero *et al.* (2010) define la estructura anticlinal mayor como un pliegue por propagación de falla, donde su flanco este es el más inclinado (Royero & Clavijo, 2001), en el que los pliegues sinclinales y anticlinales que la conforman son pliegues de arrastre asociados a fallas inversas (Osorio, 2016).

**Figura 72.** Modelo geológico generalizado para un retrocabalgamiento, a partir de una falla inversa de alto ángulo.

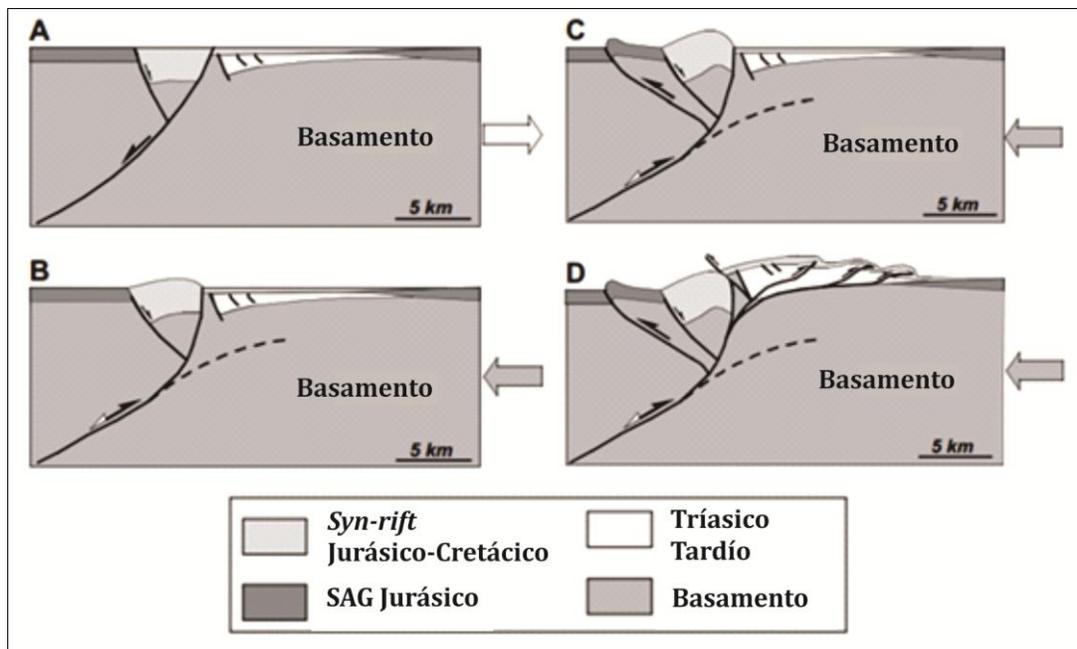


**Fuente:** Fossen (2010). Adaptada por los autores.

El segundo escenario es más consecuente con la teoría de una falla invertida y reactivada, donde se propone que la Falla del Suárez presenta una evolución en su deformación similar al modelo expuesto por Amilibia *et al.* (2008) para el norte de los Andes de Chile (Figura 73). En este modelo se propone una fase inicial distensiva que corresponde al Jurásico-Cretácico, donde actúan fallas normales, formando una cuenca de tipo extensional (Falla del Suárez). Posteriormente, se sobreimpone un evento de inversión tectónica que desarrolla un estilo mixto de escamación delgada y gruesa. El acortamiento se acomoda por una combinación de inversión de fallas preexistentes (Falla del Suárez), desarrollo de fallas de atajo y corrimientos de escamación delgada y gruesa, que involucran toda la secuencia; durante la fase de inversión, la Falla del Suárez asociada a un alto ángulo de inclinación, desarrolla fallas de atajo (Fallas La Primavera, La Fuente y las presentes hacia el sector de las mesas de Barichara y Los Santos), que se asocian a un estilo estructural de escamación delgada; sin embargo, el modelo plantea que el bajo ángulo de la Falla del Suárez en la zona de estudio, es debido a que esta falla está comprendida dentro de las fallas de atajo que se desprenden de la falla principal, en donde esta última se ve interrumpida por el

cambio en el estilo estructural de escamación gruesa a escamación delgada. Por tanto la deformación pasa al primer *shorcut* desarrollado, definiéndose como el plano principal.

**Figura 73.** Modelo geológico evolutivo de inversion tectonica a partir de una fase inicial de extension y su desarrollo pasando de un estilo estructural de escamación gruesa a un estilo de escamación delgada.



**Fuente:** Amilibia *et al.* (2008). Adaptada por los autores.

Este último escenario también se encuentra relacionado con el levantamiento del Anticlinorio de los Yariguíes, asociando el origen de algunos de los pliegues que lo conforman a retrocabalgamientos de la Falla del Suárez o fallas remanentes de alto ángulo que lograron sobreimponearse al estilo de escamación delgada.

## 9. CONCLUSIONES

La Falla del Suárez es definida para el área de estudio como un sistema de fallas de cabalgamiento con vergencia hacia el sureste, en el cual los planos asociados a la falla principal (Fallas La Centella, La Plazuela, La Mesa y Buenavista), generan una serie de cuñas que afectan principalmente a la Formación Rosablanca.

Se encontraron fallas transversales de rumbo en dirección NW-SE como las Fallas La Vega, Galán y La Bitoca, las cuales seccionan el área en tres tramos, en donde la variación del estilo estructural de cada uno, sugieren la existencia de zonas de transferencia tectónica identificadas hacia el sector de Galán.

La zona de estudio presenta un estilo estructural tanto de escamación gruesa como de escamación delgada, en donde la primera de estas se evidencia en las fallas de alto ángulo inferidas al norte de la zona, mientras que el estilo estructural de escamación delgada se encuentra caracterizado por fallas de cabalgamiento como las Fallas Primavera, La Fuente y el sistema de fallas del Suárez que afectan la cobertera sedimentaria generando abanicos imbricados arrastrados y dirigidos, destacándose los primeros de estos hacia el este, afectando la zona de las mesas de Barichara y Los Santos; mientras que los abanicos imbricados dirigidos están constituidos solo por el sistema de fallas del Suárez (Fallas La Centella, La Plazuela, La Mesa, Buenavista y la Falla del Suárez).

Se define que el replegamiento observado en la estructura nombrada como Anticlinal de Los Cobardes, no es acorde a dicha denominación; ya que presenta las características de una estructura de tipo anticlinorio, por lo que en este trabajo se adopta el nombre de Anticlinorio de los Yariguíes, propuesto por Osorio (2016) para describir la estructura presente al oeste del área, donde su exhumación y posterior levantamiento fueron un factor importante en la configuración actual del relieve, ya que se generaron nuevas fracturas y reactivaron antiguas estructuras que controlan

los cursos de los drenajes actuales, cuya erosión divide el sector de las mesas y cuevas al este de la zona de estudio.

Mediante el análisis de datos estructurales se definieron cuatro tensores de esfuerzos en direcciones N-S, NE-SW, W-E y NW-SE, siendo este último el tensor más reciente el cual coincide con lo descrito por Taboada et al. (2000) y Cortés et al. (2005) para los eventos deformativos del Cenozoico. El tensor NE-SW es definido como un paleotensor correspondiente a los eventos extensionales que tuvieron lugar en el Jurásico–Cretácico temprano; el tensor W-E se asocia al periodo de exhumación del Anticlinorio de Los Yarigués hacia el Paleoceno; mientras que el tensor hallado en dirección N-S corresponde a un tensor local que se exhibe hacia el norte de la zona de estudio, influenciado por la acción de fallas principales, donde imprime una cinemática no acorde al régimen de esfuerzos actual, evidenciado en las distensiones locales al noreste de La Fuente y la cinemática de las fallas transversales locales.

Geomorfológicamente la Falla del Suárez divide el área longitudinalmente, en donde a su bloque yacente asocia morfologías estables definidas como mesas, cuevas y laderas; mientras que su bloque colgante evidencia formas asociadas a cuchillas, filos, *hogbacks*, cimas anticlinales, valles sinclinales, cuñas por compresión y sinclinales colgados, construyendo sistemas montañosos relacionados con un grado alto de deformación, en el que los plegamientos del Anticlinorio de Los Yarigués, son las estructuras relacionadas a estas expresiones morfológicas.

La tectónica actual define a escala regional un relieve congruente asociado a la Falla del Suárez y el Anticlinorio de Los Yarigués; mientras que al este, la socavación del río Suárez forma un relieve invertido. Sin embargo, a escala local, el cerro La Luchata se define como un alto topográfico asociado a una estructura sinclinal, lo que se determina como un relieve invertido asociado a la acción de las Fallas del Cerro y el Aserradero.

Los procesos morfodinámicos que actualmente tienen lugar en la zona de estudio, tales como la caída de bloques y los flujos de detritos y escombros, se encuentran

relacionados principalmente a las fracturas, fallas locales y a la erosión fluvial causada por los drenajes, especialmente los controlados por las fallas transversales, que asocian procesos agradacionales, los cuales influyen en la constitución de los depósitos de derrubio. Algunos movimientos gravitacionales, como los deslizamientos traslacionales y las avalanchas de detritos, se identificaron cerca de dichas estructuras.

## **10. RECOMENDACIONES**

Llevar a cabo trabajos relacionados con la caracterización estructural de fallas transversales, identificadas y cartografiadas a lo largo de la Cordillera Oriental y su relación con las estructuras longitudinales para determinar su influencia en la tectónica actual.

Hacer estudios estratigráficos cuyo propósito sea contribuir al esclarecimiento de la correlación propuesta por Pulido (1979), entre las Formaciones Arcabuco y Los Santos.

## BIBLIOGRAFIA

AMILIBIA, A., SABAT, F., MCCLAY, K., MUÑOZ, J., ROCA, E., CHONG, G. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. En: Journal of Structural Geology. 2008. Vol. 30. pp 1520-1539.

ANDERSON, E. M. The Dynamics of Faulting. En: Dynamics of Faulting by E. M. Anderson. Geological, London, Special Publications. 1951. Vol. 367, p. 231-246

BAYONA, G. CORTES, M. JARAMILLO, C. OJEDA, G. ARISTIZABAL, J. REYES, A. La deformación pre-Neógena de la Cordillera Oriental definida por depósitos de antepais. En: Boletín de Geología. Vol 29. 2007. No. 1. p. 51-59

BOYER, S., ELLIOT, D. Thrust Systems. En: AAPG Bulletin. 1982. Vol. 66 No. 9. pp 1196-1230.

BURG, J. Structural Geology and Tectonics: Thrust Systems. Zürich: ETH Zürich and Universität Zürich. 2011.

BURG, J. Structural Geology and Tectonics: Paleo-“Stress” Analysis from Fault Data. ETH Zürich and Universität Zürich. 2013.

CABALLERO, V. PARRA, M. MORA, A. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano: proviniencia sedimentaria en el Sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca del Valle Medio del Magdalena. En: Boletín de Geología, 2010. No. 32 (1). p 45-77.

CARRILLO, E. VERGARA, H. Neotectonica y fallas activas del nororiente Colombiano. INGEOMINAS. Bogota. 2001. p 12.

CASAS, A. PEÑA, I. SIMÓN, J. Los métodos de análisis de paleoesfuerzos a partir de poblaciones de fallas: sistemática y técnicas de aplicación. Estudios Geológicos. 1990. Vol. 46. p 385-398.

CEDIEL, F. El Grupo Girón, una molasa Mesozoica de la Cordillera Oriental. Boletín Geológico, Servicio Geológico Nacional. 1968. Vol. 16, No. 1-3, pp 5-96.

CEDIEL, F. SHAW, R. CÁCERES, C. Tectonic Assambly of the Northern Andean Block. En: APPG Memoir. 2003. No. 79. p 815-848.

CETINA, L. M., PATIÑO, H. A. Determinación de los tensores de esfuerzos asociados a la evolución del flanco oeste del Anticlinal de Los Cobardes, Santander. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2013. 182 p.

COLLETA, B. HEBRARD, F. LETOUZEY, J. WERNER, P. RUDKIEWICZ, J. Tectonic Style and Crustal Structure of the Eastern Cordillera (Colombia) From a Balanced Cross-Section. En: Petroleum and Tectonic in Mobile Belts. 1990. p 81-100

CONNY ZEEB, GOMEZ, E., BONS, P., BLUM, F. Evaluation of sampling methods for fracture network characterization using outcrops. En: AAPG Bulletin. 2013. No. 9(97). 22 p.

COOPER, M. A. ADDISON, F. T. ALVAREZ. R. CORAL, M. GRAHAM, R. H. HAYWARD, A. B. TABORDA, A. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia. En: AAPG Bulletin. 1995. No. 10. p. 1421-1443.

CORTES, M. Evolution Structurale du Front Centre-Occidental de la Cordillere Orientale de Colombie. Ph.D. Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 2004. p. 350.

CORTES, M. ANGELIER, J. COLLETA, B. Paleostress evolution of the northern Andes (Eastern Cordillera of Colombia): Implications on the plate kinematics of the South Caribbean region. En: Tectonics. 2005. No 24. p. 1-27

COWARD, M. P. Thrust tectonics, thin skinned or thick skinned and the continuation of thrusts to deep in the crust. *Journal of Structural Geology* Vol. 2, 1983. No. 2 pp 113-123.

DAVIS, G. H., REYNOLDS, S. J., HUTCH, C. F. *Structural Geology of Rocks and Regions*. 3rd Edition. John Wiley & Sons, Inc., 2012. 861 p.

DENGO, C. MICHAEL, C. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics. En: *AAPG Bulletin*. 1993. No. 77. pp 1315-1337.

DÍAZ, G. D., SUÁREZ, M. J. Evidencias neotectónicas del sistema de fallas del Suárez en su confluencia con el sistema de fallas de Bucaramanga. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 1998. 161 p.

DIEDERIX, H, TORRES, E, HERNANDEZ, C, BOTERO, P. Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosismológicas de los principales sistemas de falla en la región de Bucaramanga. Bogotá. INGEOMINAS. 2008.

DUDDY, I. R. Thermochronology and basin modeling and prediction: Dispelling some myths. Geotrack International Pty Ltd. Bucaramanga. 2009. 78 p.

DUQUE-CARO, H. The Choco Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 1990. Vol 3, pp. 71-84.

EGO, F., SEBRIER, M., LAVENU, A., YEPES, H., EGUES, A. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model of the Ecuadorian Andes. En: *Tectonophysics*. 1996. No. 259. p. 101-116.

ETAYO, F. El sistema cretáceo de la región de Villa de Leiva y zonas próximas. *Revista de Geología Colombiana*. Bogotá. 1968. Vol. 5. pp 5-74.

ETAYO, F., INSTITUTO NACIONAL DE INVESTIGACIONES GEOLOGICO-MINERAS., U.S. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. Publ. esp. INGEOMINAS. 1983. No. 14. 235p

ETAYO-SERNA, F. Epílogo: A modo de historia geológica del Cretácico del Valle Superior del Magdalena. En: F. Etayo Serna (ed.), Estudios geológicos del Valle Superior del Magdalena. Chapter XX, Univ. Nacional de Colombia, Ecopetrol, Bogotá, 1994.

FABRE, A. Tectonique et génération d'hydrocarbures: un modèle de l'évolution de la Cordillère Orientale de Colombie et du Bassin de Llanos pendant le Crétacé et le Tertiaire. Archives des Sciences Genève, 1987. Vol 40, pp. 145-190.

FOSSON, H. Structural Geology. Cambridge University Press, New York. 2010. 481 p.

GALVIS, J. N., RUBIANO, J. L. Redefinición Estratigráfica de la Formación Arcabuco, con base en el análisis facial. Proyecto Cretácico. Publicaciones especiales geológicas del Ingeominas. 1985. No. 16, Cap VII, pp 1-16.

GÓMEZ, E. JORDAN, T. ALLMENDINGER, R. HEGARTY, K. Syntectonic Cenozoic Sedimentation in the northern middle Magdalena Valley Basin of Colombia and implications for exhumation of the Northern Andes. GSA Bulletin 2005. No 117(5-6). P 547-569

GOMEZ, J. D., CUERVO, R. G. Estudio geológico enfocado a la caracterización paisajística de la mesa de Los Santos, Santander, Colombia. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2012. 181 p.

GUTIÉRREZ, M. Geomorfología. Pearson Educación, S.A. Madrid, 2008. 920 p.

JAIMES, E. L., LOPEZ, O. A. Contribución al conocimiento geológico del sector suroeste de la plancha 120-III-C, Valle Medio del Magdalena. Trabajo de grado Geología.

Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2015. 120 p.

JIMÉNEZ, G., SPERANZA, F., FACCENA, C., BAYONNA, G., MORA, A. Paleomagnetism and magnetic fabric of the Eastern Cordillera of Colombia: Evidence for oblique convergence and non-rotational reactivation of a Mesozoic intra-continental rift. *Tectonics*, 2014. Vol. 33. 32 p.

JULIVERT, M. La morfoestructura de la zona de mesas al SW de Bucaramanga. En: *Boletín de Geología. Universidad industrial de Santander*. 1958. No 1. p. 7-44

JULIVERT, M. Geología de la zona tabular entre San Gil y Chiquinquirá, Cordillera Oriental, Colombia. *Boletín de Geología. Universidad industrial de Santander*. 1958. No 2. p. 35-46

JULIVERT, M. Geología de la vertiente W del macizo de Santander en el sector de Bucaramanga. En. *Boletín de Geología. UIS*. 1959. Vol. 12, p. 15-34.

JULIVERT, M. Geología de la Vertiente W de la Cordillera Oriental en el Sector de Bucaramanga (Colombia, Sud-América). *Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander*. 1961. Vol.8. No. 2. p. 35-43

JULIVERT, M. TÉLLEZ, N. Sobre la presencia de fallas de edad precretácica y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander. (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología. Universidad Industrial de Santander. Bucaramanga*. 1963. No. 12. pp 5-18.

KAMMER, A. Steeply Dipping basement Fault and associated Structures of the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: *Geología Colombiana*. 1993. No. 18, p 47-64.

LONDOÑO, H. Evidencias de actividad neotectónica cuaternaria de las fallas Santa Marta- Bucaramanga y del Suárez. *Boletín Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional de Colombia. Cali*. 1982. No. 7 y 8. p 74-75.

- LÓPEZ, E. BARRERO, J. Upper Crust Models of Colombia- Chapter 3-Continental Deformed Crust (Section cs 3-11). Bogota, INGEOMINAS. 2002
- MITRA, S. Duplex Structures and Imbricate Thrust: Geometry, Structural Position and Hydrocarbon Potential. AAPG Bulletin. 1986. Vol. 70, No. 9, pp. 1087-1112.
- MITRA, S., DEBAPRIYA, P. Experimental models of transfer zones in rift systems. AAPG Bulletin. 2013. Vol. 97. No. 5. pp 759-780.
- MARRETT, R. PEACOCK, D. Strain and stress. Journal of Structural Geology. 1999. Vol. 21. p 1057-1063.
- MARTINEZ, J. Geología Estructural y Dinámica Global. Universidad de Salamanca, España. 2002
- MENDOZA, P. Geología y comportamiento geoquímico de la Formación Girón en la parte meridional del Anticlinal de los Cobardes (Santander). En: Geología Colombiana. 1990. No. 17. pp 183-195.
- MCCLAY, K. 4.2 Thrust systems II - a review of thrust terminology. En: Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration. Professor of Royal Holloway, University of London. 1999. pp 293-307.
- MOJICA, J. KAMMER A. UJUETA, G. El Jurásico del sector noroccidental de Suramérica y guía de la excursión al Valle Superior del Magdalena, Regiones de Payandé y Prado, Departamento del Tolima, Colombia. En: Geología Colombiana, Bogotá, 1996. No. 21. p. 49-70.
- MORA, A., HORTON, B. MESA, A., RUBIANO, J., KETCHMAN, B., PARRA, M., BLANCO, V., GARCÍA, D., STOCKLI, D. Migration of Cenozoic deformation in the Eastern Cordillera of Colombia interpreted from fission track results and structural relationships: Implications of petroleum systems. En: AAPG Bulletin. 2010. Vol. 94. No. 10. pp 1543-1580.

MORALES, L. et al. General Geology and Oil Occurrences of Middle Magdalena Valley, Colombia, in habitat of oil symposium. AAPG. 1958. pp 641-695.

NIE, J. HORTON, B. SAYLOR, J. MORA, A. MANGE, M. GARZIONE, C. PARRA, M. Integrated provenance analysis of a convergent retroarc foreland system: U-Pb ages, heavy minerals, Nd isotopes and sandstone compositions of the Middle Magdalena Valley Basin, Northern Andes, Colombia. En: Earth-Science reviews, 2012. No 110. p 111-126.

PAGE, W. Geología sísmica y sismicidad del Noroeste de Colombia. Interconexión Eléctrica. Bogotá. 1986

PARÍS, G., MACHETTE, M., DART, R., HALLER, K. Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. Science for a changing world, USGS. 2000.

PARRA, C. A., PATIÑO, J. L. Caracterización estructural y estratigráfica de las Formaciones Simití y Tablazo sobre la microcuenca de la quebrada La Paramera, municipio de Barichara, Santander, con fines hidrogeológicos. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, 2008. 160 p.

PARRA, M., MORA, A., LOPEZ, C., ROJAS, L., HORTON, B. Detecting early shortening and deformation advance in thrust-belt hinterlands: example from the Colombian Andes. Geology. 2012.

PARRA, M., MORA, A., SOBEL, E. R., STRECKER, M. R., GONZÁLEZ, R. Episodic orogenic-front migration in the northern Andes: constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. Tectonics, 2009. Vol. 28. pp 1-27

PINDELL, J.L., ERIKSON, J.P. The Mesozoic passive margin of northern South America. En: Salfity, J.A. Ed. Cretaceous Tectonics of the Andes: Vieweg Publishing, 1994 p. 1-60.

PULIDO, O. Geología de la Plancha 135- San Gil. Escala 1:100000. Bogotá. INGEOMINAS. 2001.

OSORIO, D. A. Estratigrafía y deformación del Grupo Girón en el Anticlinorio de Los Yariguíes (“Anticlinal de Los Cobardes”) sectores Zapatoca y río Lebrija. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2016. 173 p.

RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2: Folds and fractures. London: Academic press, Elsevier Ltda., 1987. 406 p.

RAMSEY, J. LISLE, R. The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology. Academic Press, London. 2000

ROEDER, D. CHAMBERLAIN, R. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution. En: APPG Memoir. 1995. No 62. p 633-645

ROJAS, S., ROJAS, J. Cartografía geológica y caracterización estratigráfica y estructural orientada a proponer el modelamiento hidrogeológico del área comprendida entre los municipios de Barichara y Cabrera. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 2006. 162 p.

ROSELLO, E. Sistemas Tectónicos Transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. En: Asociación Geológica Argentina. 2001. No 5. p 10-43

ROYERO, J. CLAVIJO, J. Mapa Geológico Generalizado Departamento de Santander. Bogotá. INGEOMINAS. 2001

SARMIENTO, L. Mesozoic Rifting and Cenozoic basin inversion history of the Eastern Cordillera, Colombia Andes. Inferences from tectonic models. Faculty of Earth and Life Sciences, Vrije Universiteit Amsterdam. NSG. 2001. p. 263

SARMIENTO –ROJAS, L. VAN WESS, J. CLOETINGH, S. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. En: Journal of South American Earth Sciences. 2006. No 21. p 383-411.

SIBSON, R. Fault rocks and fault mechanisms. En: Journal of the Geological Society of London. 1975. Vol. 133. pp 191-213.

SILVA, A., MORA, A., CABALLERO, V., RODRIGUEZ, G., RUIZ, C., MORENO, N., PARRA, M., RAMIREZ, J., IBÁÑEZ, M., QUINTERO, I. Basin compartmentalization and drainage evolution during rft inversión: evidence from Eastern Cordillera of Colombia. En: The Geological Society of London. Spetial publications. 2013. Vol. 377. pp 369-409.

TABOADA, A. RIVERA, L, A. FUENZALIDA, A. CISTERNAS, A. PHILIP, H. BIJWAARD, H. OLAYA, J. RIVERA, C. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). En: Tectonics, Vol. 19. 2000. No 5, p 787-813.

TESÓN, E. MORA, A. SILVA, A. NAMSON, J. TEIXELL, J. CASTELLANOS, W. CASALLAS, M. JULIVERT, M. TAYLOR, M. IBAÑEZ-MEJIA, VALENCIA, A. Relationship of Mesozoic graben development, stress, shortening magnitude, and structural style in the Eastern Cordillera of the Colombian Andes. En: Thick-skin-Dominated Orogens: From Inversion to Full Accretion. Geological Society, London. Special Publications. 2013. p 257-283

TURNER, F. Nature and Dynamic Interpretation of deformation Lamellae in Calcite of Three Marbles. En: American Journal of Science. 1953. No. 251. p 276-298.

VARGAS, G., NIÑO, A. Geología y geotecnia de la escarpa noroccidental de la meseta de Bucaramanga. Trabajo de grado Geología. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. Facultad de Ingenierías Fisicoquímicas, 1992. 130 p.

VARNES, D. Tipos de movimientos de pendiente y procesos. En: Informe especial 176: Landslides: Analisis y control. Transporte y Carretera la Junta de investigación de la Academia Nacional de Ciencias. Washington D.C. 1978. pp 11-33.

VELANDIA, F., SILVA, G; MORALES, C., OSORIO, J. Análisis cinemático de la región central del departamento de Santander. Memorias. XI Congreso Colombiano de Geología. Bucaramanga. 2007. 19 p.

WARD, W. GOLDSMITH, R. CRUZ, J. RESTREPO, H. Mapa Geológico Del Cuadrángulo H-12. Escala 1:100.000. Bucaramanga, INGEOMINAS. 1977

WARD, W. GOLDSMITH, R. CRUZ, J. RESTREPO, H. Geología del Cuadrángulo H-12, Bucaramanga y H-13, Pamplona, Departamento de Santander y Norte de Santander. En: Boletín Geológico. 1973. No 21 (1-3).