



Cartografía y Neotectónica de La Falla de Chaguacá,
Prolongación sur de la Falla de Bucaramanga



**CARTOGRAFÍA Y NEOTECTÓNICA DE LA FALLA DE CHAGUACÁ,
PROLONGACIÓN SUR DE LA FALLA DE BUCARAMANGA**

CARLOS HUMBERTO DEL REAL ESTRADA

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2013



Cartografía y Neotectónica de La Falla de Chaguacá,
Prolongación sur de la Falla de Bucaramanga



**CARTOGRAFÍA Y NEOTECTÓNICA DE LA FALLA DE CHAGUACÁ,
PROLONGACIÓN SUR DE LA FALLA DE BUCARAMANGA**

CARLOS HUMBERTO DEL REAL ESTRADA

**Proyecto de Grado para optar al Título de
GEÓLOGO**

**DIRECTOR
FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO
MSc. Geólogo.**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICO QUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2013**



DEDICATORIA

Al amor, paciencia, desquiciada dedicación, esmero, bondad, comprensión, nobleza y esfuerzo del ser humano sobre el que descansa todo lo que soy y lo que seré, mi adorada mamita, Adelayda.



CONTENIDO

INTRODUCCION	22
1. OBJETIVOS	23
1.1. OBJETIVO GENERAL	23
1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	23
2. GENERALIDADES.....	24
2.1. Localización	24
2.2. Fisiografía y clima	28
2.2.1. Fisiografía.....	28
2.2.2. Clima	29
3. Metodología	30
3.1. Fase 1 Recolección de información disponible y consulta Bibliográfica.....	30
3.2. Fase 2 Interpretación Fotogeológica.....	30
3.3. Fase3 Campo.....	31
3.4. Fase 4 Procesamiento e interpretación de los Datos obtenidos en campo.	31
3.5. Fase 5 Elaboración del Informe Final.....	32
4. Marco Teórico	33
4.1. Deformación por Fallamiento en Rumbo.....	33
4.1.1. Reglas geométricas básicas del fallamiento en rumbo.....	33
4.1.2. Trayectoria de las Fallas de Rumbo	37
Fallamiento de Rumbo en Vista de mapa	42
Transpresión y Transtensión	44
Estructuras en Flor.....	44
Experimentos de fallamiento en Rumbo	46



Rotación de Bloques	47
4.2. Procesamiento del Modelo Digital del Terreno con Herramientas Enfocadas al Análisis Hidrológico.....	48
Acumulación de Flujo.....	50
Dirección de Flujo	52
Vectorización	53
4.3. Cinemática de Fallas.....	54
Procesamiento	55
4.4. Análisis de Diaclasas	59
5. Antecedentes del Área de Estudio	61
5.1. Interpretación de Transcurrencia de las Fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes Landsat TM, Velandia, (2005)	61
5.2. Cartografía de la Plancha 152 y su respectiva Memoria Explicativa Vargas <i>et al</i> , (1987)	63
5.4. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, Cooper <i>et al</i> , (1995).....	68
6. Geología General del Área.....	71
6.1. Estratigrafía.....	71
6.1.1. Formación Tíbet (Dft).....	71
6.1.2. Formación Floresta (Df).....	72
6.1.3. Formación Cucho (Pcc).....	73
6.1.4. Formación Girón (Jg).....	74
6.1.5. Cuarzomonzonita de Santa Rosita (JRcm).....	74
6.1.6. Qal 2 Terraza Media.....	75
6.1.7. Qal Terraza Baja	75
6.2. Tectónica y Geología Estructural	79
7. Cartografía y Geomorfología de la Falla de Chaguacá	89



7.1.	Lomos de Obturación	92
7.2.	Lomos de Falla.....	98
7.2.1.	Lomos de Falla Observados desde las estaciones Al Norte de la Zona de Estudio. 108	
7.2.2.	Lomo de Ballena.....	113
7.2.3.	Lomo de Falla Sur	115
7.2.4.	Lomo de Presión Cuchilla Miraflores	117
7.2.5.	Otros Rasgos Geomorfológicos Identificados.....	119
8.	Análisis de Drenajes y Paleocorrientes	124
8.1.	Análisis de Drenajes	124
8.2.	Análisis de las Paleocorrientes y de Procedencia.....	130
8.2.1.	Qal 2 Terraza Media	131
8.2.2.	Qal Terraza Baja	137
9.	Análisis Microestructural	138
9.1.1.	Adquisición de los Datos	138
9.1.2.	Resultados del análisis cinemático de las fallas	139
9.2.	Análisis de Diaclasas	150
9.3.	Desplazamiento y edad de la Falla	154
9.4.	Componente Vertical de la falla	161
10.	Discusión.....	163
11.	Conclusiones.....	166
12.	Recomendaciones	167
	BIBLIOGRAFÍA.....	168
	Referencias en la Web.....	171



LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Síntesis de las diferentes etapas en el tiempo	32
Tabla 2 Datos utilizados para El Balón de playa de la estación CD-001 y CD-002	141
Tabla 3 Datos utilizados para el Balón de playa de la estación CD-003 y CD-005	142
Tabla 4 Datos utilizados para el Balón de playa de la estación CD-006, CD-007 y CD-009	143
Tabla 5 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-012 y CD-013	144
Tabla 6 Datos utilizados para el balón de playa de las estaciones CD-023, CD-024 y CD-025	146
Tabla 7 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-026	147
Tabla 8 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-052	149
Tabla 9 Rumbo y Buzamiento de las principales familias de Diaclasas Identificadas	153
Tabla 10. Datos utilizados para calcular la componente vertical de la Falla de Chaguacá	161



LISTA DE FIGURAS

Figura 1 Mapa de localización y acceso a la zona de estudio.	25
Figura 2 Mapa que ilustra las dimensiones de la Falla de Bucaramanga y su terminación al sur en detalle, resaltando la zona de estudio y el Macizo de Floresta. Adaptado de Velandia (2005).	27
Figura 3 Fotografía tomada a 3350 msnm en cercanías a la estación CD-077 (ver Anexo A).	28
Figura 4 Bloques Diagrama mostrando los tipos de fallas de rumbo.	34
Figura 5 Bloques diagramas de un modelo genérico de lomos lineales de falla (linear fault ridges) y lagos de falla (sag ponds) Tramos rectos de una falla transcurrente, que relaciona la geometría del plano de falla (a) con la dirección del movimiento. De esta manera se generan cuñas expulsadas que corresponden a los lomos lineales (b) y cuñas hundidas que corresponden a depresiones o lagos de falla (c). (Notas de clase inéditas de H. Van der Meer Mohr, ITC, Holanda). ...	34
Figura 6 Diagrama de familias de fracturas asociadas al movimiento de Una falla y su nomenclatura	35
Figura 7 Formación de Fracturas en échelon por fracturas de Tensión.....	37
Figura 8 Terminología de saltos y curvas a lo largo de una Falla de rumbo (para este ejemplo dextral).....	39
Figura 9 Patrón de líneas anastomosadas que se puede presentar en un sistema de fallas de Rumbo	40
Figura 10 Sistema idealizado de fallas dextrales.	41



Figura 11 Elipse de deformación.	43
Figura 12 Estructura en flor negativa en una Falla dextral.....	45
Figura 13 Estructura en flor negativa en una Falla dextral.....	46
Figura 14 Arreglo y enlaces de fallas Riedel a lo largo de una zona de Falla dextral.	47
Figura 15 Rotación de Bloque en sentido de las manecillas del reloj en una zona de Wrench Dextral.	48
Figura 16 Visualización de una superficie DEM Ráster.	49
Figura 17 Manejo computacional para obtener la Dirección del Flujo y la Acumulación del Flujo.....	51
Figura 18 Manejo Computacional de la Dirección de Flujo.....	53
Figura 19 Vectorización del Archivo Tipo Ráster.	54
Figura 20 Representación de la cinemática de la falla según a) Angelier b) Hoepfner.....	56
Figura 21 Representación del análisis cinemático de fallas con un balón de playa.....	58
Figura 22 Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas Tomado de (Martínez, 2003)	59
Figura 23 Dúplex propuesto por Velandia, (2005) para la terminación de la falla de Bucaramanga.....	62



Figura 24 Estructura en Dúplex de la zona de Soatá (Velandia, (2005) modificada de Vargas et al, (1987))	63
Figura 25 Muestra el desplazamiento estimado de la falla de Chaguacá (Guantiva), el trazo que considera la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta y la forma como este desaparece al unirse con la Falla de Soapaga.	67
Figura 26 Corte geológico y retrodeformación hasta antes de la orogenia andina la cual calcula un acortamiento de 68 km.	69
Figura 27 Esquema de fallas de la Cordillera Oriental que muestra la Ubicación del Corte Geológico de la Figura 26 y como se prolongarían las fallas de Boyacá y Soapaga.	70
Figura 28 Se resaltan dos niveles de terraza aluvial. Fotografía tomada desde la estación CD-022.	76
Figura 29 Estratigrafía Generalizada de la Zona de Estudio.	77
Figura 30 Columna Estratigráfica generalizada de la secuencia precretácica del Macizo de Floresta Boyacá – Colombia.....	78
Figura 31 Evolución tectónica Secuencial de la Cordillera Oriental desde el Jurásico.	81
Figura 32 Mapa de Fallas de los alrededores de la zona, se muestra el trazo continuado de la Falla de Bucaramanga La Geología Estructural del Área en su forma regional es descrita de mejor manera por Velandia F. (2005), en cuyo estudio propone la terminación de la Falla de Bucaramanga como un Dúplex Transpresivo y basado en imágenes de satélite define los trazos de las fallas de Boyacá, Chaguacá, y Soapaga. Resaltado en Fucsia la zona de estudio.	82



Figura 33 Muestra el despegue regional en la corteza media decapitando estructuras de Horst y Graben	83
Figura 34 muestra el despegues de bajo ángulo en la corteza media decapitando estructuras de Horst y Graben.	84
Figura 35 Modelo se subducción hacia el E de corteza continental de Colleta et al, (1990) para explicar la asimetría de la Cordillera Oriental.	85
Figura 36 Modelo se subducción hacia el W de corteza continental de Colleta et al, (1990) para explicar la asimetría de la Cordillera Oriental.	86
Figura 37 Tres versiones del corte sobre la Cordillera Oriental. El negro representa las rocas sedimentarias Cretácicas-Paleogenas, El Blanco Representa el Jurásico, el gris la corteza superior y rocas metasedimentarias Paleozoicas predeformadas. Se agregó una curva mejor ajustada de la discontinuidad de Moho.....	87
Figura 38 Estructura en flor positiva para la zona de Bucaramanga.....	88
Figura 39 Posición Georeferenciada de Norte a Sur de las Fotografías 0019-0023. Línea de Vuelo IGAC C-2175.	89
Figura 40 Interpretación de las Fallas en la Zona de Estudio Identificadas de las Fotografías Aéreas.	91
Figura 41 Mapa de Lomos de Falla al norte de la zona que obturan cauces que fluyen de Este a Oeste, Los drenajes obturados son Resaltados en Verde.	92
Figura 42 Panorámica tomada en la estación CD-036 que muestra el desvío de la quebrada.....	94
Figura 43 Panorámica tomada en la estación CD-036. Se resalta el lomo de obturación que desvía el pequeño cauce que fluye en dirección Azimut 210°	95



Figura 44 Explicación del funcionamiento de la Orientación de las Panorámicas. En el centro se encontraría la cámara con la que se toma la panorámica.....	96
Figura 45 Panorámica tomada en la estación CD-040 que muestra el desvió de la quebrada y el lomo de Obturación.	97
Figura 46 Panorámica tomada en la estación CD-041, se resalta en Rojo el lomo de Obturación.	98
Figura 47 Panorámica tomada desde la estación CD-045 desde la que se aprecia, resaltado en rojo, tres lomos de falla los cuales, sobre todo el que se encuentra en dirección oeste (W), se encuentran peneplanizados.	100
Figura 48 Se observan las dimensiones de un Lomo de presión con forma de ballena en el sector del Parador de la Gallina. Las distancias se encuentran en metros.....	101
Figura 49 Lomo de Falla en forma de Ballena (Resaltado en Rojo), Panorámica tomada desde la estación CD-033.....	102
Figura 50 Lomo de Falla a) Fotografía tomada desde el Sur b) Fotografía tomada desde el Norte.....	103
Figura 51 Se observan los lomos de Falla en la parte norte de la Zona de estudio resaltados en Amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul.	105
Figura 52 Se observan el lomo de presión de la zona del parador de la Gallina resaltado en amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul. Se observa el trazo principal de la falla.	106



Figura 53 Se observan el lomo de presión de la parte sur de la zona de estudio resaltado en amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul. En esta imagen se aprecia el valle generado por el trazo principal de la falla.

107

Figura 54 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para los lomos descritos en la zona norte del Área de Estudio. Las Dimensiones se encuentran en Metros. Se muestra la relación de las fallas Riedel con el trazo principal de la Falla de Chaguacá, se destacan las R, R' y P..... 109

Figura 55 Cruce de fallas Riedel del mismo tipo debido a curvas que se presentan en una misma falla..... 111

Figura 56 Patrón de Fracturamiento al Este de la Falla que consiste de trazos de fallas Riedel tipo P, R y R' de la falla de Chaguacá 112

Figura 57 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para el lomo de ballena y su lago adyacente ubicados en la parte Central de la zona de estudio 114

Figura 58 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para el lomo de Falla ubicados en la parte Sur de la zona de estudio..... 116

Figura 59 Interpretación Fotogeológica y Modelo de dúplex transpresivo Propuesto para el área sur de la Zona de Estudio. 118

Figura 60 Interpretación Fotogeológica y Modelo de formación Propuesto para un lomo de Falla Ubicado sobre Fallas Sintéticas R..... 120

Figura 61 Interpretación Fotogeológica y Modelo de formación Propuesto para explicar la extraña geometría del depósito cuaternario de esta zona. 122



Figura 62 Zona hundida, se observan los trazos de la fallas identificadas en la fotogeología en Rojo y los Drenajes en Azul.	123
Figura 63 Cuencas Hidrográficas de la zona de estudio y su dirección actual de flujo. 125	
Figura 64 La Laguna La colorada y los dos cauces salientes de ella. Se resalta en amarillo el lomo de presión al norte de esta laguna. Las fallas identificadas en la fotogeología están marcadas en rojo y los Drenajes en Azul. Fuente: Google Earth.....	126
Figura 65 Cuencas Hidrográficas de la zona de estudio y su dirección de flujo a partir del procesamiento del modelo digital del terreno de 30 metros.....	127
Figura 66 Zoom de la Figura 63 en la zona de la Estancia. Se indica con flechas Azules punteadas la dirección de los paleoflujos. El Recuadro de Color Fucsia Indica la Ubicación de la Figura 67	129
Figura 67 Muestra un Paleocanal que indica Flujo en dirección Sur-Norte. A la derecha el lomo de falla del numeral 8.2.3.	130
Figura 68 Mapa de Estaciones con datos de Paleocorrientes sobre los Depósitos Cuaternarios	131
Figura 69 Fotografía que muestra la dirección de paleocorriente por laminación Inclinada. Afloramiento al margen Derecho de la Carretera Santa Rosita-Belén Estación CD-094.....	132
Figura 70 Fotografía que muestra la dirección del Flujo según la Artesa.	133
Figura 71 Fotografía que indica con base en laminación inclinada la dirección del Flujo en la estación CD-081.....	134



Figura 72 Fotografía tomada en la Estación CD-080 que muestra la inclinación de las terrazas cuaternarias y la dirección de flujo.	134
Figura 73 Fotografía tomada en la Estación CD-079 Muestra el color claro de la terraza media (Qal 2).....	135
Figura 74 Fotografía en detalle de la estación CD-088. Arriba se observan gravas constituidas por clastos provenientes de la Formación Cuche. Abajo se observan lodos y arenas muy finas con marcas de bioturbación, características de Ambientes lacustres.....	136
Figura 75 a) Se resaltan los niveles de terraza aluvial, fotografía tomada en la estación CD- 091b) Fotografía de Qal2 que muestra imbricación, el flujo correspondería a la dirección E-W, Estación CD-091	137
Figura 76 Distribución de las fallas utilizadas para análisis cinemático Anexo 3 .	139
Figura 77 Balones de playa en el sector de Santa Rosita	140
Figura 78 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-001 y CD-002	141
Figura 79 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-003 y CD-005	143
Figura 80 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-006, CD-007 y CD-009. 144	
Figura 81 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-012 y CD-013	145
Figura 82 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-023, CD-024 y CD-025 146	
Figura 83 Diagrama de Angelier para la estación CD-026.....	148
Figura 84 Diagrama de Angelier para la estación CD-052.....	149



Figura 85 Diagrama de Polos e Identificación de las principales familias de Diaclasas	151
Figura 86 Estereonet en 3D que muestra las Principales familias de Diaclasas obtenidas y su Interpretación.	152
Figura 87 Mapa esquemático de la terminación de la Falla de Bucaramanga. Las flechas indican la cantidad de desplazamiento en rumbo en Kilómetros. Adaptado de Toro, (1990)	154
Figura 88 Mapa geológico de la zona de Onzaga. Adaptado de Vargas R. et al, (1987) Plancha 152. Se muestran los cortes realizados en este estudio a lado y lado de la Falla de Chaguacá	155
Figura 89 Cortes geológicos del área de Onzaga, Unidades en Metros.	156
Figura 90 Mapa geológico al sur de la zona de Onzaga. Adaptado de Vargas R. et al, (1987) Plancha 152. Desplazamiento de la falla en metros.	157
Figura 91 Desplazamiento de la falla en la zona de estudio en metros. Los puntos grises indican el punto cero de desplazamiento.	158
Figura 92 Reconstrucción del flujo antes del desplazamiento de la falla. Los puntos grises a lado y lado de la falla sirven como guía para comparar esta Figura y la Figura 91	160
Figura 93 Diagrama de Angelier para las estrías más representativas del trazo principal de la Falla de Chaguacá.....	162
Figura 94 Paleocuenca Piggy Back al Oeste de la Zona de estudio. Se muestra en flechas punteadas en azul la dirección del paleoflujo.	165



Documentos en Archivos Adjuntos

Lista de Anexos

Anexo A Cartografía Geológica de la Falla de Chaguacá

Anexo B Cartografía Morfotectónica de la Falla de Chaguacá

Anexo C Lista de datos tomados de diaclasas y Estrías



RESUMEN

TITULO:

CARTOGRAFÍA Y NEOTECTÓNICA DE LA FALLA DE CHAGUACÁ,
PROLONGACIÓN SUR DE LA FALLA DE BUCARAMANGA *

AUTOR:

CARLOS HUMBERTO DEL REAL ESTRADA**

PALABRAS CLAVES:

FALLA DE CHAGUACÁ, FALLA DE BUCARAMANGA, NEOTECTÓNICA
CORDILLERA ORIENTAL,

La Falla de Chaguacá es una estructura principalmente de rumbo que se encuentra en la zona axial de la cordillera oriental, presenta una cinemática sinistral con una componente inversa considerable. El trazo de esta falla presenta una dirección N5°W y su desplazamiento lateral se calculó en poco menos de 3 kilómetros. Es una de las fallas que conforman el dúplex en el que termina la Falla de Bucaramanga cuando esta se adentra en la cordillera oriental. Estudios anteriores proponen que la Falla de Chaguacá es una estructura aparentemente inactiva. Este estudio demuestra que La Falla de Chaguacá ha presentado actividad en el cuaternario basado las evidencias recolectadas en una serie de depósitos aluviales cuaternarios estudiados sobre el trazo de la Falla. La actividad reciente de la Falla de Chaguacá causó la inversión del Río Güina que fluía en dirección E-W, contrario a lo que se presenta en la actualidad el cual presenta un flujo W-E. A esta conclusión se puede llegar basado en el estudio de las paleocorrientes registradas en las diferentes terrazas aluviales de la zona de estudio así como el análisis de procedencia llevado a cabo para esta labor. Evidencias de las etapas intermedias de la inversión quedaron igualmente registradas en estos depósitos aluviales como facies lacustres identificadas por las marcas de bioturbación encontradas, típicas de ambientes lacustres, pero los detalles de esta inversión se ha dejado para el alcance de estudios posteriores.

*Proyecto de Grado

**Facultad de Ingenierías Físico-Químicas, Escuela de Geología, Director: Francisco Alberto Velandia Patiño



ABSTRACT

TITLE:

MAPPING AND NEOTECTONICS OF THE CHAGUACÁ FAULT, SOUTH EXTENSION OF THE BUCARAMANGA FAULT

AUTHOR:

CARLOS HUMBERTO DEL REAL ESTRADA**

KEYWORDS:

CHAGUACÁ FAULT, BUCARAMANGA FAULT, EASTERN CORDILLERA, EASTERN CORDILLERA TECTONICS, RIVER INVERSION

The Chaguacá Fault is a strike-slip sinistral tectonic structure in the axial zone of the eastern cordillera with an important reverse component whose lateral movement was calculated in almost 3 kilometers, the superficial expression of this fault has a strike N5°W. It is one of the faults that conforms the duplex structure in which the Bucaramanga fault ends in the eastern cordillera. Previous studies have considered this fault as a likely non active fault. This work proves that The Chaguacá fault has presented activity in the quaternary by studying the collected evidences in field work of a series of alluvial quaternary deposits that the fault pass-through. The fault's recent activity caused the inversion of the Güina River that flowed eastward, the opposite as actually presents westward flow. To this conclusion the study arrives based in the paleocurrents structures registered in the alluvial terraces of the zone as in the precedence analysis presented in this work. Diferent evidences of intermediate stages of this inversion where eventually registered in the diferent alluvial terraces as lacustrine facies identified as bioturbation marks in fieldwork, this sedimentary structures points toward a complete registry of the inversion process but this details has been leaded to later studies.

*Degree Project

**Faculty of Physics and Chemical Sciences, School of Geology, Director: Francisco Alberto Velandia Patiño



INTRODUCCION

Esta tesis es el resultado de un trabajo de campo llevado a cabo en zona rural de los municipios de Paz del Río, Sátivasur, Sátivanorte y Susacón, municipios del departamento de Boyacá que se encuentran en la zona limítrofe con el departamento de Santander. Trabajos llevados a cabo con anterioridad en esta zona han determinado que la Falla de Chaguacá es una estructura aparentemente Inactiva hasta el punto que en ciertos trabajos desarrollados recientemente no es trazada en la cartografía como es el caso de Moreno *et al*, (2011). El área escogida para este estudio se encuentra ubicada en la parte sur del trazo de la Falla de Chaguacá en un área en donde esta atraviesa depósitos cuaternarios importantes los cuales se estudiaron detalladamente con el fin de establecer si la falla presenta actividad reciente que hubiese podido quedar registrada en estos depósitos, moverlos, y generar estructuras identificables en campo. En esta zona se presentan afloramientos de la Formación Tíbet, la cual se encuentra muy bien expuesta y consta de conglomerados de edad devónica que presentan un alto grado de litificación, por su cemento silíceo son muy competentes y generan en sus planos de falla estrías fácilmente identificables las cuales pueden brindar información de los tensores que han causado esta deformación. Bajo estas condiciones, las metodologías aplicadas en este estudio como lo son la interpretación fotogeológica, el análisis de paleocorrientes, El procesamiento de Modelos digitales del terreno y el trabajo de campo detallado, buscan brindar respuestas mayor objetividad y brindando datos desde los cuales se pueden hacer las conclusiones sólidas que se presentarán para cada caso.



1. OBJETIVOS

1.1. OBJETIVO GENERAL

Cartografiar e interpretar los principales rasgos geomorfológicos y estructurales de la zona sur de la Falla de Chaguacá y demostrar que presenta actividad Neotectónica.

1.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

1.2.1. A partir de mapas geológicos, tectónicos y estructurales se realizará una compilación, organización y propuesta de nomenclatura para las fallas del sector de Macizo de Floresta relacionadas con la continuación de la Falla de Bucaramanga.

1.2.2. Caracterización de la expresión superficial de la Falla Chaguacá, mediante la interpretación fotogeológica que permita identificar y trazar los rasgos geomorfológicos asociados.

1.2.3. A partir de datos de campo, proponer un mapa escala 1:10.000 de la Falla Chaguacá con los segmentos y fallas menores asociadas.

1.2.4. Llevar a cabo un análisis cinemático de la deformación frágil asociada con la Falla Chaguacá con base en datos de estrías y diaclasas.

1.2.5. Establecer indicios y evidencias de la actividad reciente de la falla a partir de datos recolectados en campo.



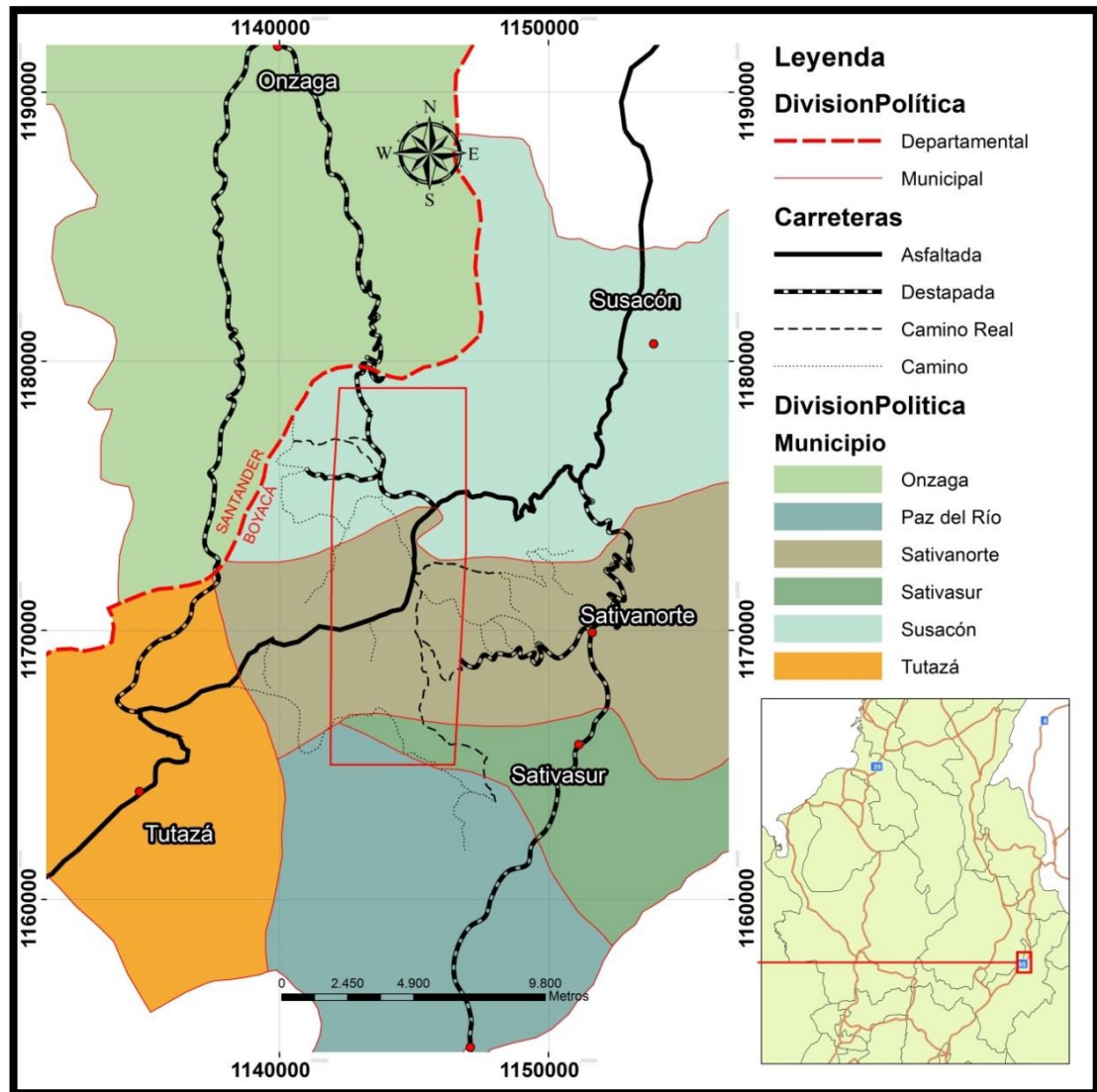
2. GENERALIDADES

2.1. Localización

El área a cartografiar se encuentra localizada en límites entre Boyacá y Santander, comprende un área de 67,65 km² que ocupa zonas rurales de los municipios de Susacón, Sativanorte, Sativasur y Paz del Río (ver **Figura 1**).



Figura 1 Mapa de localización y acceso a la zona de estudio.



Fuente: Autor

La Falla de Chaguacá se encuentra ubicada en el Macizo de Floresta y corresponde a una de las ramificaciones de la Falla de Bucaramanga cuando ésta se adentra en la Cordillera Oriental. La terminación sur de la Falla de Bucaramanga se ha definido como un dúplex transpresivo (Velandia, 2005) o cola de caballo (Coral y Sarmiento, 1986), de la cual se desprenden de oeste a este las fallas de



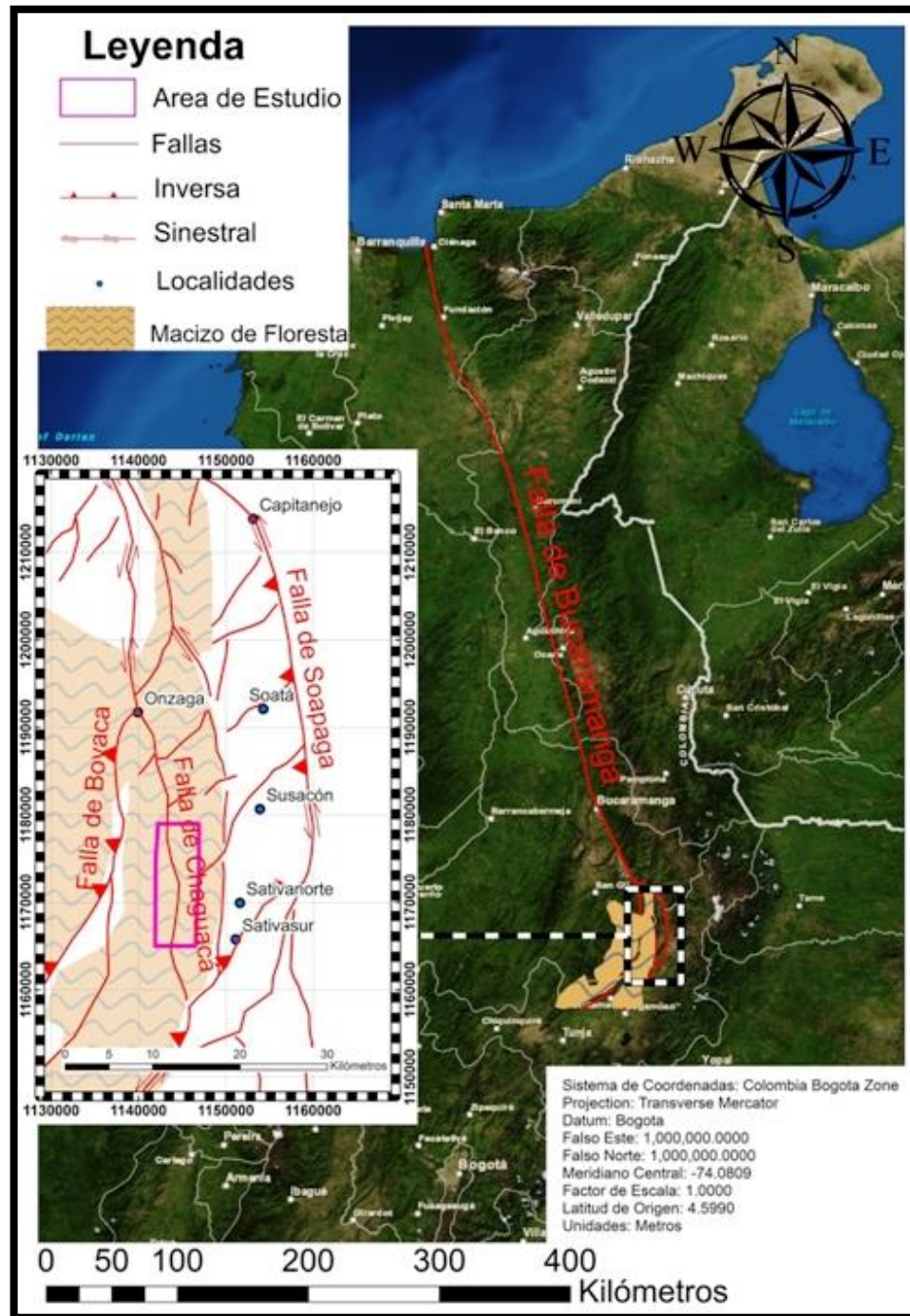
Cartografía y Neotectónica de La Falla de Chaguacá,
Prolongación sur de la Falla de Bucaramanga



Boyacá, Chaguacá y Soapaga, entre otras. La zona a estudiar comprende la zona sur de la Falla de Chaguacá (Ver **Figura 2**).



Figura 2 Mapa que ilustra las dimensiones de la Falla de Bucaramanga y su terminación al sur en detalle, resaltando la zona de estudio y el Macizo de Floresta. Adaptado de Velandia (2005).



Fuente: Autor



2.2. Fisiografía y clima

2.2.1. Fisiografía

El Macizo de Floresta se encuentra ubicado en la zona axial de la Cordillera Oriental colombiana, cubre un área aproximada de 2700 km², tiene una longitud aproximada de 120 Km y un ancho de 36 km. Se encuentra en promedio a unos 2900 msnm, comprende cimas, laderas y vertientes de la Cordillera Oriental. En su extensión abarca parte del páramo de Güina que a su vez hace parte de todo un sistema de páramos llamados por Cadena *et al*, (2007) “Complejo Guantiva-la Rusia”. Gran cantidad de frailejones hasta de 4 metros de altura (ver **Figura 3**) se encuentran en la zona.

Figura 3 Fotografía tomada a 3350 msnm en cercanías a la estación CD-077 (ver Anexo A).



Fuente: Autor

En la zona de estudio el Páramo de Güina presenta alturas que superan los 3800 msnm.



2.2.2. Clima

El clima en la zona de estudio es de Páramo Húmedo y seco, ronda los 6°C durante el día mientras que en la noche alcanza temperaturas bajo el grado de congelación. La primera época seca entre diciembre y febrero, la primera época lluviosa va de marzo a mayo, la segunda época seca de junio a septiembre y la segunda época lluviosa de octubre a noviembre. La precipitación ronda los 2000 mm de lluvia al año (Alcaldía de Sátivanorte, 2012).



3. Metodología

La metodología propuesta para cumplir a cabalidad los objetivos planteados consta de las siguientes fases:

3.1. Fase 1 Recolección de información disponible y consulta Bibliográfica

Durante esta fase se recolecta la mayor cantidad de información bibliográfica que tenga que ver con temas relacionados con Neotectónica, Geomorfología, Morfotectónica, Geología regional y Geología Estructural. Además de información relacionada con la evolución geológica regional de la Cordillera Oriental y Macizo de Floresta; esta búsqueda se realizó también a través de la web, utilizando las bases de datos que para esos fines cuenta la universidad y a través de docentes que con su experiencia hubiesen tenido conocimiento de estudios realizados en la zona o relacionados con el tema. Esta fase también contempla la búsqueda de mapas geológicos y topográficos levantados en la zona de estudio así como su digitalización y disposición en un Sistema de información Geográfico (SIG) que permita la integración de éstos y su interacción con datos obtenidos en campo con la herramienta GPS.

3.2. Fase 2 Interpretación Fotogeológica

En esta fase se buscó obtener la mayor cantidad de información de las fotografías aéreas de la zona, imágenes de satélite y modelos digitales de terreno, así como su respectiva integración con un SIG, desde donde se llevó un estudio un poco más gráfico del área de estudio. En este caso se utilizaron los modelos digitales del terreno (DEM) obtenidos de la página web de la (NASA 2013) para hacer un mapa de sombras que permitiera hacer una interpretación secundaria y subir al SIG los trazos hechos análogamente en acetatos puestos sobre las fotografías aéreas utilizando el estereoscopio para tener la visión en profundidad del relieve.



3.3. Fase3 Campo

Durante esta fase se buscó corroborar la mayor cantidad de información obtenida en la fase anterior y la que fue suministrada por la cartografía geológica previa; también se buscó nueva información geomorfológica que condujo a un mejor entendimiento del comportamiento de la falla y que no había sido logrado en la fase de fotogeología; en afloramientos se levantó la mayor cantidad de estrías de falla y diaclasas que posteriormente fueron procesadas y analizadas para definir los campos de esfuerzo en la zona. En esta fase se levantaron en total 147 estrías de falla, 181 diaclasas y 9 Venas (ver datos **Anexo C**) se tomaron 1105 fotografías y se levantaron 99 estaciones. Esto no quiere decir que se trabajara con todos estos datos debido a que en el proceso del filtrado de los datos se escogieron los que mejor representan lo que se quiere demostrar en este estudio siguiendo la metodología indicada en el marco teórico. Es de tener en cuenta que no todas las estaciones levantadas se presentan en esta tesis.

Durante el trabajo de campo se cuenta con el acompañamiento del Director de tesis una vez cada 4 (cuatro) días. Jornada durante la cual hace un seguimiento del trabajo realizado, direcciona y hace recomendaciones sobre la forma en que se cubre la zona y sobre los datos que se han obtenido y esperan obtenerse. Ocasionalmente se contrata a un habitante de la zona para que sirva como guía y acompañante cuando se requiere ir a las zonas más apartadas de la carretera principal.

3.4. Fase 4 Procesamiento e interpretación de los Datos obtenidos en campo

Durante esta fase se buscó integrar la información de la manera más gráfica posible con el apoyo de herramientas de computación como el SIG ArcGIS 10, con este mismo software se realizó un análisis hidrogeológico enfocado a paleocorrientes, se realizó la reinterpretación de las fotografías aéreas, y la edición



y análisis de fotografías tomadas en campo. Se contó con diferentes programas de computador disponibles en el mercado y el procesamiento de los datos de estrías y diaclasas fueron procesados y analizados con el software TectonicsFP, Version 1.7.5, build 1.166., Openstereo 0.1.2 devel y Stereonet 8.6.6

3.5. Fase 5 Elaboración del Informe Final

Una vez procesada la información, se analizaron los datos y se obtienen resultados, que son consignados en este informe final, el cual busca justificar satisfactoriamente las interpretaciones y conclusiones a realizar y cumplir con los objetivos propuestos en el plan de trabajo. Todo dentro del cronograma de actividades programado que se relaciona en la **Tabla 3.1**

Tabla 1 Síntesis de las diferentes etapas en el tiempo

ACTIVIDADES																									
	MES 1				MES 2				MES 3				MES 4				MES 5				MES 6				
Fase 1	X	X	X	X																					
Fase 2				X	X	X	X																		
Fase 3						X	X	X	X																
Fase 4										X	X	X	X	X	X										
Fase 5																X	X	X	X	X	X	X	X	X	

Fuente: Autor



4. Marco Teórico

Es importante definir en primer lugar la terminología. Los términos Deformación y Esfuerzo son ampliamente utilizados en la literatura sin embargo tienden a confundirse. En su forma más simple, deformación (ϵ) es definido como el cambio en longitud o cambio de rata de longitud de una línea dividido por su longitud original (Ecuación 4.1). Esfuerzo en un punto es la fuerza por unidad de área operando en una superficie infinitesimal en ese punto (Ecuación 4.2) (Marrett R y Peacock D., 1998).

$$\epsilon = \frac{\Delta s}{s} = \frac{s' - s}{s} \quad (4.1)$$

Donde s=Longitud Original y s'=Longitud Luego de la Deformación

$$\sigma = F/A \quad (4.2)$$

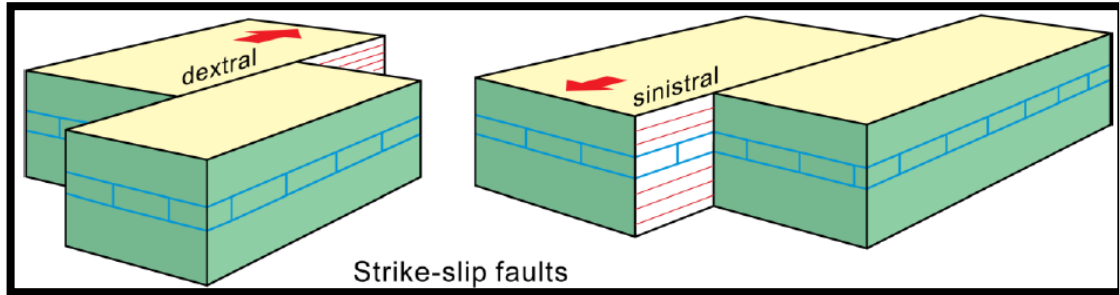
Donde F=Fuerza axial y A es el área de la sección transversal

4.1. Deformación por Fallamiento en Rumbo

4.1.1. Reglas geométricas básicas del fallamiento en rumbo

Los sistemas de fallas de rumbo usualmente son superficiales y más continuos que los sistemas compresionales o extensionales. En profundidad las zonas de fallamiento en rumbo se convierten en zonas dúctiles de cizalla caracterizadas por foliación vertical y lineaciones horizontales. Estas zonas de deformación pueden tener varios Kilómetros de ancho. Las fallas de rumbo generalmente son fallas verticales que acomodan los esfuerzos de cizalla horizontal en la corteza. El desplazamiento es o dextral (sentido de las manecillas del reloj), o sinistral (sentido contrario al de las manecillas del reloj) como lo muestra la **Figura 4** (Burg J. P., 2011).

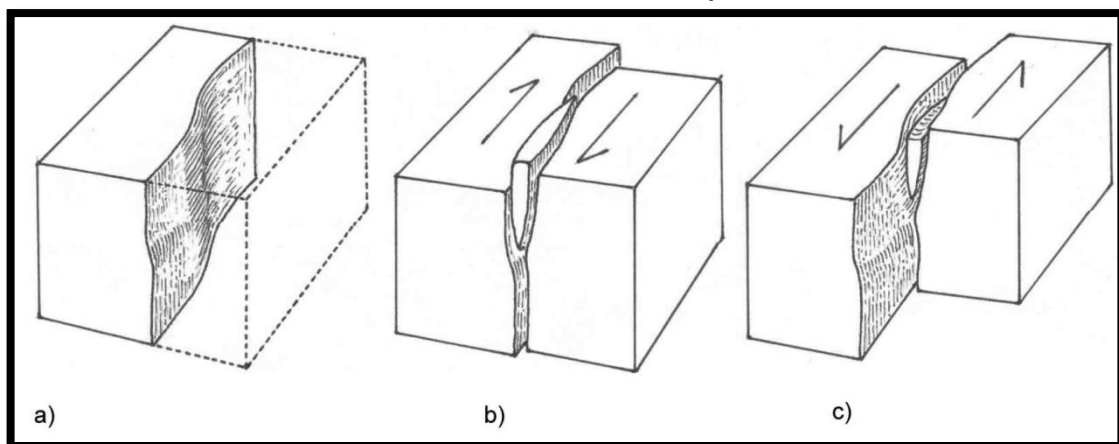
Figura 4 Bloques Diagrama mostrando los tipos de fallas de rumbo.



Fuente: Burg J. P., 2011.

La deformación transpresiva genera características superficiales que son reconocibles en campo, estas expresiones superficiales son el resultado del movimiento de las diferentes fallas y su interacción con los bloques que separan. En la **Figura 5** se observa un ejemplo de la sinuosidad de una falla para generar un lomo de falla (**Figura 5b**) o un sagpond (**Figura 5c**).

Figura 5 Bloques diagramas de un modelo genérico de lomos lineales de falla (linear fault ridges) y lagos de falla (sagponds) Tramos rectos de una falla transcurrente, que relaciona la geometría del plano de falla (a) con la dirección del movimiento. De esta manera se generan cuñas expulsadas que corresponden a los lomos lineales (b) y cuñas hundidas que corresponden a depresiones o lagos de falla (c). (Notas de clase inéditas de H. Van der Meer Mohr, ITC, Holanda).

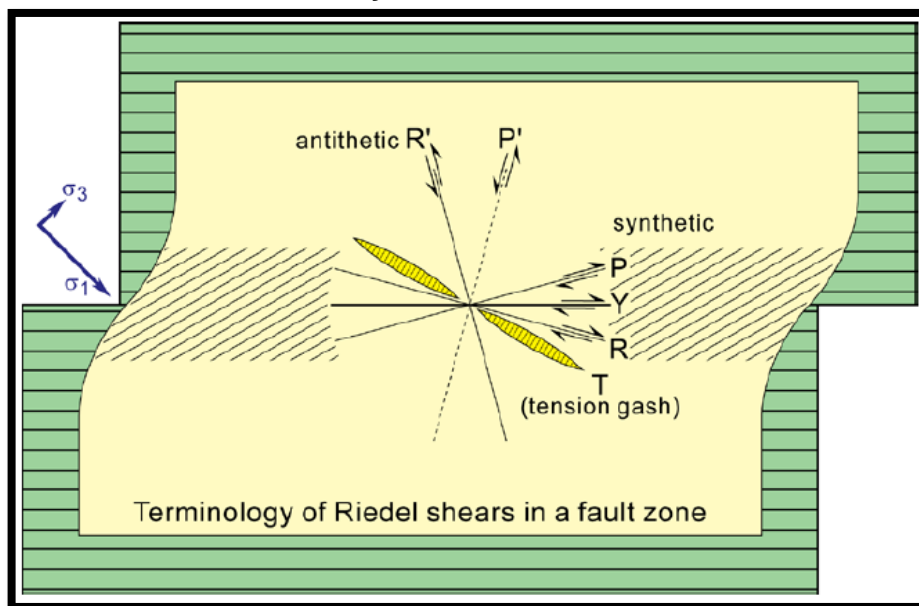


Fuente: Diederix H. *et al*, (2006).

Fracturas Subsidiarias (Riedels)

Las fracturas que por cizalla se propagan una distancia corta del trazo principal de una falla pero son coetáneas con esta son llamadas Riedels. Este término también es usado en patrones de fallas de escalas grandes y se refieren a seis familias de fracturas como lo muestra la **Figura 6**.

Figura 6 Diagrama de familias de fracturas asociadas al movimiento de Una falla y su nomenclatura



Fuente: Burg J. P., (2011)

Fallas tipo R

Son generalmente las primeras Fallas subsidiarias que ocurren y generalmente constituyen el set de fracturas más prominente. Se desarrollan a un ángulo agudo, típicamente 10-20° (Dependiendo del ángulo de fricción interno del material ϕ según la ecuación $(\phi/2)$) en sentido de las manecillas del reloj para una Falla dextral y en sentido contrario a las manecillas del reloj para las fallas sinestrales. Estas a menudo forman un arreglo en échelon y un arreglo de saltos sintéticos a la falla principal; ellas evolucionan como una secuencia de superficies de desplazamiento unidas. (Burg J. P., 2011)



Fallas tipo R'

Son fallas antitéticas (con sentido de desplazamiento contrario al principal) orientadas a un alto ángulo (aproximadamente 75° , dependiendo del ángulo de fricción interno del material ϕ según la ecuación $(90^\circ - (\phi/2))$) en sentido de las manecillas del reloj para una Falla dextral y en sentido contrario a las manecillas del reloj para las fallas sinestrales), conjugadas con las Fallas Riedel R. Estas aparecen en zonas donde dos fallas paralelas R se desarrollan muy cerca la una de la otra y a menudo las Riedel R' conectan estas dos fallas R. Estas fallas pueden ser coetáneas con las fallas R o se pueden desarrollar posteriormente. (Burg J. P., 2011)

Fallas tipo P

Las fallas tipo P son fallas sintéticas menores simétricamente orientadas a las fallas R con respecto al plano de falla (α $(\phi/2)$ del plano de falla, en sentido contrario a las manecillas del reloj y en sentido de las manecillas del reloj para las fallas dextrales y sinestrales respectivamente) las fallas tipo P también forman un arreglo en échelon contemporáneo con las fallas R o posteriormente como uniones entre fallas R. las fallas P son contraccionales y acomodan acortamiento paralelo a la falla cuando el cizallamiento se da. Estas son menos comunes que las fallas R y R' y requieren más desplazamiento para formarse (Burg J. P., 2011).

Fallas tipo P'

Al igual que para las fallas R, puede haber fallas tipo P' que se conjuguen con fallas tipo P pero estas tienen una importancia relativa menor. (Burg J. P., 2011)

Fallas tipo Y

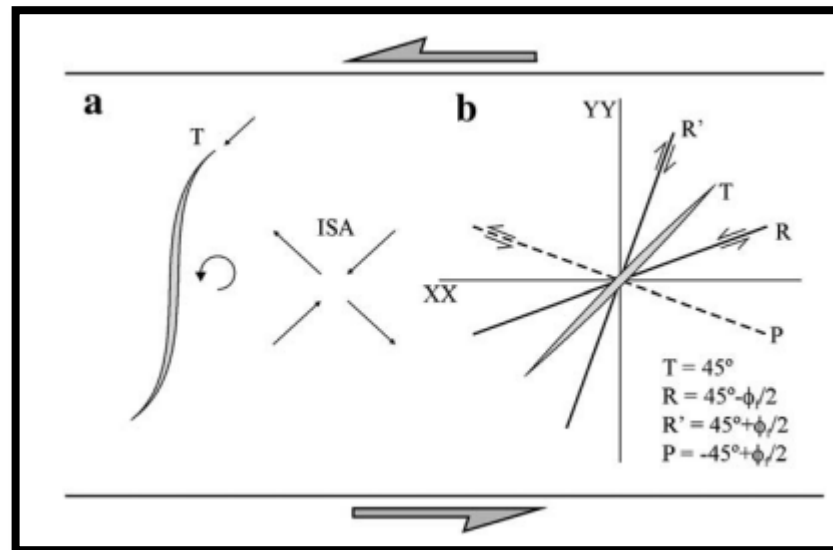
Son microfallas sintéticas subparalelas a la falla principal. Aparentemente son las últimas en formarse. Estas microfallas pueden unirse con otras para formar una red anastomosada de fracturas en una zona superficial de falla cuyos bordes como un todo son paralelos al trazo principal de la falla. Se introducen

complicaciones adicionales cuando Fallas tipo Riedel se forman dentro de otras Riedel. (Burg J. P., 2011)

Fallas tipo T o fracturas por tensión

La aplicación de un esfuerzo principal en un eje da lugar a que paralelo a este esfuerzo se desarrollen fracturas por extensión o Diaclasas, estas fracturas son las Fallas tipo T (Ver **Figura 7b**), el desarrollo de estas fracturas en zonas de cizalla dúctil da lugar a la formación de grietas de separación en forma de S ya que inicialmente surgen grietas cortas y rectas, pero a medida que el desplazamiento continua la grieta inicial gira (Ver **Figura 7a**). Esta sigue aumentando su longitud en la misma dirección que lo hacía inicialmente, como resultado se genera esa típica forma en S que son llamadas fracturas en échelon (Belousov, 1979).

Figura 7 Formación de Fracturas en échelon por fracturas de Tensión.



Fuente: (Coelho *et al*, 2006).

4.1.2. Trayectoria de las Fallas de Rumbo

Debido a que el desplazamiento es horizontal y paralelo al trazo de falla que es comúnmente recto, la cinemática y mecánica del Fallamiento en rumbo se observa



bien en mapas geológicos. Una falla en rumbo perfectamente plana no causa ni extensión ni compresión; consecuentemente no hay una topografía asociada. Sin embargo, las fallas de rumbo muy largas siguen una trayectoria escalonada hecha de alternantes trazos largos y rectos conectados por curvas. La ondulación resultante de las superficies de falla comúnmente es documentada en sísmica 3D y se le atribuyen corrugaciones a los enlaces de segmentos de falla a través del tiempo. (Burg J. P., 2011)

Enlaces

Las fallas de rumbo son comúnmente segmentadas en todas las escalas y niveles de exposición, típicamente en la forma de fallas en échelon, no coplanares separadas por compensaciones o saltos. Estas zonas de salto de roca entre el final y el comienzo de dos fracturas en échelon adyacentes se deforman para acomodar el desplazamiento en rumbo continuado. Esta deformación local puede dar lugar a la formación de cortos segmentos de falla que conectan fallas en échelon adyacentes y resultan en una zona de falla pasante (through-going). La geometría de estas zonas de saltos y fallas de enlace, eventualmente, controla la deformación contraccional o extensional de acuerdo al sentido de desplazamiento y dirección de los saltos de los segmentos de fallas en échelon. (Burg J. P., 2011)

Saltos de Falla(a la derecha o izquierda)

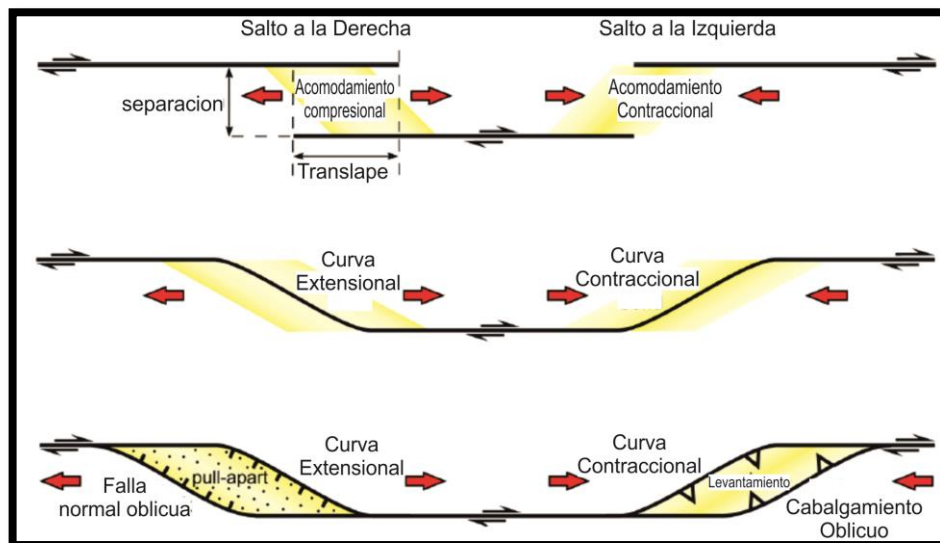
Se refiere a un arreglo en el que un segmento de falla aparece a la izquierda o derecha del segmento adyacente desde el cual está siendo visto. Fuertes enlaces aparecen donde las fallas directamente se unen. Enlaces suaves ocurren en las zonas que están bajo esfuerzos pero sin que se presente una falla pasante (through-going) que una los segmentos individuales (Burg J. P., 2011) (**Figura 8**).

- Las Curvas contraccionales o de restricción y saltos son zonas locales de convergencia donde el material es empujado junto por el movimiento dominante de la falla. Los enlaces con segmentos de fallas adyacentes se

desarrollan típicamente por las zonas de desarrollo de las fallas Riedel tipo P. En un volumen constante de la zona de deformación transpresiva. El acortamiento local producirá alargamiento vertical y así levantamiento de la superficie. Esta área será erodada.

- Las curvas de relajación Extensionales o curvas dilatantes y saltos son zonas locales de extensión donde el material es separado por el movimiento dominante de la falla. El enlace de segmentos adyacentes de fallas está típicamente desarrollado por las zonas de fallas Riedel tipo R. A un volumen constante de la zona de transtensión, la extensión local producirá acortamiento vertical y depresión de la superficie. Esta área será un sitio de sedimentación.

Figura 8 Terminología de saltos y curvas a lo largo de una Falla de rumbo (para este ejemplo dextral).

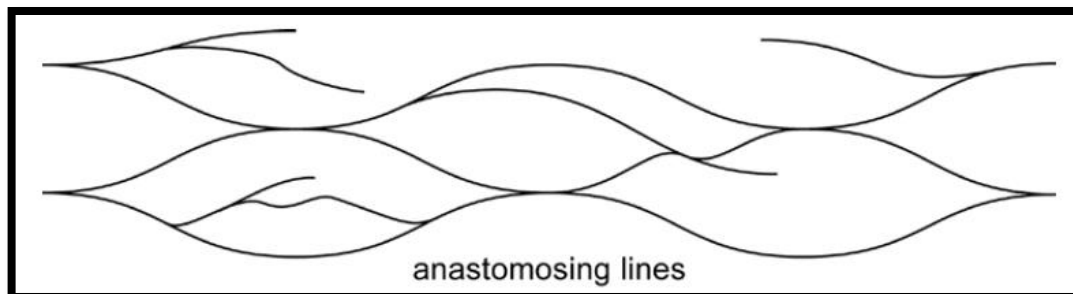


Fuente: Burg J. P., 2011.

Un sistema de fallas de rumbo comúnmente presenta un patrón anastomosado de fallas contemporáneas. Curvas contraccionales y extensionales y saltos pueden así alternarse a lo largo un sistema de fallas de rumbo (**Figura 9**).



Figura 9 Patrón de líneas anastomosadas que se puede presentar en un sistema de fallas de Rumbo



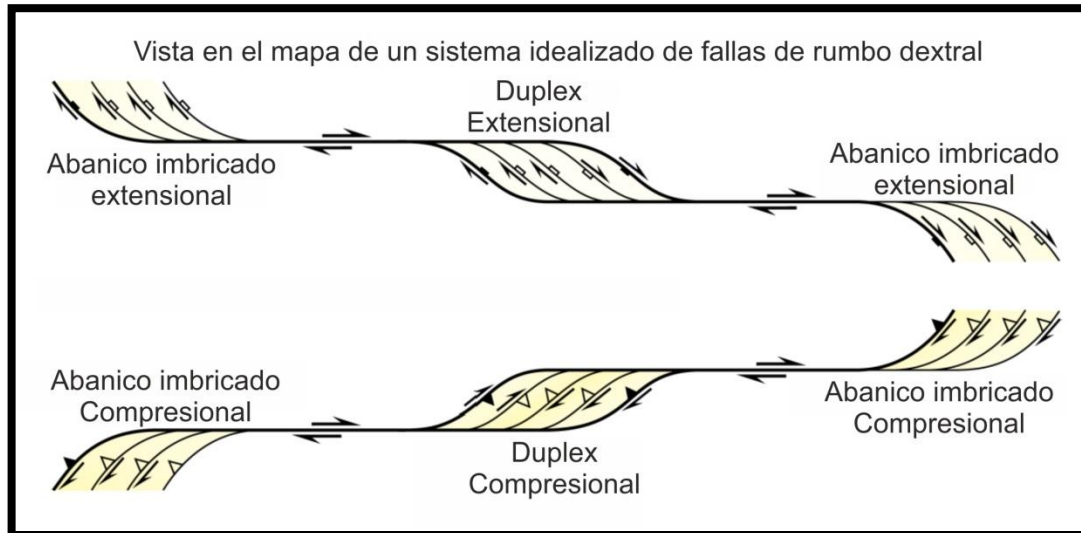
Fuente: Burg J. P., 2011.

Estructuras en Dúplex

Múltiples enlaces de Fallas Riedel tipo R y P pueden crear lentes bordeados por fallas imbricados entre segmentos en échelon que se traslapan. Tales arreglos de lentes de roca horizontalmente anclados y aislados están bordeados en ambos lados por segmentos paralelos de la falla principal y así se definen los dúplex en fallas de rumbos (similares a los dúplex de cabalgamiento pero inclinados en la vertical). Estos se desarrollan en zonas de transferencia, donde el desplazamiento es transmitido de un segmento de falla a otro en sistemas de fallas de rumbo con saltos, y en curvas, donde la orientación de la falla principal se deflecta (**Figura 10**).



Figura 10 Sistema idealizado de fallas dextrales.



Fuente: Adaptado de Woodcock & Fischer (1986).

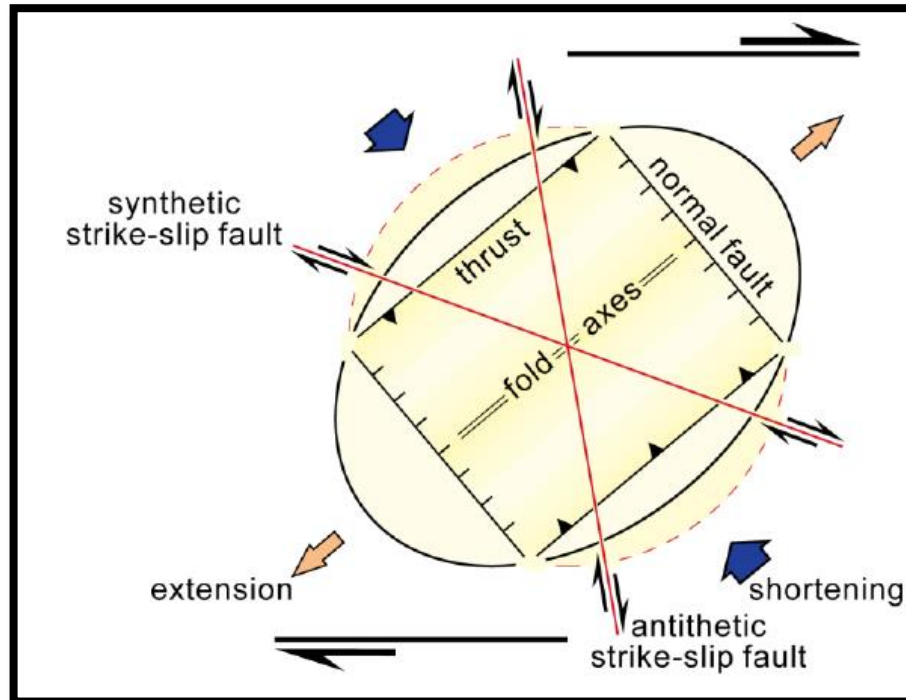
Los Dúplex pueden ser compresionales o extensionales, dependiendo si ellos se forman en una curva compresional o extensional (**Figura 10**). Cabalgamientos o fallas normales acomodan el engrosamiento vertical (a través de cuñas verticales que suben y salen sobre los bloques adyacentes) o adelgazamiento de la corteza. Para los Dúplex en fallas de rumbo, el correspondiente engrosamiento o adelgazamiento se habría presentado en una dirección horizontal, lo cual es difícil teniendo en cuenta la restricción impuesta por el resto de la corteza. La deformación requerida se puede acomodar más fácilmente de manera vertical, y de esta forma, los dúplex en sistemas de fallas de rumbo involucran movimientos oblicuos. En un Dúplex compresional, el Fallamiento debe combinar fracturamiento y fallamiento inverso; en un dúplex extensional, las fallas deben combinar fracturamiento y fallamiento Normal.



Fallamiento de Rumbo en Vista de mapa

El fallamiento en rumbo del basamento puede no aflorar en superficie. En lugar de esto, el desplazamiento en la cobertera se distribuye en arreglos de estructuras en una larga y superficial zona de Wrench, paralela a y sobre la falla de rumbo del basamento. La complejidad geométrica de la zona de Wrench refleja una deformación total que combina cizalla pura a lo largo de las fallas de rumbo, y la componente de cizalla simple paralela a las fallas de rumbo. La componente de cizalla pura sale de la componente compresional o extensional a lo largo de la zona, y la componente de cizalla simple del desplazamiento en rumbo. Para cizalla simple infinitesimal de un cuerpo idealizado, la zona de límite de fallamiento en rumbo es una línea sin extensión. Las direcciones de extensión y compresión instantánea están dadas por la orientación de la elipse de esfuerzo horizontal y se predice que aparecen a 45° del límite de la zona de fallamiento en rumbo. Debido a que la superficie de la tierra se deforma fácilmente, varios tipos de estructuras se forman simultáneamente, de acuerdo a su orientación con respecto a la orientación de la elipse de deformación (**Figura 11**).

Figura 11 Elipse de deformación.



Fuente: Adaptado de Burg J. P., 2011.

- Pliegues y cabalgamientos se forman paralelos al eje largo de la elipse de deformación, típicamente en arreglos en échelon cuyo ángulo agudo a la falla principal se abre en la dirección de la cizalla.
- Fallamiento normal y fracturas de tensión son paralelas al eje corto de la elipse de deformación, típicamente en arreglos en échelon cuyo ángulo agudo a la falla principal se abre en dirección opuesta a la de la cizalla. La orientación de estas estructuras dependerá de la intensidad de transpresión o transtensión.
- Arreglos de fallas de rumbo conjugadas se forman oblicuas a la falla principal (fallas sintéticas y antitéticas Riedel)

En realidad, la cizalla general progresiva es probable que resulte en el plegamiento y rotación de fallas tras su iniciación. Además las estructuras



preexistentes son reorientadas y eventualmente destruidas, mientras nuevos pliegues y fallas crecen.

Transpresión y Transtensión

Transpresión significa que está ocurriendo acortamiento en una falla predominantemente de rumbo. De manera contraria, transtensión significa que la extensión es una componente de deformación del Fallamiento general en rumbo

Estructuras en Flor

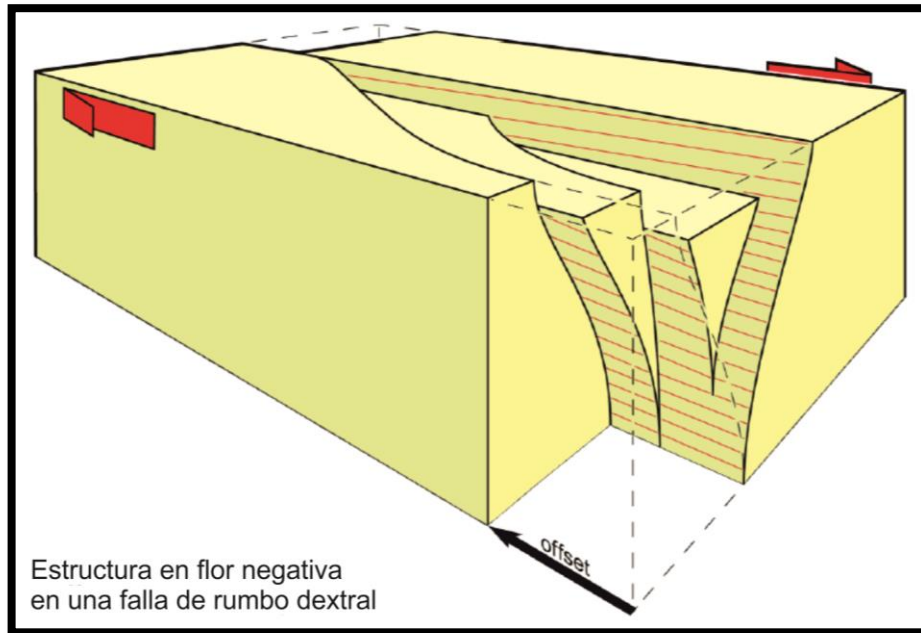
Perfiles sísmicos en fallas principales con dúplex transpresivos y transtensivos han revelado las siguientes características:

- Fallas con estructura en abanico en lugar de fallas separadas convergiendo en una sola falla subvertical.
- La falla principal profunda es subvertical.
- Las facies y espesores varían fuertemente para una misma capa estratigráfica en ambos lados de las fallas
- Saltos inversos y normales a lo largo de un plano de falla a menudo resultan en la inversión del movimiento relativo en la falla.

Este arreglo de fallas subsidiarias es llamado estructura en flor.

- Si la componente vertical es normal, las fallas tienden a ser lítricas y a formar una estructura en flor normal o negativa, la cual forma una zona deprimida. Esta área subsidente, comúnmente sinformal tiene generalmente, en vista de mapa, una forma de rombo o cuña. Forma lagos de falla, un graben romboédrico, o en una escala mayor una cuenca tipo pull-apart (ver **Figura12**).

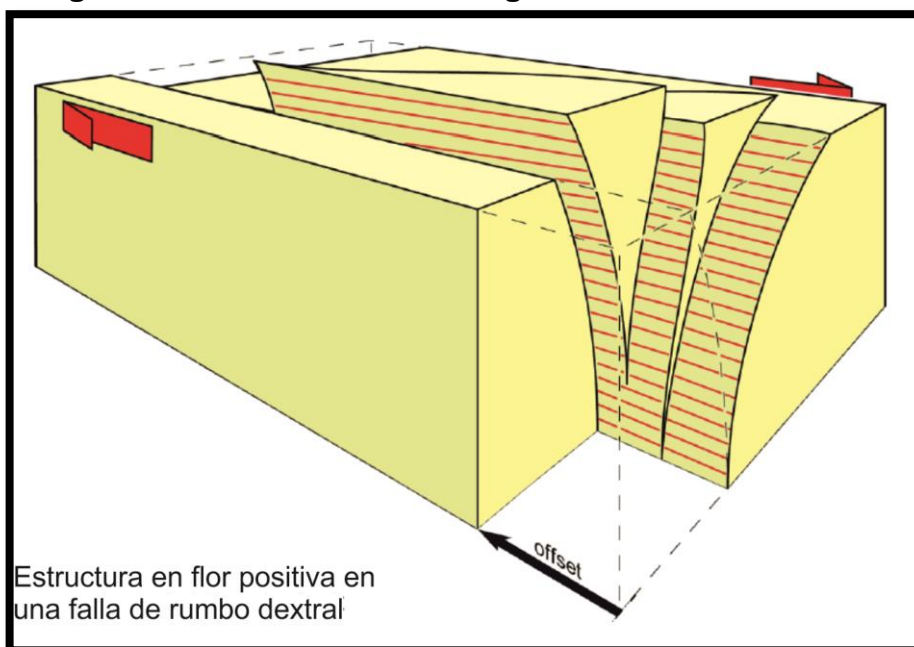
Figura 12 Estructura en flor negativa en una Falla dextral.



Fuente: Adaptado de Burg J. P., 2011.

Si la componente vertical es inversa, las fallas tienden a converger hacia arriba, con suaves inclinaciones en la superficie. Ellas forman una estructura en flor positiva, lo cual aparece como un área levantada (un levantamiento en horst romboédricos o cuñas levantadas). Las estructuras en flor positivas son llamadas también estructuras en forma de palma (Ver **Figura 13**).

Figura 13 Estructura en flor negativa en una Falla dextral.



Fuente: Adaptado de Burg J. P., 2011.

Experimentos de fallamiento en Rumbo

Estudios de Modelado utilizando materiales como arcillas y arenas han revelado un patrón bastante consistente de desarrollo en zonas de falla experimentales (Ver **Figura 4.14**). Las zonas de falla usualmente comienzan con un arreglo de pequeñas fallas Riedel tipo R y menores fallas Riedel tipo R' que evolucionan a estructuras en échelon más grandes que las fallas Riedel tipo R. La imbricación, la formación de dúplex y los enlaces de las fallas Riedel Tipo P se combinan para dar una marcada pero irregular zona de falla consistente de segmentos alternantes de fallas Riedel tipo R y P. Las diferencias en la orientación relativa de estos segmentos con respecto a la dirección de movimiento significa que los enlaces de las Riedel tipo P están en orientaciones restringidas para desplazamientos continuados. Más fallamiento en rumbo puede involucrar la modificación de las secciones restringidas y llevarlas a formas abrasivas y adhesivas y a crear un trazo de falla más planar.



Figura 14 Arreglo y enlaces de fallas Riedel a lo largo de una zona de Falla dextral.



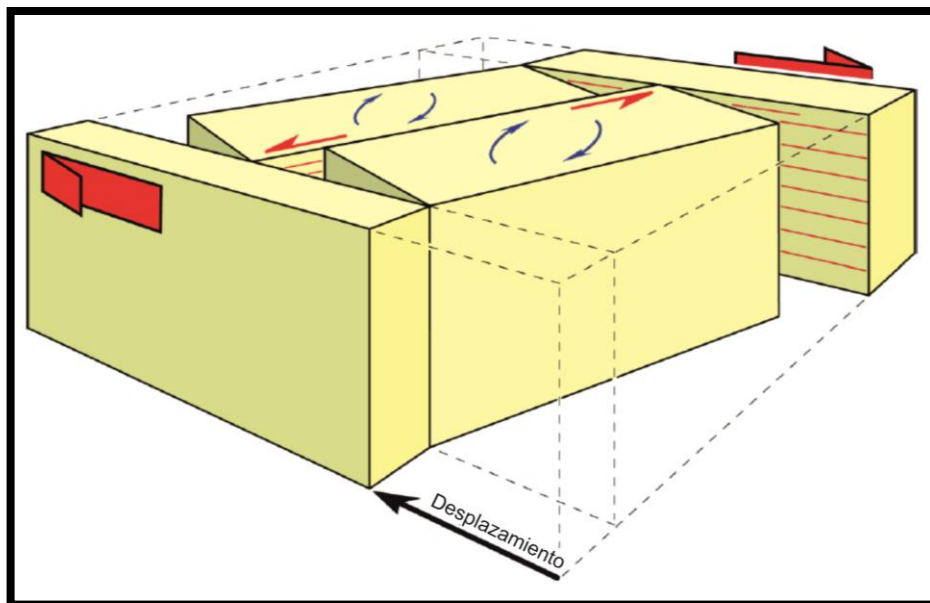
Fuente: Adaptado de Swanson M., (2006)

Rotación de Bloques

Mediciones de paleo susceptibilidades magnéticas han mostrado que bloques de la corteza en sistemas Wrench comúnmente han rotado, con los bordes fallados. El eje de orientación es esencialmente vertical. La rotación de bloque tiene lugar en concordancia con el sentido general de la cizalla, como en el modelo en dominó de fallas normales en el sentido de las manecillas del reloj para zonas de Wrench dextrales y en sentido contrario a las manecillas del reloj en zonas sinestrales de Wrench (Ver **Figura 15**).



Figura 15 Rotación de Bloque en sentido de las manecillas del reloj en una zona de Wrench Destral.



Fuente: Adaptado de Burg J. P., 2011

4.2. Procesamiento del Modelo Digital del Terreno con Herramientas Enfocadas al Análisis Hidrológico

Las herramientas de análisis hidrogeológico calculan, a través de iteraciones, la forma como el agua fluye por la superficie de la tierra. En este estudio se utilizaron estas herramientas para buscar relictos de paleocorrientes en los valles aluviales de la zona. Este método sirve como una prueba objetiva que brinda resultados muy ajustados a la realidad, terreno firme para hacer las interpretaciones y conclusiones del caso.

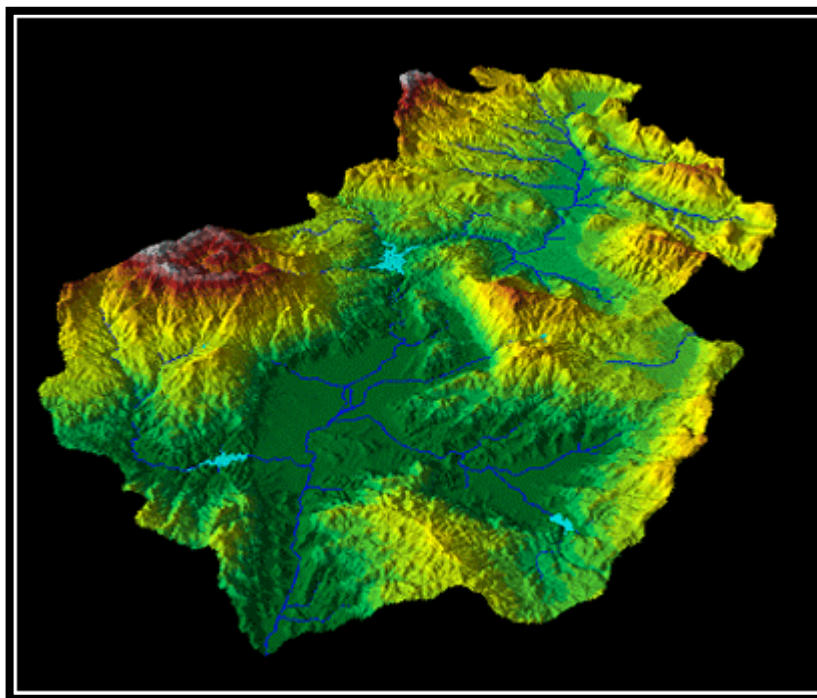
Los datos digitales más comunes de la forma de la superficie de la tierra son los modelos digitales de elevación (DEM) basados en celdas. Estos datos se utilizan como entrada para cuantificar las características de la superficie del suelo.

Un DEM es una representación ráster de una superficie continua (Ver **Figura 16**), que en general hace referencia a la superficie de la tierra. La precisión de estos



datos se determina principalmente por la resolución (la distancia entre los puntos de muestra). Otro factor que afectan la es el muestreo real de la superficie cuando se crea el DEM original.

Figura 16 Visualización de una superficie DEM Ráster.



Fuente: ArcGIS Resource Center

<http://help.arcgis.com/es/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/na/009z000005m000000/>

Al delinear cuencas hidrográficas o definir redes de arroyos, se cumplen una serie de pasos. Algunos pasos son obligatorios, mientras que otros son opcionales según las características de los datos de entrada. El flujo en una superficie siempre va en la dirección de la pendiente más empinada. Una vez que se conoce la dirección de salida del flujo de cada celda, se puede determinar cuál y cuántas celdas fluyen en una celda determinada. Esta información se puede utilizar para definir límites de cuencas hidrográficas y redes de arroyos.



El modelo de elevación se utiliza para determinar las celdas que fluyen hacia otras celdas (la dirección de flujo). Sin embargo, si hay errores en el modelo de elevación o si se modela geología karst, puede haber algunas ubicaciones de celda que son inferiores a las celdas circundantes. Si este es el caso, el agua que fluye dentro de la celda no saldrá. Estas depresiones se denominan sumideros. Las herramientas de análisis hidrológico permiten identificar los sumideros y ofrecen herramientas para rellenarlos. El resultado es un modelo de elevación sin depresión.

Si se delimitan cuencas hidrográficas, se debe identificar puntos de fluidez (ubicaciones para las cuales desea conocer la cuenca hidrográfica de contribución). En general, estas ubicaciones son bocas de arroyos u otros puntos hidrológicos de interés, como una estación de calibración. Al utilizar las herramientas de análisis hidrológico, puede especificar los puntos de fluidez, o puede utilizar la red de arroyos como puntos de fluidez. Esto crea cuencas hidrográficas para cada segmento de arroyo entre los cruces de los arroyos. Para crear la red de arroyos, primero debe calcular la acumulación de flujo para cada ubicación de celda.

Si define redes de arroyos, no sólo necesita conocer la dirección de flujo del agua de celda a celda sino también cuánta agua fluye a través de una celda, o cuántas celdas fluyen hacia otras celdas. Cuando fluye la suficiente agua por una celda, se considera que la ubicación tiene un arroyo que la atraviesa.

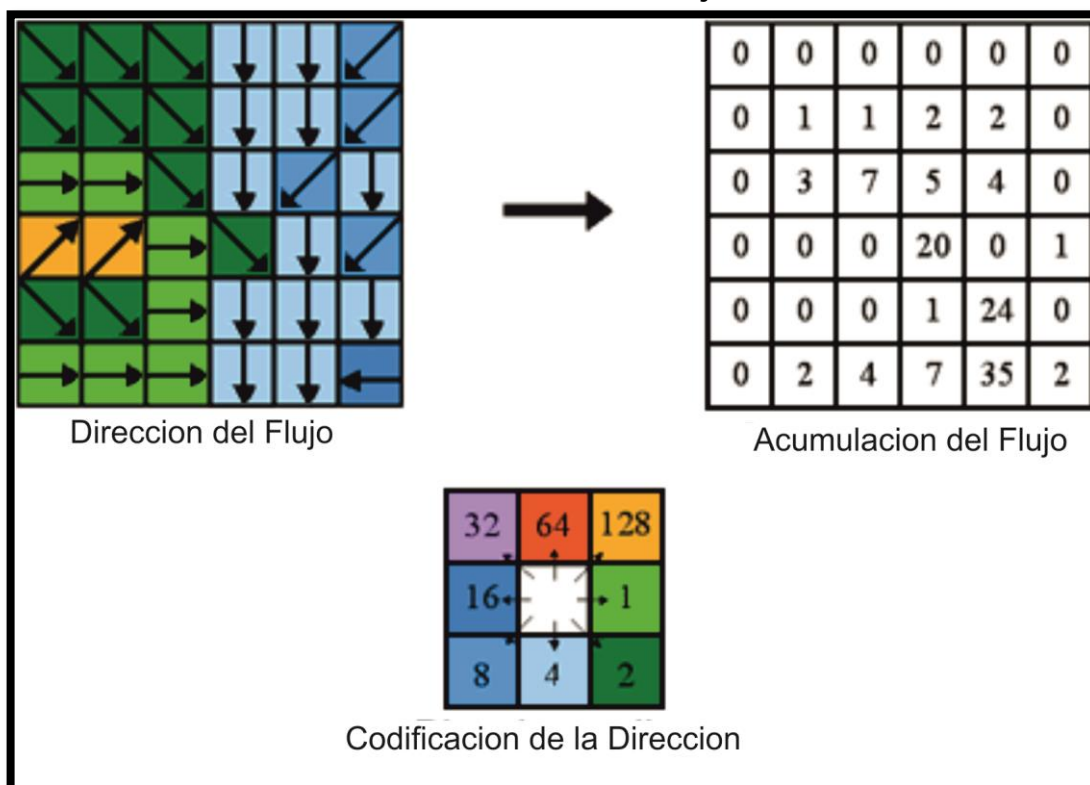
Acumulación de Flujo

La herramienta Acumulación de flujo calcula el flujo acumulado como el peso acumulado de todas las celdas que fluyen en cada celda de pendiente descendente en el ráster de salida. Si no se proporciona un ráster de peso, se aplica un peso de 1 a cada celda, y el valor de celdas en el ráster de salida es el número de celdas que fluye en cada celda.



La imagen superior izquierda **Figura 17** muestra la dirección de viaje desde cada celda y la superior derecha el número de celdas que fluyen hacia cada celda.

Figura 17 Manejo computacional para obtener la Dirección del Flujo y la Acumulación del Flujo.



Fuente: ArcGIS Resource Center

<http://help.arcgis.com/es/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/na/009z0000005m000000/>

Las celdas con una acumulación de flujo alta son áreas de flujo concentrado y pueden ser útiles para identificar canales de arroyos. Las celdas con una acumulación de flujo de 0 son alturas topográficas locales y se pueden utilizar para identificar crestas. Partiendo de esta sencilla pero poderosa herramienta se pueden autogenerar los drenajes que fluyen normalmente por la superficie terrestre.



Esta herramienta puede ser utilizada de la misma forma para la identificación de paleocausas debido a que si la superficie terrestre conserva aún la forma que tenía cuando los paleocausas fluían entonces será posible reconocer este drenaje con el análisis del DEM ya que el software reconocería la estructura en la tierra que ese paleocause dejó como relicto.

Dirección de Flujo

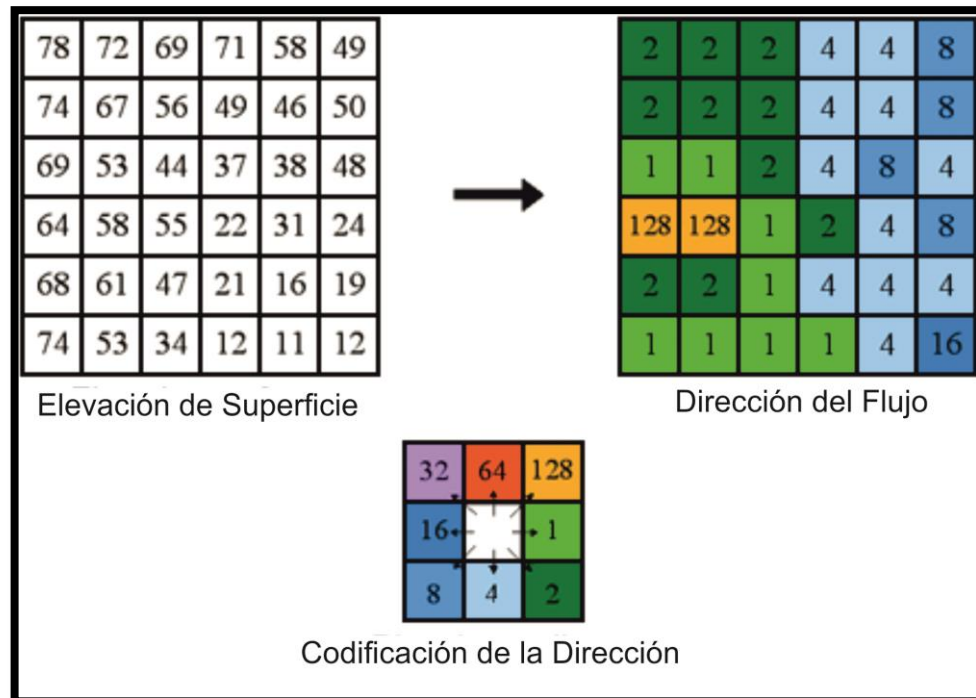
Una de las claves de la derivación de características hidrológicas de una superficie, es la capacidad de determinar la dirección de flujo desde cada celda en el ráster. Esto se lleva a cabo con la herramienta Dirección de flujo.

Esta herramienta toma una superficie como entrada y proporciona como salida un ráster que muestra la dirección del flujo que sale de cada celda.

Existen ocho direcciones de salida válidas que se relacionan con las ocho celdas adyacentes hacia donde puede ir el flujo. Este enfoque comúnmente se denomina el modelo de flujo de ocho direcciones (D8) (Ver **Figura 18**).



Figura 18 Manejo Computacional de la Dirección de Flujo.



Fuente: ArcGIS Resource Center

<http://help.arcgis.com/es/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/na/009z0000005m000000/>

Vectorización

Posterior a que se tienen archivos ráster con la acumulación del flujo y la dirección del mismo, se procede a convertir la información a un archivo vectorial el cual podemos integrar fácilmente al mapa que estemos manejando. Este proceso se muestra en la **Figura 19**.



- 2) La deformación es Homogénea
- 3) El fallamiento es consistente con los criterios producidos por Mohr-Coulomb. P ej. Las fallas se desarrollan paralelas a σ_2 y con un ángulo de fractura inherente del material (el ángulo de fricción Interna) a σ_1

Cuando se interpretan datos cinemáticos de falla, se debe tener siempre en cuenta que la mayoría de esas condiciones no se cumple en la naturaleza.

Las asunciones 1 y 2, cizalla pura y deformación homogénea deben ser simplificaciones realistas de afloramiento pero probablemente no en escala regional. Consecuentemente, Tensores de esfuerzo inferidos reflejan estados locales de esfuerzo.

La asunción 3 es estrictamente válida en rocas isotrópicas, donde las fallas se deben desarrollar paralelas a σ_2 en un ángulo de fractura que varía entre 0° y 40° y están en su mayoría alrededor de 30° , lo cual debe ser así una aproximación razonable en la mayoría de los casos naturales. Sin embargo, en las rocas anisótropas, las discontinuidades preexistentes se pueden reactivar sin importar su orientación con respecto a σ_1 . Si el esfuerzo diferencial aplicado es bajo y la presión de poro es suficientemente alta para exceder la presión litostática, incluso se observan ángulos de 45° - 90° (Rosenau, M. R. 2004).

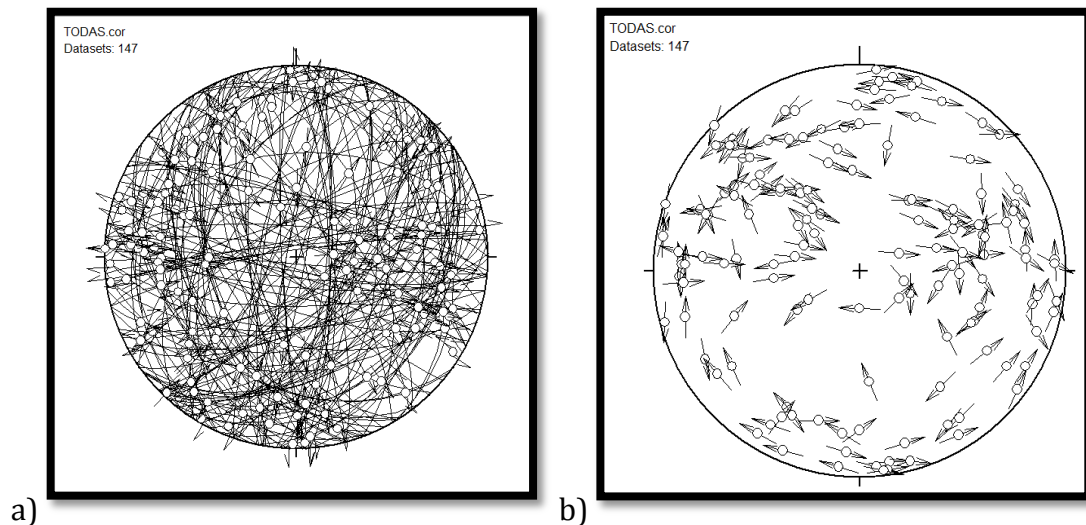
Procesamiento

Para todo tipo de visualización de los datos cinemáticos de falla, procesamiento y análisis se utilizó el Programa TectonicsFP, Version 1.7.5, build 1.166.

Tras poner los datos crudos en el programa estos son corregidos tal que todas las estrías se ponen en los respectivos planos de falla. Esta operación necesita ser llevada a cabo antes de un procesamiento más profundo de los datos (Burg J. P., 2011).

Las estrías de falla pueden ser representadas gráficamente en una estereonet de hemisferio inferior de dos formas diferentes, como Angelier (Ver **Figura 20a**) que muestra las fallas como grandes círculos y una flecha apuntando en la dirección del movimiento relativo del bloque colgante; la segunda forma es la forma de Hoepfener (Ver **Figura 20b**), también llamada grafica de lineación tangente, que muestra los polos de las fallas con las flechas dibujadas en el punto del polo como tangentes al gran círculo común del plano de falla y la estría. La flecha apunta en la dirección del movimiento del bloque colgante. Esta representación es particularmente muy útil para grandes cantidades de datos.

Figura 20 Representación de la cinemática de la falla según a) Angelier b) Hoepfener



Fuente: Autor

Los datos incluyen muchas poblaciones de fallas consistentes con diferentes tensores. Así, la separación de las poblaciones de fallas tiene que hacerse antes del análisis (Burg J. P., 2011).

Para este trabajo las poblaciones estrías se definieron por dos criterios, el primero de ellos fue por estaciones debido a que las estrías presentes en estaciones adyacentes pueden explicar el paso del trazo de una de las fallas que se identificó



en la fotogeología, identificar su cinemática y establecer un tensor de esfuerzo relacionado con ellas. El segundo criterio utilizado fue tomar de cada una de las estaciones, las estrías de falla que más se asemejan al plano principal de la falla para tratar de establecer un desplazamiento sobre éste.

Se utilizan dos métodos de análisis cinemático de las fallas, Análisis Numérico Dinámico, NDA e inversión Directa, INVERS.

NDA tiene una aproximación metódica. Asumiendo coincidencia de σ_1 con P y σ_3 con T, NDA calcula un tensor de esfuerzo para cada grupo de estrías de falla. La sumatoria de los tensores de esfuerzo de todos los grupos de estrías en una localidad y divididos por el número de datos produce el tensor total de esfuerzo. Las orientaciones y valores relativos de los principales esfuerzos son derivados de los valores y vectores éigen del tensor total de esfuerzo.

INVERS está basado en una simplificación de mínimos cuadrados de los ángulos entre las direcciones calculadas de máximo esfuerzo de cizalla actuando a lo largo de los planos de falla y las estrías medidas, lo cual permite la determinación del tensor de esfuerzo reducido definido por la orientación del eje principal y la rata de esfuerzo. Las orientaciones y los valores relativos de los esfuerzos principales están derivados de los valores eigen del tensor de esfuerzo general.

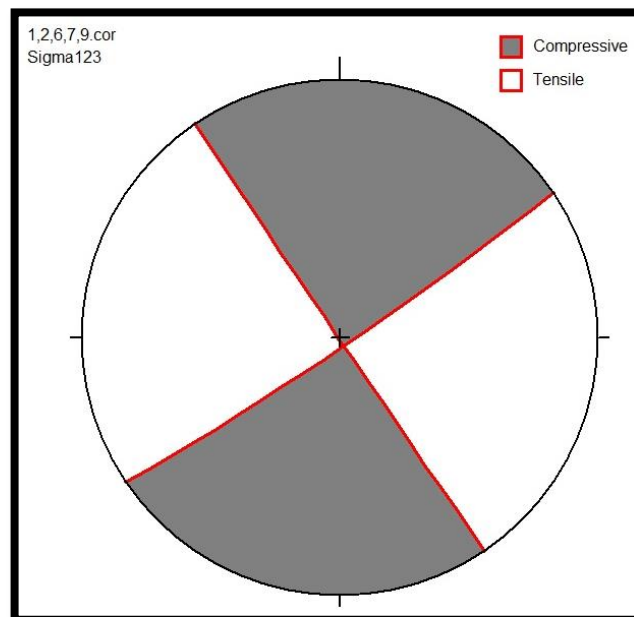
Sperner, (1996) discutió las ventajas y desventajas de utilizar NDA contra INVERS, y concluyó que INVERS falla si menos de tres planos de falla independientes están presentes en los datos, Por ejemplo si los datos comprenden dos grupos de fallas conjugados. Esto se debe a la regresión utilizada por INVERS para estimar el tensor que mejor se ajusta, que solo es óptimo si los datos están distribuidos. De hecho desde un punto de vista matemático, un tensor solución basado en menos de cuatro planos independientes de falla, carece de significado porque la solución espacial no está completamente determinada. En el caso de la deformación triaxial, NDA tiene limitaciones porque



los ejes P y T muestran orientación difusa, prevaleciendo el arreglo de los ejes cinemáticos. INVERS maneja esos datos sin problema.

Los resultados del análisis cinemático están representados en los llamados balones de playa donde diedros compresivos y distensivos se muestran juntos con el principal eje de esfuerzo en las estereoplot de hemisferio inferior (**Figura 21**). Para evitar la mezcla con los mecanismos focales sísmicos los cuales se representan comúnmente como balones de playa (negro=distensivo, blanco=compresivo), los resultados de los análisis de cinemática de fallas son representados en diedros de blanco=distensivo y gris=compresivo.

Figura 21 representación del análisis cinemático de fallas con un balón de playa.



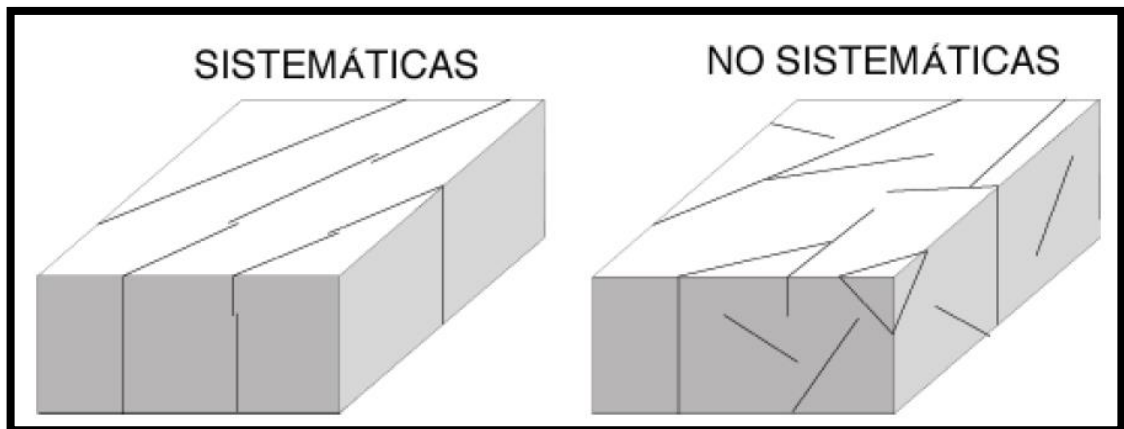
Fuente: Autor



4.4. Análisis de Diaclasas

Las diaclasas son un tipo fractura que se generan en las rocas debido a los campos de esfuerzo que actúan sobre ellas pero, se diferencian de las fallas porque no presentan un desplazamiento lateral apreciable. Una diaclasa no se presenta por si sola en la naturaleza sino como familias de diaclasas, estas familias son básicamente, Sistemáticas y no Sistemáticas (Ver **Figura 22**). Se consideran sistemáticas a las familias de diaclasas que se encuentran lo suficientemente juntas para ser identificadas como tal en un afloramiento y se observa que presentan una relación de paralelismo con las demás diaclasas de la misma familia, Pueden estar restringidas a una capa o afectar a varias. Las diaclasas no sistemáticas son aquellas que se presentan con una distribución espacial irregular y son menos planares que las sistemáticas, no son paralelas a otras diaclasas vecinas y pueden terminar contra otras diaclasas que las rodean. Tanto las diaclasas sistemáticas como no sistemáticas pueden darse en el mismo afloramiento (Martínez, 2003).

Figura 22 Diaclasas sistemáticas y no sistemáticas Tomado de (Martínez, 2003)



Fuente: Autor



Existen varios tipos de diaclasas si se las clasifica por su origen, entre las que se encuentran las diaclasas por Levantamiento y Descompresión, Laminares o Descamaciones, Diaclasas por fracturación Hidráulica y las Ligadas a procesos tectónicos que por lo general se relacionan con dos tipos de estructuras: Pliegues y fallas, Existen ciertos procesos que son bien conocidos que generan diaclasamiento, pero existen diaclasas que no pueden correlacionarse con procesos conocidos por lo que su interpretación sigue siendo motivo de estudio (Martínez, 2003). De estas diaclasas interesan para este estudio las relacionadas con el campo de esfuerzo en que se está moviendo la falla. Para determinar cuáles de ellas se pueden relacionar como tal, se presentarán los datos obtenidos en campo como un gráfico de densidad de polos, a partir de los cuales se determinará las principales familias de diaclasas, a partir de las cuales se efectuarán las respectivas interpretaciones.



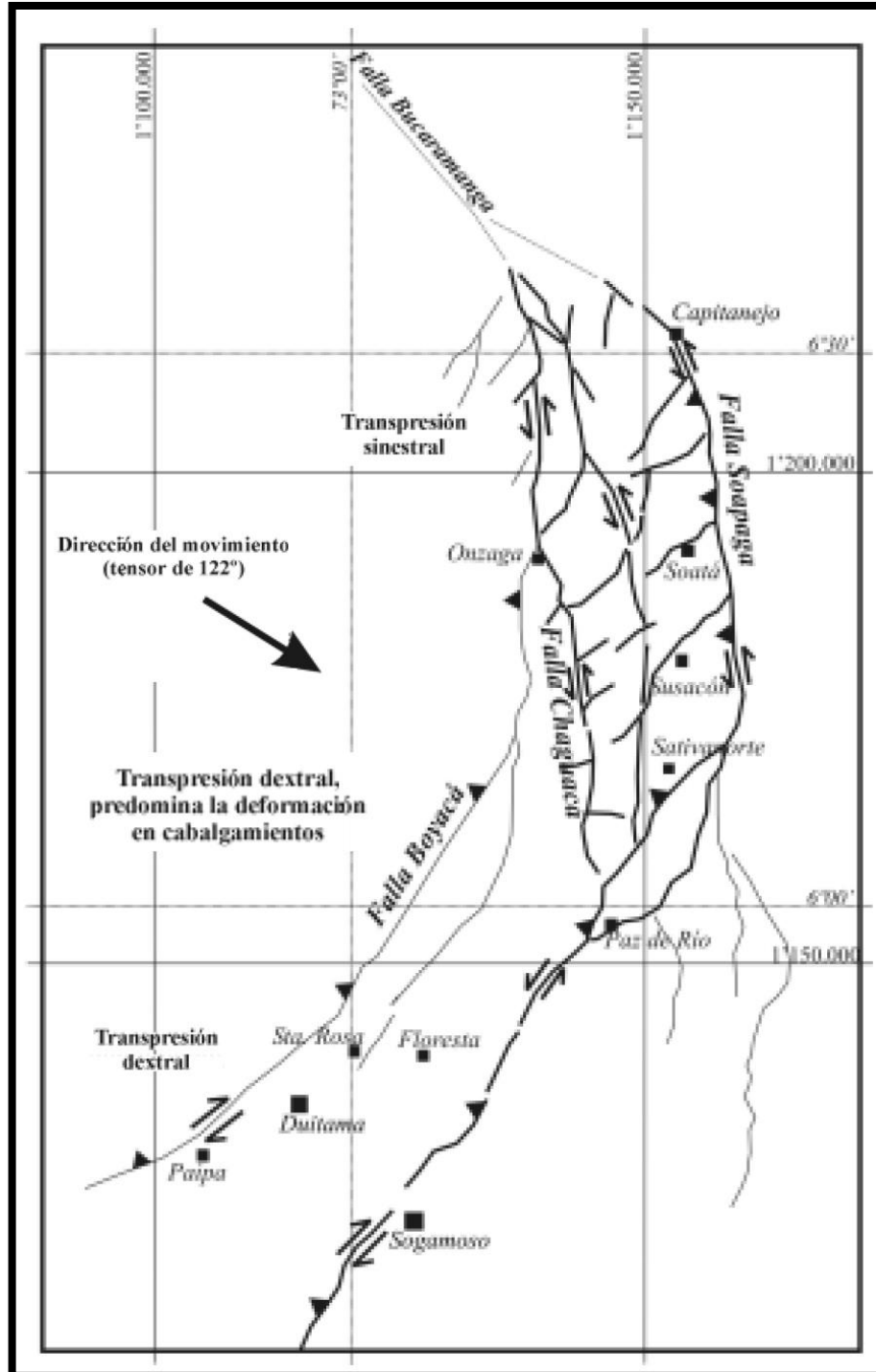
5. Antecedentes del Área de Estudio

Existen cuatro estudios que llegan a algún tipo de conclusión o afirmación acerca de la Falla de Chaguacá y sus implicaciones tectónicas. Difieren en el tipo de estudio realizado y sus objetivos así como en el detalle en el que estudian el tema pero todos aportan información muy valiosa sobre la que se sustenta este trabajo de grado.

5.1. Interpretación de Transcurrencia de las Fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes Landsat TM, Velandia, (2005)

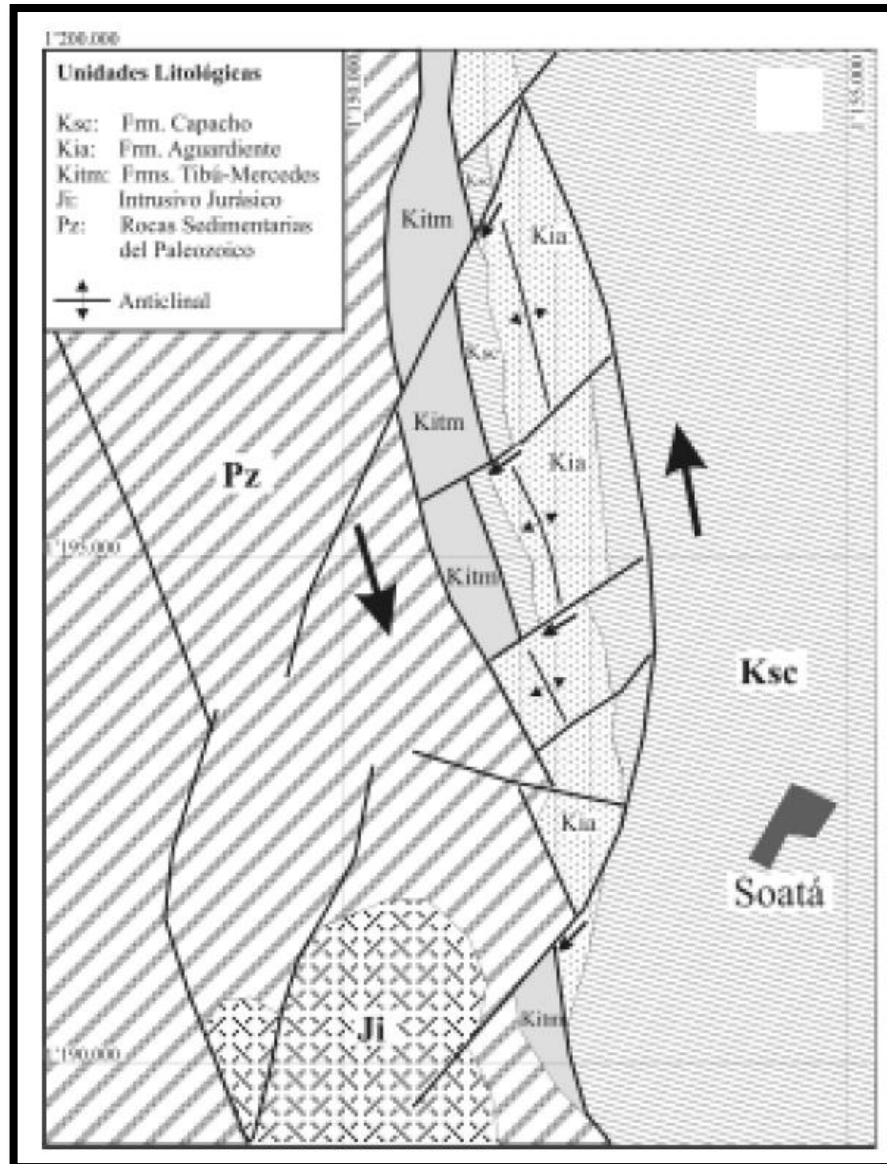
Velandia, (2005) hace una interpretación regional a partir de imágenes Landsat apoyado en mapas geológicos del INGEOMINAS y propone un dúplex transpresivo para la terminación de la falla Bucaramanga en el macizo de floresta (Ver **Figura 23**), con sus respectivas fallas de rumbo en la parte externa del Dúplex y al interior de estas fallas de rotación. Asegura que estas fallas se mueven por un tensor con Azimut 122° el cual obtuvo de promediar resultados de Toro-Ramírez y Osorio, (2005), Taboada *et al*,(2000) y resultados propios. Este tensor explicaría que hacia la zona de Capitanejo y Onzaga el comportamiento de las fallas en la zona norte es de Transpresión sinistral, hacia la zona de la latitud 6° Norte (**Figura 23**) domina la deformación en cabalgamientos con algo de Transpresión dextral. Hacia el sur predomina la Transpresión dextral. Muestra también el desarrollo de una estructura en dúplex en rocas sedimentarias del cretácico que afloran en el área de Soatá (Ver **Figura 24**) y afirma que estas estructuras presentes en la zona axial de la Cordillera Oriental son el resultado del ambiente geotectónico que le dio origen a la Cordillera Oriental.

Figura 23 Dúplex propuesto por Velandia, (2005) para la terminación de la falla de Bucaramanga.



Fuente: (Velandia, 2005)

Figura 24 Estructura en Dúplex de la zona de Soatá (Velandia, (2005) modificada de Vargas et al, (1987))



Fuente: Velandia, (2005)

5.2. Cartografía de la Plancha 152 y su respectiva Memoria Explicativa Vargas et al, (1987)

Debido a que este estudio se enfocó en la cartografía en de la plancha 152, y debido a que esta cartografía fue levantada a escala 1:100.000 no se le puso un



cuidado particular a la geología estructural detallada de la zona. Si bien se marcaron las principales fallas en la gran mayoría de ellas no se les dibujó el sentido en el que se mueven. La falla de Chaguacá fue marcada en la cartografía y se muestra prácticamente el mismo trazo que se propone en esta tesis, guardando la gran diferencia en el detalle con el que se marca. En la Memoria explicativa de esta cartografía se pusieron dos citas muy cortas explicando la falla de Chaguacá que dicen así:

“Es de advertir que la Falla de Chaguacá, hacia el norte se une a la de Onzaga o Boyacá y esta a su vez es satélite de la de Bucaramanga” Vargas *et al*, (1987).

“La Falla de Chaguacá Tiene una dirección en su parte más septentrional NW-SE cambiando hacia el sur por una dirección NE-SW. Se indica anteriormente que esta falla podría representar una de las expresiones más meridionales de La Falla de Bucaramanga. Hacia el norte se conjuga con La Falla de Onzaga o Boyacá y hacia el sur su identificación dentro del Macizo de Floresta es difícil”. Vargas *et al*, (1987).

A estas cortas descripciones se le puede agregar lo que se observa en la cartografía y es que la falla de Chaguacá presenta un rumbo aproximado Azimut 340° – 350° , y por su trazo casi recto se puede inferir que es una estructura de un ángulo alto ($>80^{\circ}$). Ésta corta rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas de edades Devónico, Jurásico, Cretácico y Cuaternario, las cuales afloran a lado y lado de la falla, exceptuando la Formación Girón que solamente aflora en el lado Este de la falla. Se observa en esta cartografía también que unas rocas sedimentarias cretácicas en la zona de Onzaga no se encuentran desplazadas por la falla, mientras que un poco más al sur se observa el desplazamiento sinistral de la Cuarzomonzonita de Santarosita. Estos análisis en detalle hechos sobre esta cartografía se muestran más adelante en el trabajo (Capítulo 10, Numeral 10.3).



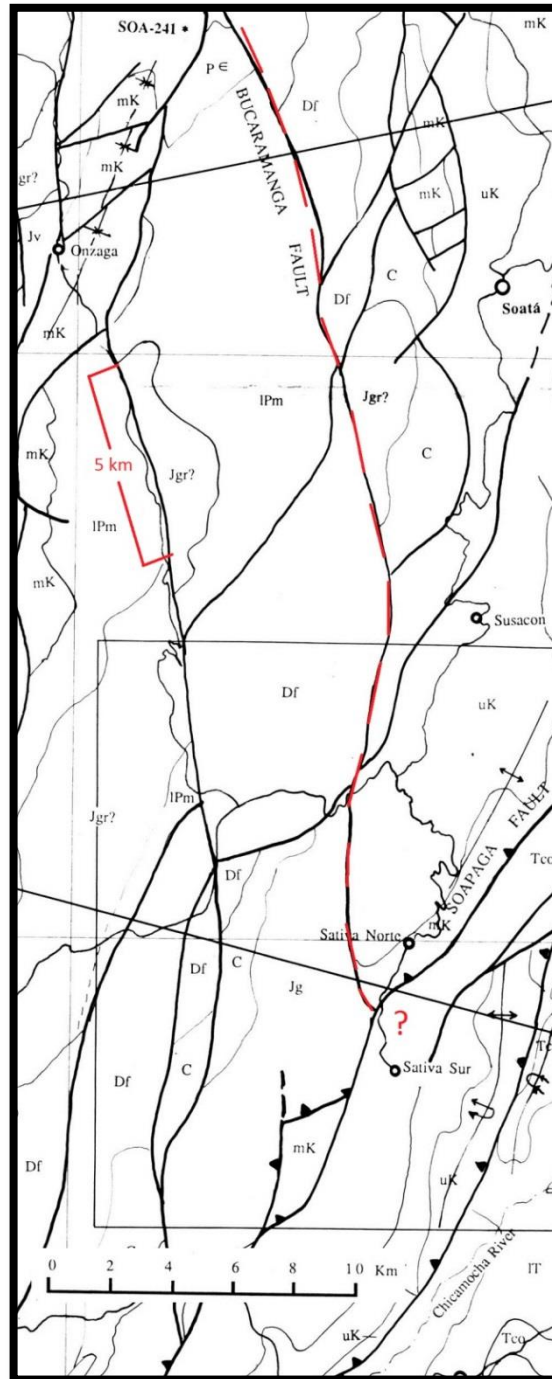
5.3. The Termination of the Bucaramanga fault in the Cordillera Oriental, Colombia, Tesis de Maestría, Toro, (1990).

Esta tesis de maestría se enfoca en la falla de Bucaramanga y su relación con las fallas de Soapaga y el Río Chicamocha, ya que considera a estas como la continuación principal de la falla de Bucaramanga hacia el sur. Considera la Falla de Bucaramanga como una estructura de rumbo Sinistral de edad Mioceno-Plioceno desarrollada debido a la convergencia acelerada entre la placa de Nazca y la placa Suramericana que comprime la margen oeste de Colombia mientras que la margen norte permanece sin confinar, por ello concibe la Falla de Bucaramanga como una estructura de escape. Afirma que las fallas inversas de Boyacá y Soapaga absorben alrededor de 40 km del desplazamiento lateral en un despegue de 12 km de profundidad, y que La Falla de Soapaga corta y deforma el trazo principal de la Falla de Bucaramanga probablemente como resultado de movimiento en un nuevo trazo del sistema de rumbo, la Falla del Río Chicamocha, a la que le asigna una componente de rumbo. Propone que en la terminación sur de la Falla de Bucaramanga se presentan al menos 6 km de levantamiento del bloque oeste con respecto al bloque este, donde la Falla de Bucaramanga y Soapaga se unen. Considera un cambio significativo en la estructura de la Falla de Bucaramanga al afirmar que en la medida en que se aproxima la Falla de Bucaramanga a la de Soapaga la orientación de la Falla de Bucaramanga cambia de S15E a casi norte sur y que esto se debe a que el plano de falla probablemente cambia de vertical a buzarse marcadamente al oeste a lo largo de esta desviación. Concluye finalmente que debido al trazo rectilíneo, orientación y relación con la Falla de Soapaga, el trazo activo más recientemente de la Falla de Bucaramanga es la Falla del Río Chicamocha y que la cantidad de desplazamiento de la Falla de Bucaramanga no está bien medido y debe ser mucho menos de esos 100 km estimados; afirma que alrededor de 45 km.



Por último y concerniente más con esta tesis concibe a la falla de Chaguacá (Guantiva) como una falla pequeña con trazos entrelazados y que el patrón del mapa geológico levantado por él mismo muestra que tienen un desplazamiento lateral de 5 km (Ver **Figura 25**). Así mismo muestra que el trazo que considera la falla de Bucaramanga, en el macizo de floresta, termina en la falla de Soapaga. (Ver **Figura 25**).

Figura 25 Muestra el desplazamiento estimado de la falla de Chaguacá (Guantiva), el trazo que considera la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta y la forma como este desaparece al unirse con la Falla de Soapaga.



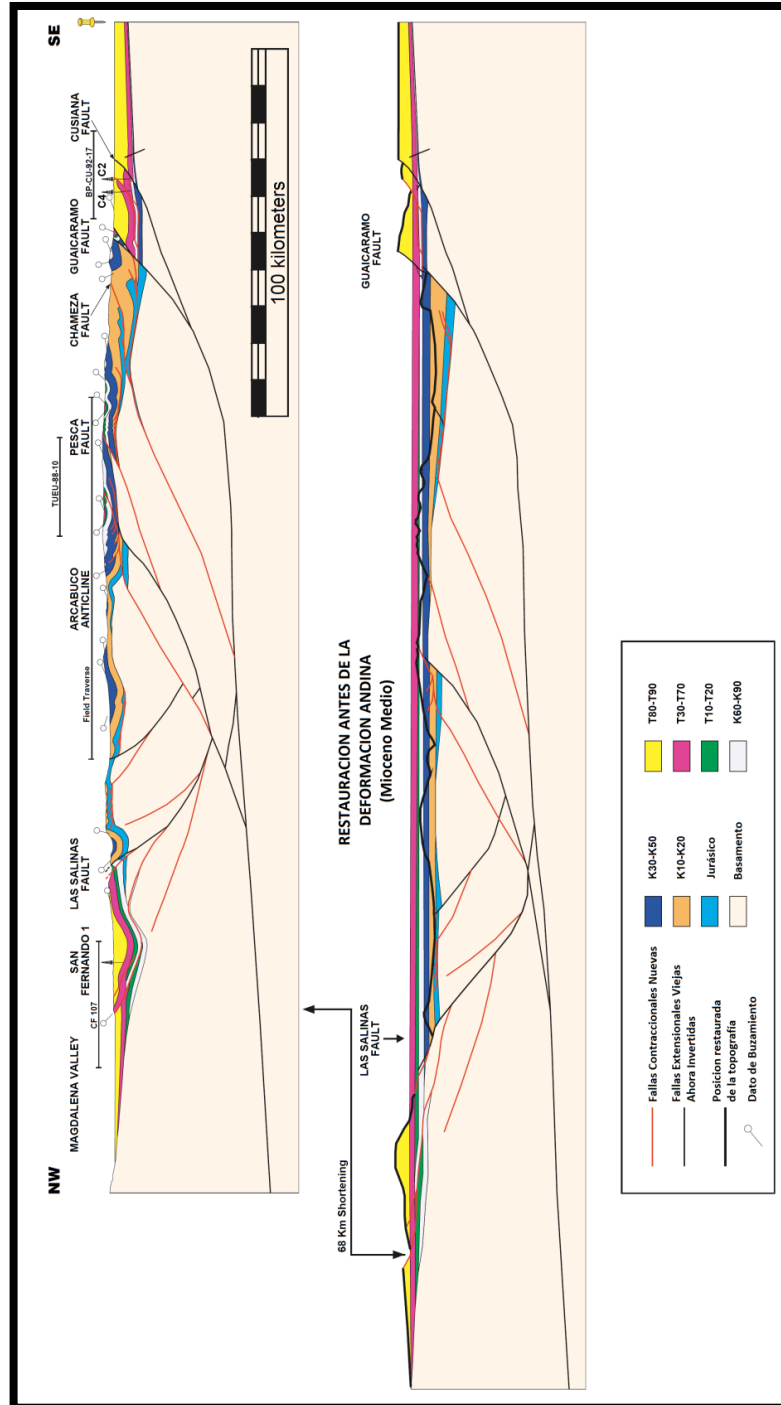
Fuente: Adaptada de Toro, (1990).



5.4. Basin Development and Tectonic History of the Llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia, Cooper *et al*, (1995).

El trabajo de Cooper *et al*, (1995) se basa en gran cantidad información de afloramientos y de pozos de diferentes campos en el Valle Medio del Magdalena, El Piedemonte llanero y los llanos orientales. Partiendo de esta gran cantidad de información elabora un estudio de estratigrafía de secuencias detallado que explica con base en el registro estratigráfico la evolución geológica desde el Triásico-Jurásico hasta el reciente, Esta gran cantidad de información le permitió narrar con detalle la evolución geológica regional, dado que los eventos tectónicos mayores que influenciaron el desarrollo de las cuencas colombianas están cercanamente ligados a la evolución del margen activo del occidente de sur américa. Cooper *et al*, (1995) presenta una gran cantidad de interpretaciones pero para esta tesis hace unas propuestas muy importantes: afirma que la etapa de mayor deformación de la Cordillera Oriental y el pie de monte llanero comenzó aproximadamente hace 10.5 Ma (Mioceno Medio) y resultó de la colisión de panamá con sur américa. Agrega que durante esta fase de deformación la Cordillera Oriental fue levantada y erodada y que las viejas fallas extensionales que habían dado lugar a la depositación que venía desde el Triásico-Jurásico fueron invertidas y se desarrollaron estructuras compresionales. Para explicar este proceso de inversión presenta una retrodeformación hasta el Mioceno Medio (Ver **Figura 26**) (Antes de la deformación Andina) de un corte geológico que va desde el valle medio del magdalena pasa por la Cordillera Oriental y llega hasta los llanos orientales, este corte funciona como esquema regional para la zona de la falla de Chaguacá si asume que la falla de Pesca vendría siendo la continuación de la falla de Soapaga y que las fallas que no afloran en el flanco este del anticlinal de Arcabuco representan la Falla de Boyacá. La Falla de Chaguacá vendría a estar en algún sitio entre las dos anteriores y sería el centro de la estructura en flor. (**Figura 27**). Finalmente Cooper *et al*, (1995) calcula un acortamiento de 68 km que dio lugar a la formación de la Cordillera Oriental.

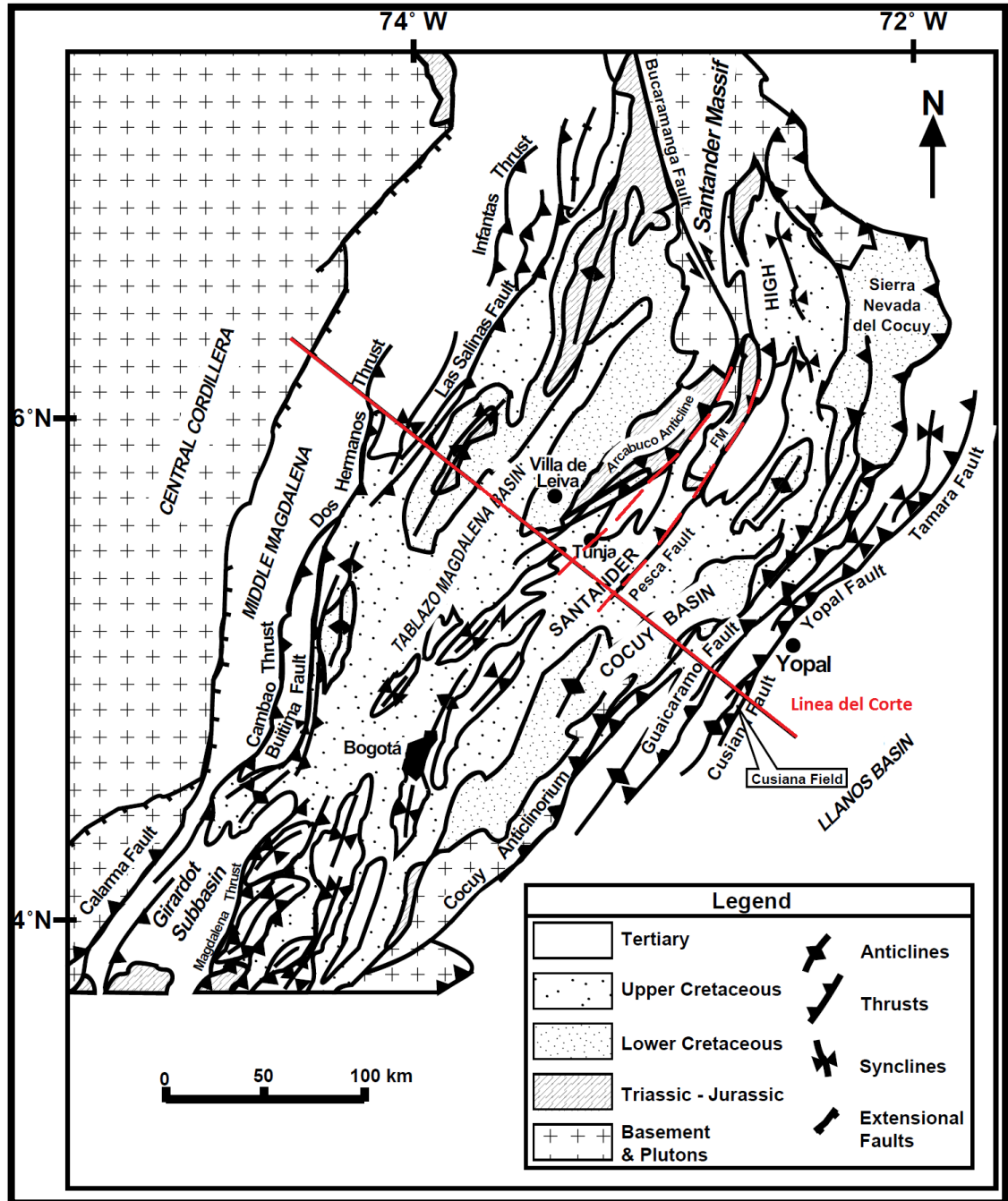
Figura 26 Corte geológico y retrodeformación hasta antes de la orogenia andina la cual calcula un acortamiento de 68 km.



Fuente: Adaptado de Cooper *et al*, (1995).



Figura 27 Esquema de fallas de la Cordillera Oriental que muestra la Ubicación del Corte Geológico de la Figura 26 y como se prolongarían las fallas de Boyacá y Soapaga.



Fuente: Adaptado de Cooper et al, (1995).



6. Geología General del Área

La Cordillera Oriental se extiende desde el sur de Colombia siguiendo una dirección aproximada N30°E hasta la latitud norte 6° aproximadamente en donde esta se desvía y toma una dirección N20°W, en esta latitud presenta su máximo ancho (200km aproximadamente), desde donde continua hacia el norte y se divide en la Serranía de Perijá siguiendo aproximadamente este mismo rumbo y en la Sierra Mérida la cual se adentra en el Territorio Venezolano con un rumbo N50°E aproximadamente. La zona de estudio se encuentra en sector donde la Cordillera Oriental gira y pasa de tener una dirección N30°E a tener una dirección N20°W, (ver **Figura 2**). Geológicamente esta zona es llamada la zona de amortiguación de la Falla de Bucaramanga.

6.1. Estratigrafía

En la zona axial de la Cordillera Oriental en donde se encuentra ubicada la zona de estudio Afloran rocas con edades que van desde el Devónico, pasando por el Jurásico el Cretácico y el Cuaternario, la estratigrafía de la zona fue tomada de Vargas *et al*, (1987) y de Mojica y Villarroel, (1984). Esta se describe de la siguiente manera:

6.1.1. Formación Tíbet (Dft)

La Formación Tíbet consta de conglomerados blancos y areniscas conglomeráticas blancas con guijas, guijos, cantos y bloques hasta de 80 cm de diámetro con laminación inclinada. En algunas zonas presenta capas de hasta 20 cm de espesor de limolitas rojizas con laminación plana paralela. Esta unidad se encuentra fuertemente cementada por cemento silíceo lo que la hace muy competente. El nombre fue propuesto por Cediél F, (1969) en ponencia presentada en el primer congreso de geología. La formación Tíbet disminuye el tamaño de los cantos y bloques hacia el sur al igual que se adelgaza en la



localidad de Floresta hasta 60 m de espesor (Botero, 1950). Hacia el norte desaparece un poco al sur de Covarachía alcanzando su máxima expresión al norte de Santa Rosita (zona de estudio) donde a pesar de encontrarse replegado se calcula que su espesor sobrepasa los 2.500 m. Vargas *et al*, (1987). La Formación Tíbet se considera Devónico en edad por su posición estratigráfica que se encuentra bajo la Formación Floresta de la cual se colectaron fósiles con una dispersión estratigráfica del ordovícico inferior al Devónico Superior. Vargas *et al*, (1987). El contacto infrayacente de la Formación Tíbet es Inconforme sobre rocas de edad Cámbrico-Ordovícico de la Formación Silgará.

6.1.2. Formación Floresta (Df)

La Formación floresta en la zona de estudio se divide en dos Miembros dada su diferencia por el grado de metamorfismo, Al Oeste de la Falla de Chaguacá, la Formación Floresta (Miembro Metamorfizado) consta de Pizarras y filitas, Localmente presenta color gris con pequeñas bandas blancas, textura muy fina (Pizarrosa) con microplegamientos. Esta litología se encuentra junto a la Cuarzomonzonita de Santarosita formando una franja en la zona de estudio, mientras que en la franja que se encuentra al Este de la falla de Chaguacá consta de limolitas y arcillolitas laminadas de color amarillo crema de aspecto sedoso y areniscas de grano fino (Floresta Miembro Arcilloso). El cambio de grado de metamorfismo dentro de las fajas del Floresta sugiere condiciones cambiantes de presión y temperatura. En general se nota un incremento de metamorfismo hacia la parte central del macizo en inmediaciones de los cuerpos graníticos, lo cual sugiere posibles efectos térmicos sobre las rocas del Floresta. Las asociaciones mineralógicas corresponden a la parte más baja de la facies de los esquistos verdes, subfacies moscovita-clorita, con un metamorfismo de contacto. Vargas *et al*, (1987). La fuerte cementación silíceica que presenta la Formación Tíbet o al menos parte de ella puede deberse a este metamorfismo de contacto. El espesor de la sección tipo se estima entre 600 y 700 metros (Ward D. *et al*, 1973). El



contacto de esta formación con la subyacente Formación Tíbet se encuentra muy fallado y no es claro en la zona de estudio. El contacto con la suprayacente Formación Cucho, (Floresta-Cucho) se observa bastante bien, se conoce debido Mojica y Villarroel, (1984) que dicho contacto está asociado a sutiles modificaciones en el régimen sedimentario. Según Vargas *et al*, (1987) fósiles recolectados en los alrededores de Santa Rosita (Zona de estudio) fueron identificados como Fenestella cf. Venezuelensis Weisbord y fenestella sp. Que corresponden al Devónico medio.

6.1.3. Formación Cucho (Pcc)

Consta de Arcillolitas de color Rojo Violeta y Arcillolitas limosas del mismo color con intercalaciones de Arcillolitas, arcillolitas limosas y limos de color Amarillo crema que son más abundantes hacia la parte de la base, esta formación se encuentra bien expuesta en el camino que conduce de la Vereda la Estancia a la Vereda Tuazague. Fue Propuesta por Botero, (1950) para designar un conjunto de 300 a 400 m de espesor formado casi totalmente por “arcillitas” de color rojo violeta, en la vereda Cucho, Municipio de Santa Rosa de Viterbo, departamento de Boyacá. El autor describe la formación de techo a base así: Arcillitas de color rojo violeta o carmín con bandas de color amarillento crema; arcillitas de color amarillo crema y gris, arcillitas de color amarillo crema con intercalaciones de areniscas duras y de color rojo violeta de arcillitas amarillentas y ocre; arcillitas arenosas y areniscas duras de color rojo violeta (10 m); arcillas pizarrosas de color amarillo crema con intercalaciones de capas arcillosas y delgadas de color violeta o carmín. Vargas *et al*, (1987). El espesor de esta formación fue medido por Vargas *et al*, (1987) en la zona de estudio en un corte geológico y afirma que es de (825 m).

El contacto superior de esta formación se da con la suprayacente Formación Girón sin que se observe una discordancia importante en la zona de estudio, sin embargo entre estas dos formaciones hay todo un periodo de erosión y probable



plegamiento que ha dado origen a las discordancias angulares que se observan al sur de la zona de estudio. Vargas *et al*, (1987). En la zona de estudio las capas de la Formación cuche presentan un grado de consolidación bastante alto y sericita observable en muestra de mano. El contacto con la subyacente Formación Floresta es concordante y transicional en un intervalo que ocupa unos 20 m de la columna, Mojica J. y Villarroel A. (1984).

6.1.4. Formación Girón (Jg)

La Formación Girón es una típica molasa que se depositó en el Jurásico Superior, en la etapa sinrift del Aulacógeno Bolívar (Cediel F. *et al*, 2003). Se compone principalmente de conglomerados polimicticos mal seleccionados de color marrón rojizo con areniscas arcósicas con algunas capas de shale rojizos, shale con conglomerados. Redondeados y Subesféricos bastante consolidados de origen continental que cubren en discordancia angular a la Formación Cuche. En esta formación se identifican estructuras primarias como: Estratificación cruzada, estructuras de erosión y relleno, estratificación ondulosa y paleocanales. En suma dichas estructuras determinan un ambiente terrestre de sedimentación con energía muy variable, sobre todo alta, correspondiente seguramente a una región de piedemonte con los subambientes característicos de llanuras de inundación y cauces de corrientes fluviales, Mojica J. y Villarroel A. (1984).

6.1.5. Cuarzomonzonita de Santa Rosita (JRcm)

Esta unidad es un intrusivo que aflora en una longitud de 30 km y un ancho de 4 km aproximadamente, medibles en la plancha 152 Vargas *et al*, (1987). En general la composición del intrusivo corresponde a Cuarzomonzonita pero muestra localmente variaciones de granito y granodiorita, posee cantidades aproximadamente iguales de plagioclasas y feldespatos potásicos. En la zona de estudio da lugar a topografías suavizadas, onduladas y sin escarpes pronunciados. El tamaño de sus cristales oscila de 2 a 4 mm.



En la zona de estudio se presentan afloramientos muy meteorizados debido al clima húmedo que predomina en la zona ya que este ambiente favorece a la sericitización de los Feldespatos, además el musgo que tiende a formarse en las rocas de esta zona acelera aún más la meteorización de la roca.

6.1.6. Qal 2 Terraza Media

El depósito Cuaternario Qal 2 ocupa la mayor parte de los valles en la zona de estudio, debido a esto tiende a presentar una superficie cubierta por diferente tipo de vegetación de páramo del tipo frailejones y helechos. En las zonas de mayor inundación tienden a formar juncos lo que hace difícil observar su litología en la extensión que comprende la zona de estudio. En la zona de la quebrada la colorada forma terrazas que se encuentran unos 15 a 20 metros sobre el nivel actual de la quebrada. Texturalmente se compone de arenas blancas, arenas blancas gravosas, gravas arenosas con guijas y guijos, arenas conglomeráticas amarillentas, arenas conglomeráticas grisáceas (**Figura 28**). Composicionalmente se compone de 70% cuarzo, 25% feldespatos y 5% Líticos por lo cual se clasificaría como una grava Feldespática. (Clasificación según Folk, 1974). Presenta laminación inclinada con bajo grado de consolidación y altamente deleznable. En la zona de las minas de arena de la vereda Los colorados, desde la estación CD-078 hacia el oeste, este mismo depósito cuaternario se hace mucho más importante en potencia y extensión ya que conforma toda una microcuenca que por sus características y disposición estructural con respecto a las fallas se clasificaría como una cuenca Piggy Back.

6.1.7. Qal Terraza Baja

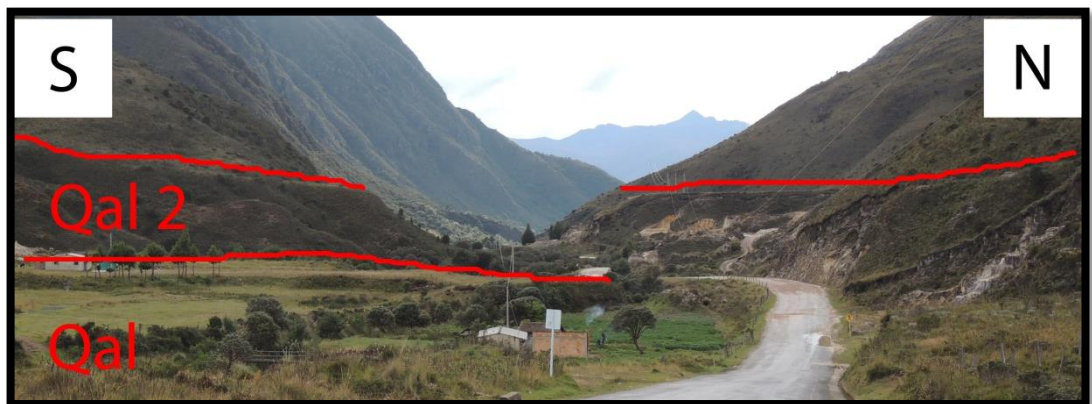
Ocupa la terraza baja (alrededor de 3 m sobre el nivel actual de la Quebrada la colorada) (**Figura 28**). Debido a su geomorfología llana, resulta muy atractiva para la explotación agrícola. Texturalmente se compone de gravas de guijarros, guijas, guijos de color rojizo con una matriz de gránulos y arena gruesa. Composicionalmente contiene >90% de Líticos de Arcillolitas y Lodolitas rojizas y



Color Vino tinto, 5% de Cuarzo y 5% de feldespatos, por lo cual se clasificaría como una grava lítica. (Clasificación según Folk, 1974).

La estratigrafía de la zona de estudio se presenta en una columna generalizada en la **Figura 29**, y en una columna semidetallada en **Figura 30** que fue tomada de Mojica y Villarroel, (1984).

Figura 28 Se resaltan dos niveles de terraza aluvial. Fotografía tomada desde la estación CD-022.



Fuente: Autor



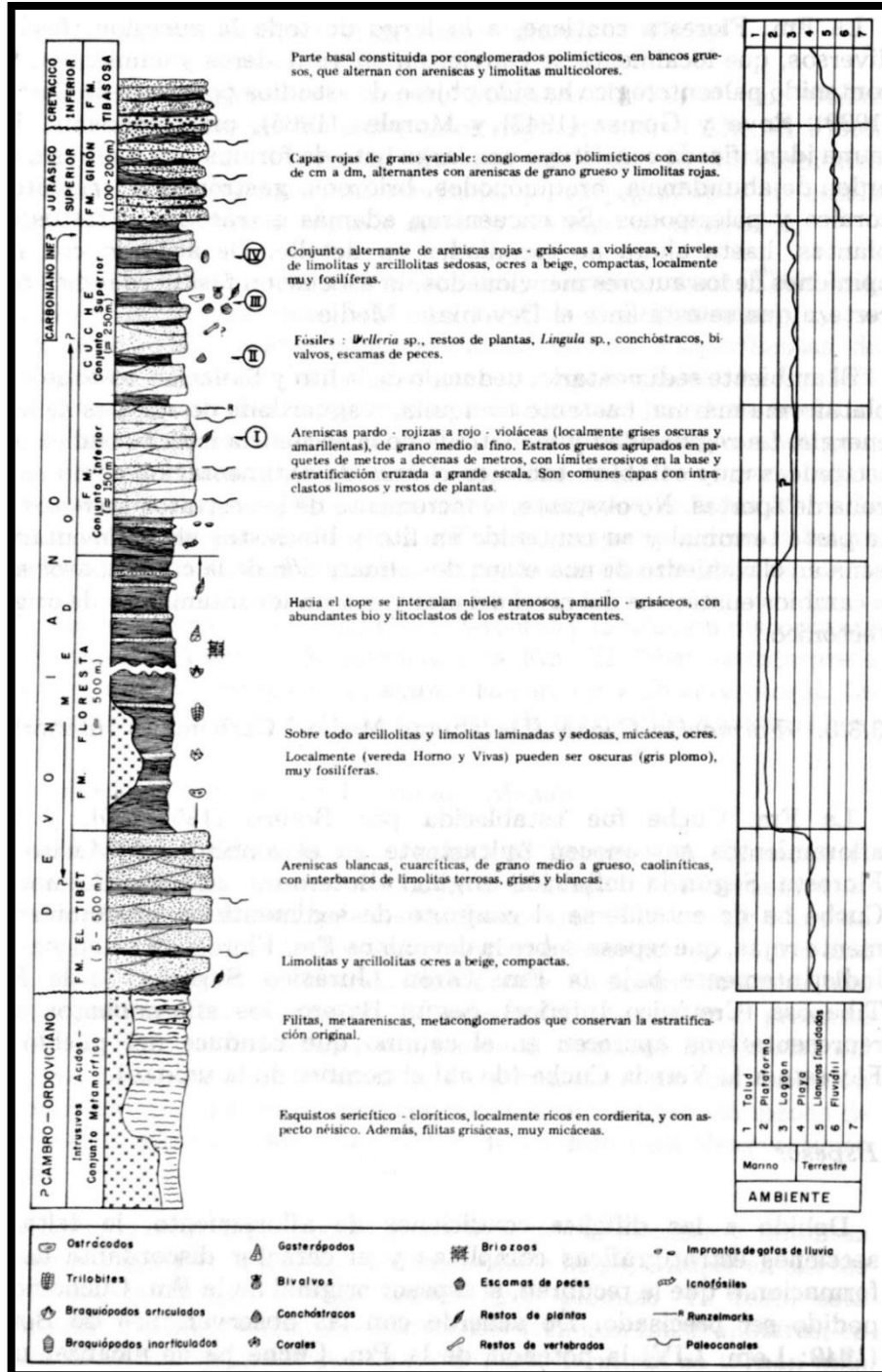
Figura 29 Estratigrafía Generalizada de la Zona de Estudio.

Edad	Formación	Litología
Cuaternario	Qal	Areniscas blancas, Areniscas blancas Conglomeráticas, Conglomerados arenosos con guijas y guijos, Areniscas Conglomeráticas amarillentas, areniscas Conglomeráticas Grisáceas. se compone de 70% cuarzo, 25% feldespatos y 5% Líticos
	Qal 2	Conglomerados de guijarros, guijas, guijos de color Rojizo con una matriz de Gránulos y arena gruesa. contiene >90% de Líticos de Arcillolitas y Lodolitas rojizas y Color Vino tinto, 5% de Cuarzo y 5% de feldespatos
Jurásico	Cuarzo Monzonita de Santa Rosita	La cuarzomonzonita es de color gris rosado, equigranular, con algunas variaciones a facies porfíricas. El tamaño de grano varía de 2 a 4 mm. Contiene cantidades aproximadamente iguales de Plagioclasa y Feldespato Potásico. El Máfico predominante es la biotita con menor proporción de Hornblenda.
	Fm. Girón	Conglomerados polimicticos Marrón Rojizo con areniscas arcósicas con algunas capas de shale rojizos, shale con conglomerados. Redondeados y Subesféricos bastante consolidados
Devónico	?	Arcillitas de color rojo violeta o Carmin con bandas de color amarillento crema; arcillitas de color amarillo crema y Gris, arcillitas de color amarillo crema con intercalaciones de areniscas duras y de color rojo violeta de arcillitas amarillentas y ocre; arcillitas arenosas y areniscas duras de color rojo violeta (10 m); arcillas pizarrosas de color amarillo crema con intercalaciones de capas arcillosas y delgadas de color violeta o Carmin
	Fm. Floresta	Consta de limolitas y arcillolitas laminadas de color amarillo crema de aspecto sedoso y areniscas de grano fino
	Fm. Tíbet	Consta de capas poco discernibles de Conglomerados de areniscas cuarcíticas blancas de grano medio, fino y Grueso con clastos y cantos que van desde 0.05 m a 0.50 m redondeados y subesféricos con laminación inclinada y con algunas intercalaciones de limos de color rojo vino.

Fuente: Adaptado de Vargas et al, (1987)



Figura 30 Columna Estratigráfica generalizada de la secuencia precretácica del Macizo de Floresta Boyacá – Colombia.



Fuente: Mojica y Villarroel, (1984)



6.2. Tectónica y Geología Estructural

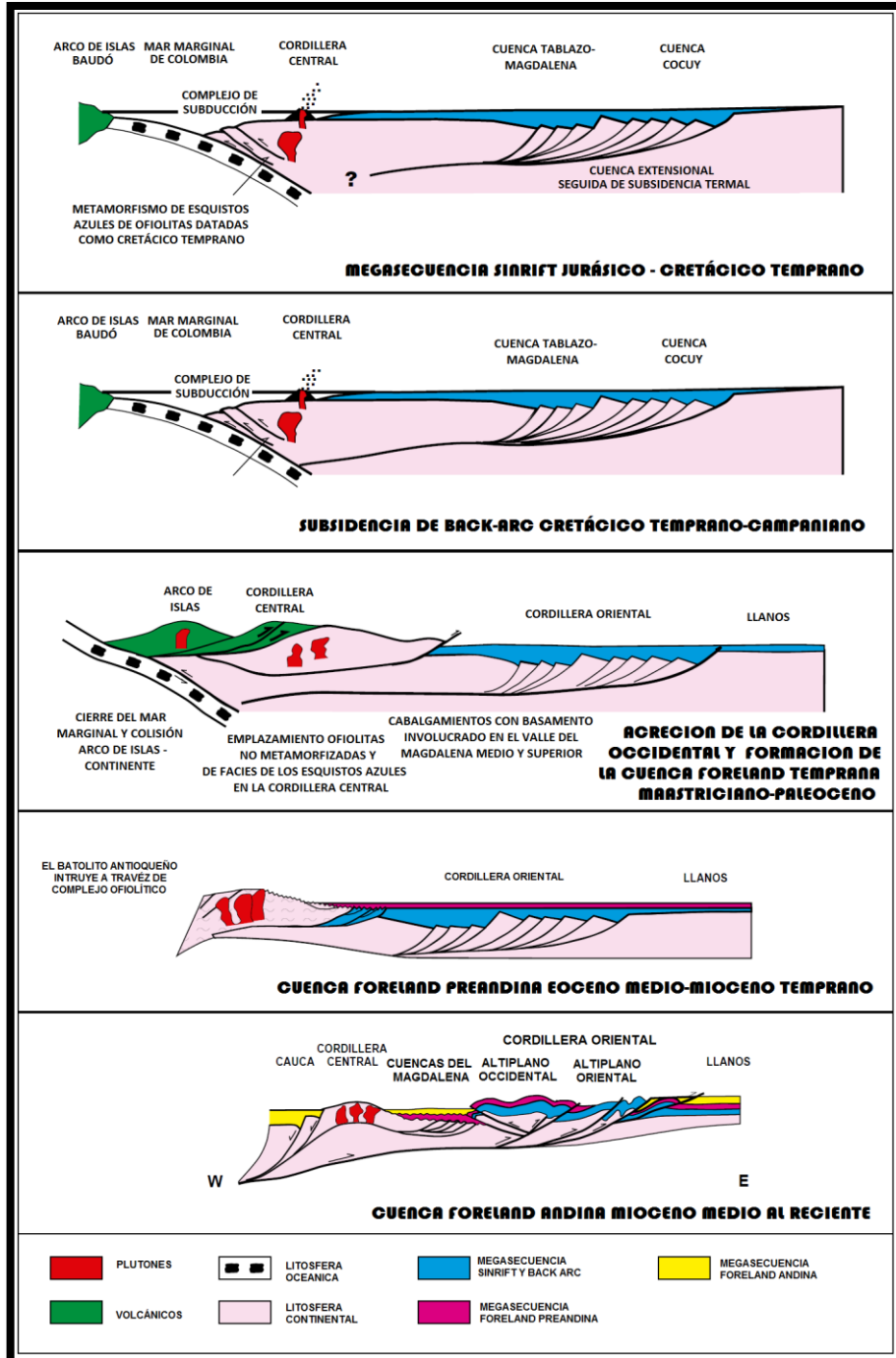
En la zona central de la Cordillera Oriental afloran rocas metamórficas y sedimentarias del paleozoico representadas en la Formación Silgará del Cámbrico-Ordovícico, las Formaciones Tíbet, Floresta y Cucho que conforman una secuencia de depositación continua desde el Devónico medio hasta el precarbonífero (Mojica y Villarroel, 1984). Estas formaciones se encuentran intruidas por diferentes cuerpos ígneos de edad jurásica (Vargas *et al.* 1981) entre los que se encuentran el batolito de Mogotes que tiene composiciones principalmente cuarzomonzoníticas y granodioríticas, y la Cuarzomonzonita de Santa Rosita. Este arreglo de formaciones precretácicas recibe el nombre de Macizo de Floresta y conforma el basamento en la zona central de la Cordillera Oriental. Como es generalmente conocido y aceptado mucho antes del levantamiento de la Cordillera Oriental durante el Triásico-Jurásico y parte del cretácico se desarrolló lo que Cediell y Cáceres, (2000) propusieron llamar Aulacógeno Bolívar (Rift Fallido). Durante estos periodos en el tiempo Geológico se desarrollaron procesos de tafrogénesis que produjeron la formación de una zona de rift que fue controlada por la zona de subducción en el margen occidental de Suramérica Clavijo *et al.*, (2008). Debido a este control el magmatismo dominante fue Félsico a Intermedio. Este rift produjo una subsidencia rápida y fallamiento normal que dio lugar a la depositación de una secuencia de rift, Allen y Allen, (2005).

Para esta fase de rifting algunos autores como Dengo y Covey (1993) (**Figura 31** y **Figura 32**) muestran la Falla Boyacá con movimiento normal, como uno de los límites de la serie de grabens de la cuenca Velandia F. (2005) lo que produce la depositación la llamada Formación Girón, que aflora en diferentes zonas cercanas a la zona de estudio e inclusive forma parte estructuras de nivel regional como el anticlinal de Arcabuco. Esta etapa de rifting se mantiene hasta el cretácico



temprano, (Acosta, 2002), cuando comienza la subsidencia termal más lenta (Allen y Allen, 2005) que permite el comienzo de la depositación de toda la secuencia cretácica marina característica en la Cordillera Oriental, con diferencias en facies y espesores marcadas por los límites tectónicos como las fallas de Boyacá y Soapaga (Ver **Figura 32**). La depositación marina se terminó abruptamente en el Maastriciano temprano debido a la acreción final de la cordillera occidental. Este evento creó una cuenca Foreland temprana que dio origen a la megasecuencia de edad Maastriciano tardío - Paleoceno (ver **Figura 31**) que se depositó en lo que es hoy el valle del Magdalena la Cordillera Oriental y los llanos orientales, Cooper *et al*, (1995). En el área comprendida entre las fallas de Soapaga y Boyacá (Ver **Figura 32**) no existe registro del Oligoceno lo que supone que la orogénesis de la Cordillera Oriental había comenzado incipientemente y esta zona representaba un alto topográfico que impidió la depositación de rocas sedimentarias durante este periodo o que durante el levantamiento de la Cordillera Oriental esta zona fue levantada primero y a su vez erosionada, (Velandia, 2005). La orogénesis y progresiva erosión del Eoceno medio terminó con la depositación de la megasecuencia Maastriciano tardío – Paleoceno, pero los efectos de la carga sobre la corteza debido al levantamiento de este nuevo orógeno restablecieron la cuenca en la que se depositó la cuenca Foreland pre-andina tardía hasta el mioceno temprano (Ver **Figura 31**). La deformación del mioceno medio aisló el valle medio del Magdalena de la cuenca llanos. Cooper *et al*, (1995).

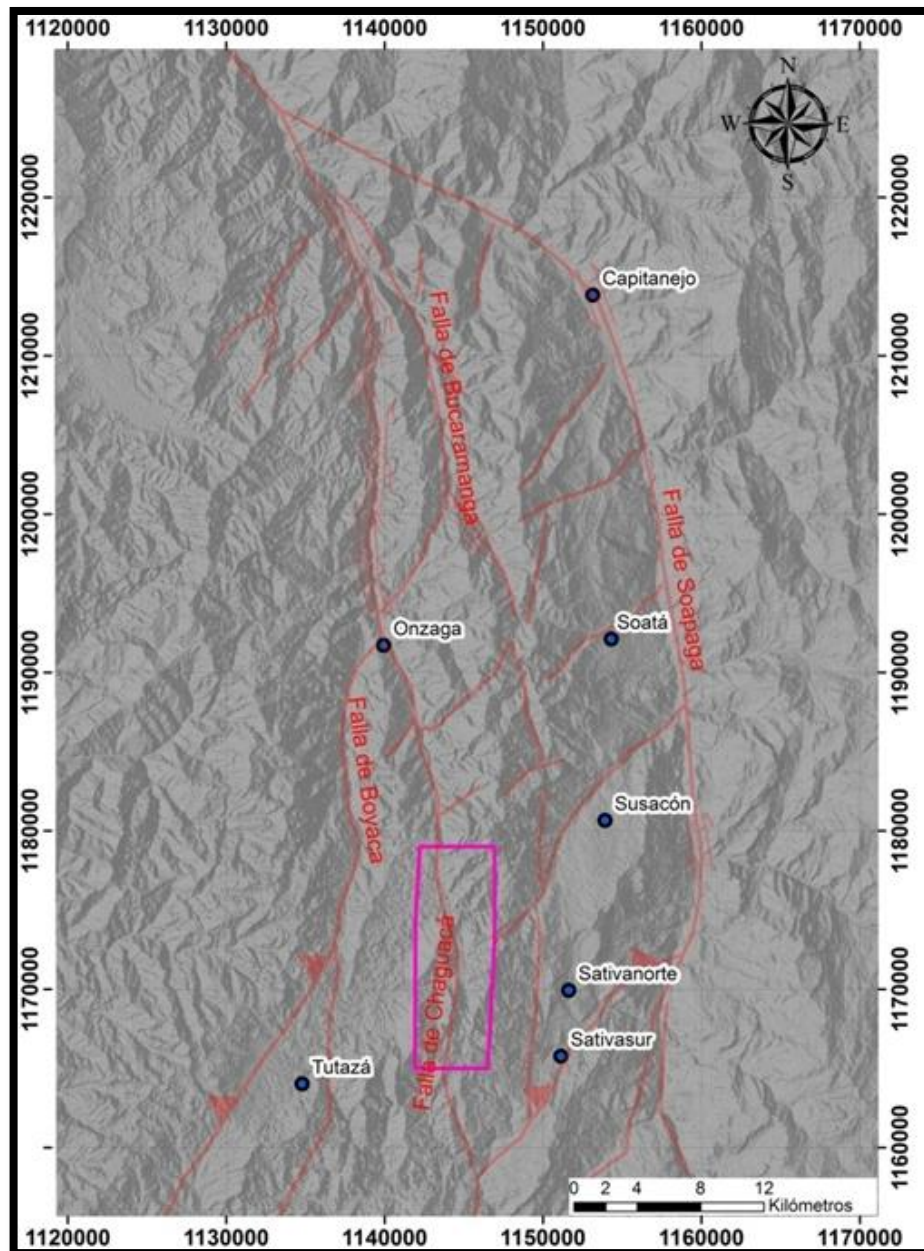
Figura 31 Evolución tectónica Secuencial de la Cordillera Oriental desde el Jurásico.



Adaptado de Cooper *et al*, (1995)



Figura 32 Mapa de Fallas de los alrededores de la zona, se muestra el trazo continuado de la Falla de Bucaramanga La Geología Estructural del Área en su forma regional es descrita de mejor manera por Velandia F. (2005), en cuyo estudio propone la terminación de la Falla de Bucaramanga como un Dúplex Transpresivo y basado en imágenes de satélite define los trazos de las fallas de Boyacá, Chaguacá, y Soapaga. Resaltado en Fucsia la zona de estudio.

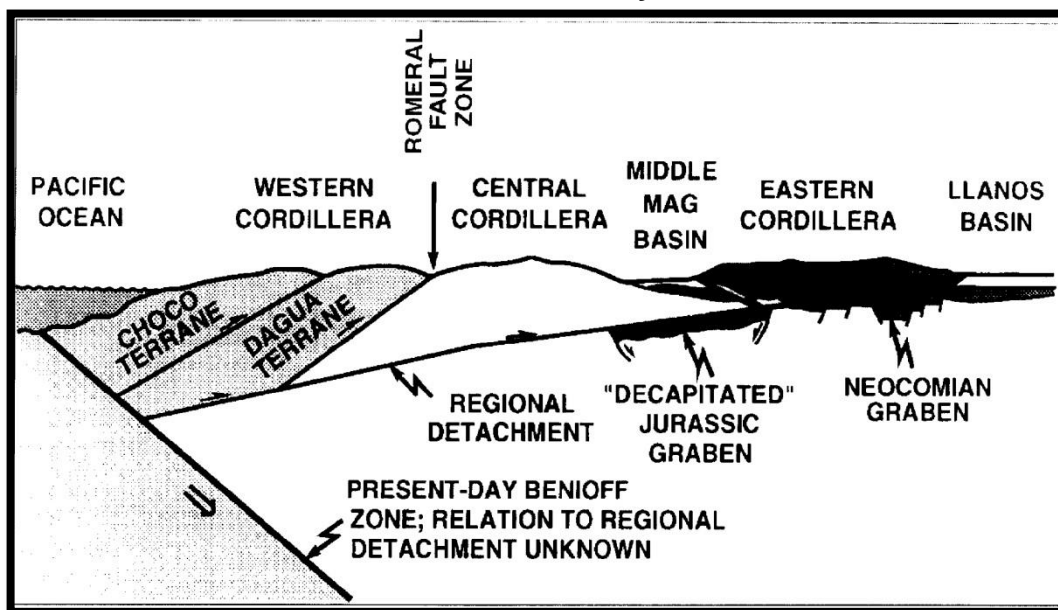


Fuente: Adaptado de Velandia, (2005)



Los mecanismos de inversión que dieron lugar a la formación de la Cordillera Oriental desde este punto tienen opiniones diferentes en cuanto al desarrollo de las fallas de basamento, que para el caso resultan algo antagónicas, Por un lado para (Dengo y Covey, 1993) el acortamiento que se observa en la cobertera sedimentaria característica de la Cordillera Oriental es al menos tres veces mayor que el que se observa en las estructuras del basamento, por lo que propone un despegue regional en la corteza media (Ver **Figura 33 y 34**) que decapita estructuras de horst y graben.

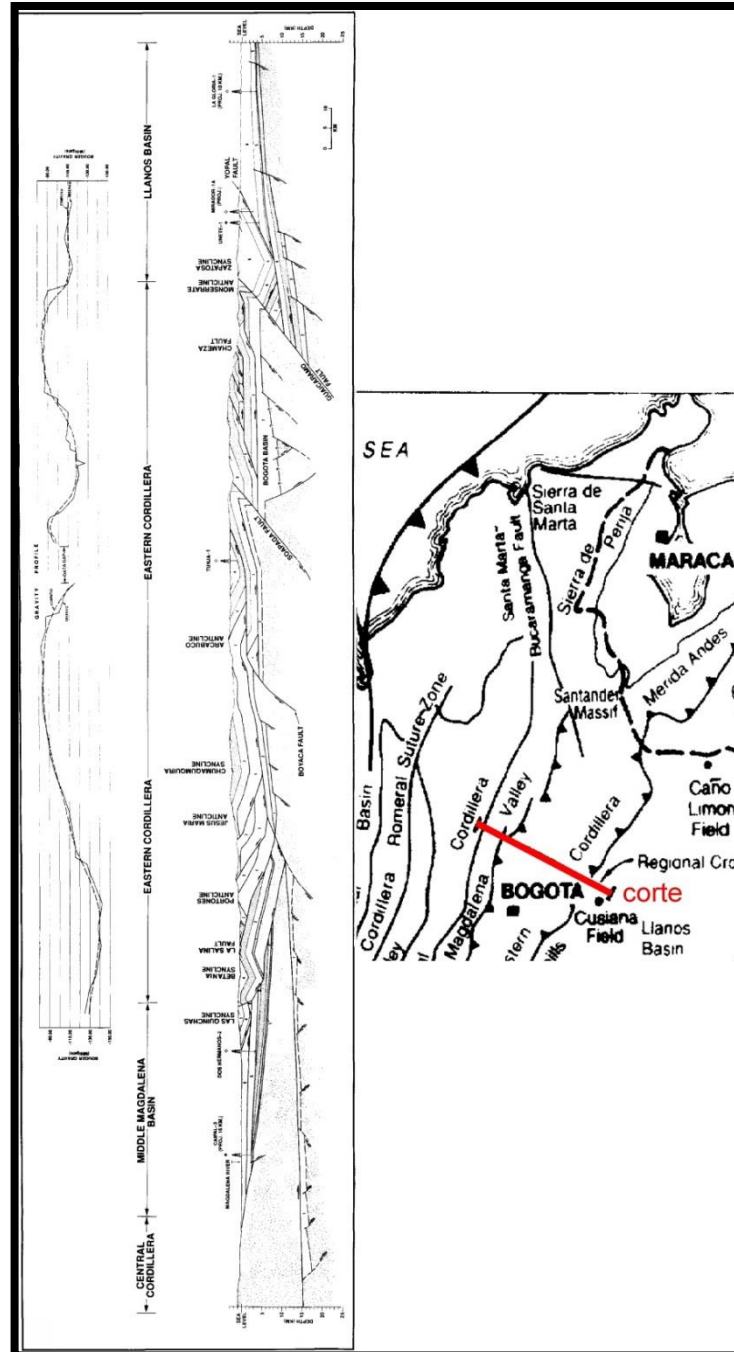
Figura 33 Muestra el despegue regional en la corteza media decapitando estructuras de Horst y Graben



Fuente: Dengo y Covey, (1993)



Figura 34 muestra el despegues de bajo ángulo en la corteza media decapitando estructuras de Horst y Graben.

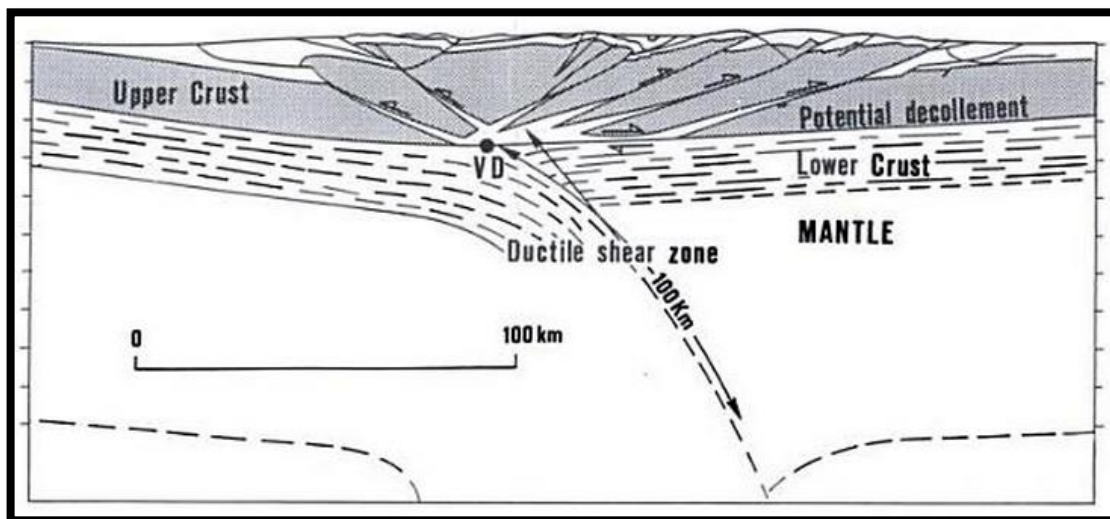


Fuente: Dengo y Covey, (1995).



Concluye de la misma forma, que este cinturón deformado fue superpuesto sobre grabens del jurásico y el cretácico temprano los cuales fueron invertidos parcialmente durante el evento compresional mas reciente. Por otro lado Colleta *et al*, (1990) habla de despegues en profundidad que separan dos cuñas que se deformaron independientemente y dice que las observaciones de campo dan una solución para este despegue, que estarían bajo el tope del basamento unos 14 km; si se asumen de 5 a 8 km de cobertera sedimentaria premiocénica, la profundidad del despegue estaría a unos 19 a 22 km. Propone también que la asimetría de la Cordillera Oriental estaría dada por una subducción de corteza continental que acomodaría los 100 km de acortamiento que calculó en el basamento. Explicó de la misma forma que no podía determinar si esta subducción se estaría dando en sentido este u oeste (**Figura 35 y 36**).

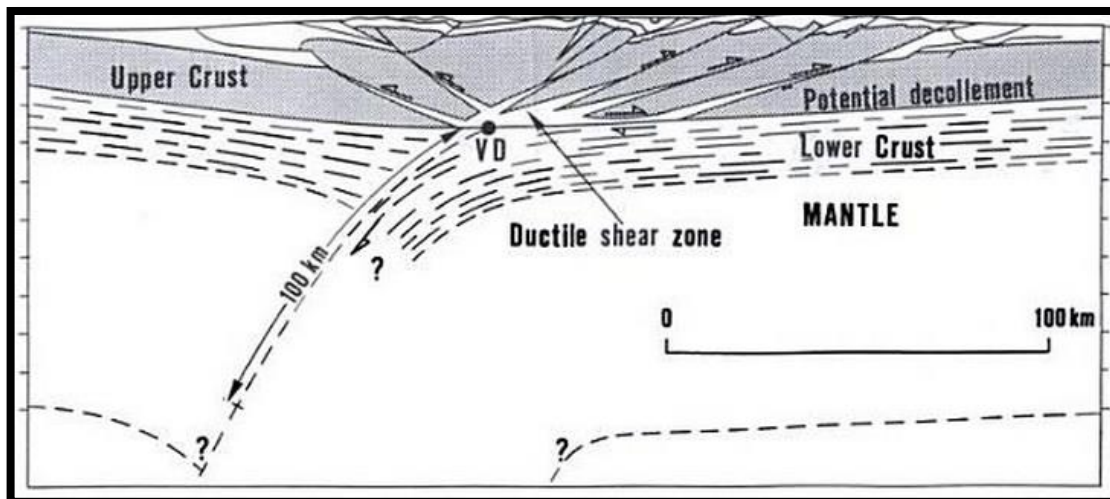
Figura 35 Modelo de subducción hacia el E de corteza continental de Colleta *et al*, (1990) para explicar la asimetría de la Cordillera Oriental.



Fuente: Tomado de Colleta *et al*, (1990).



Figura 36 Modelo de subducción hacia el W de corteza continental de Colleta et al, (1990) para explicar la asimetría de la Cordillera Oriental.



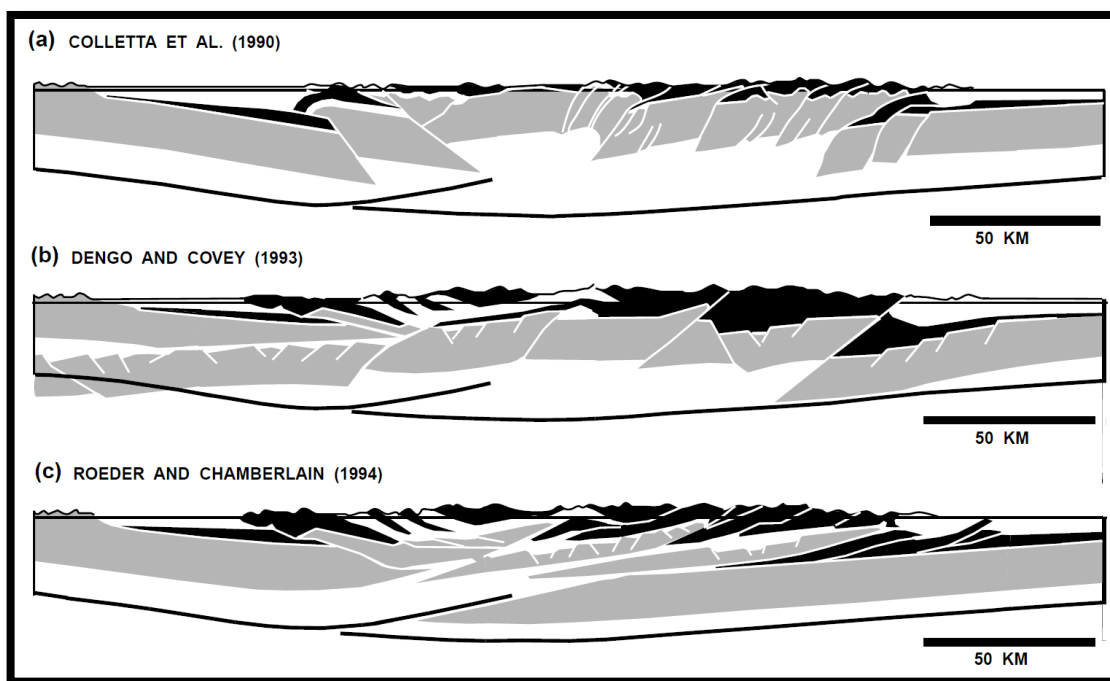
Fuente: Tomado de Colleta *et al*, (1990).

Dependiendo de la dirección de la subducción los cabalgamientos del flanco oriental de la Cordillera Oriental serían cabalgamientos y los del flanco occidental retrocabalgamientos y viceversa. Roeder y Chamberlain, (1995) hacen una reinterpretación y comparación de los modelos de Colleta *et al*, (1990) y Dengo y Covey, (1993) (Ver **Figura 37**). Utilizan la información aportada por Dengo y Covey, (1993) y Colleta *et al*, (1990) además de información sísmica del flanco oriental de la Cordillera Oriental y los llanos orientales. Proponen un evento de levantamiento por cabalgamientos previo al levantamiento de la Cordillera de los Andes debido a una subducción plana y sugieren un modelo de rifting con corteza oceánica extremadamente adelgazada e imbricación supracortical de 175 km, la diferencia de acortamiento entre el basamento y la cobertera sedimentaria. Explican de la misma manera que las fallas de rumbo en la Cordillera Oriental son un componente tectónico mayor pero que en su modelo estas fallas de rumbo son ignoradas. Taboada *et al*, (2000) tiene en cuenta este desplazamiento en rumbo y en un corte por la zona de la Falla de Bucaramanga muestra una estructura en flor (Ver **Figura 38**) con la que relaciona las fallas de cabalgamiento que se presentan



al este y al oeste de la Falla de Bucaramanga. Este trabajo pretende proponer que la continuación principal de la Falla de Bucaramanga en la Cordillera Oriental seguiría funcionando de la misma forma.

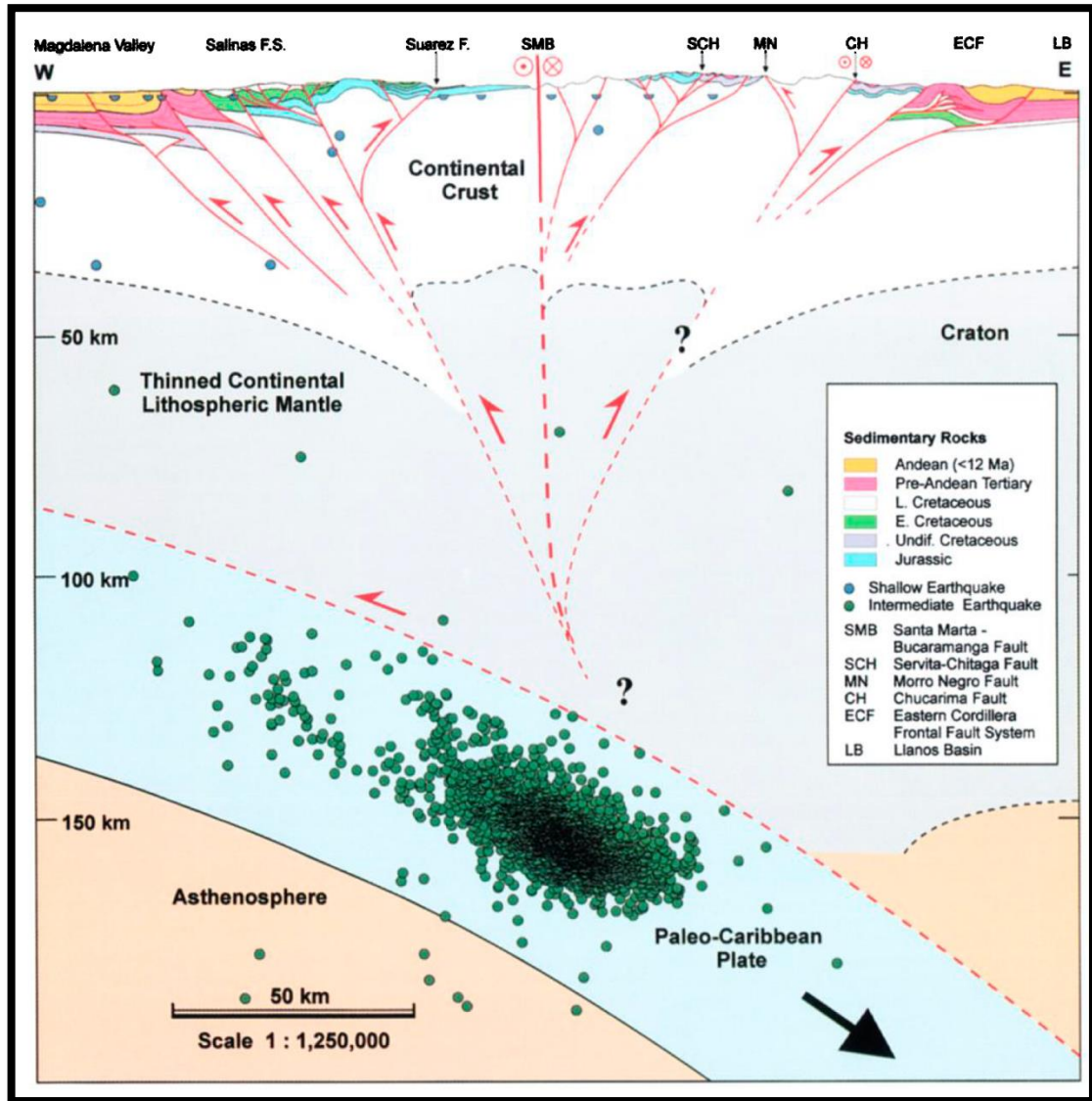
Figura 37 Tres versiones del corte sobre la Cordillera Oriental. El negro representa las rocas sedimentarias Cretácicas-Paleógenas, El Blanco Representa el Jurásico, el gris la corteza superior y rocas metasedimentarias Paleozoicas predeformadas. Se agregó una curva mejor ajustada de la discontinuidad de Moho.



Fuente: Tomado de Roeder y Chamberlain, (1995).



Figura 38 Estructura en flor positiva para la zona de Bucaramanga.



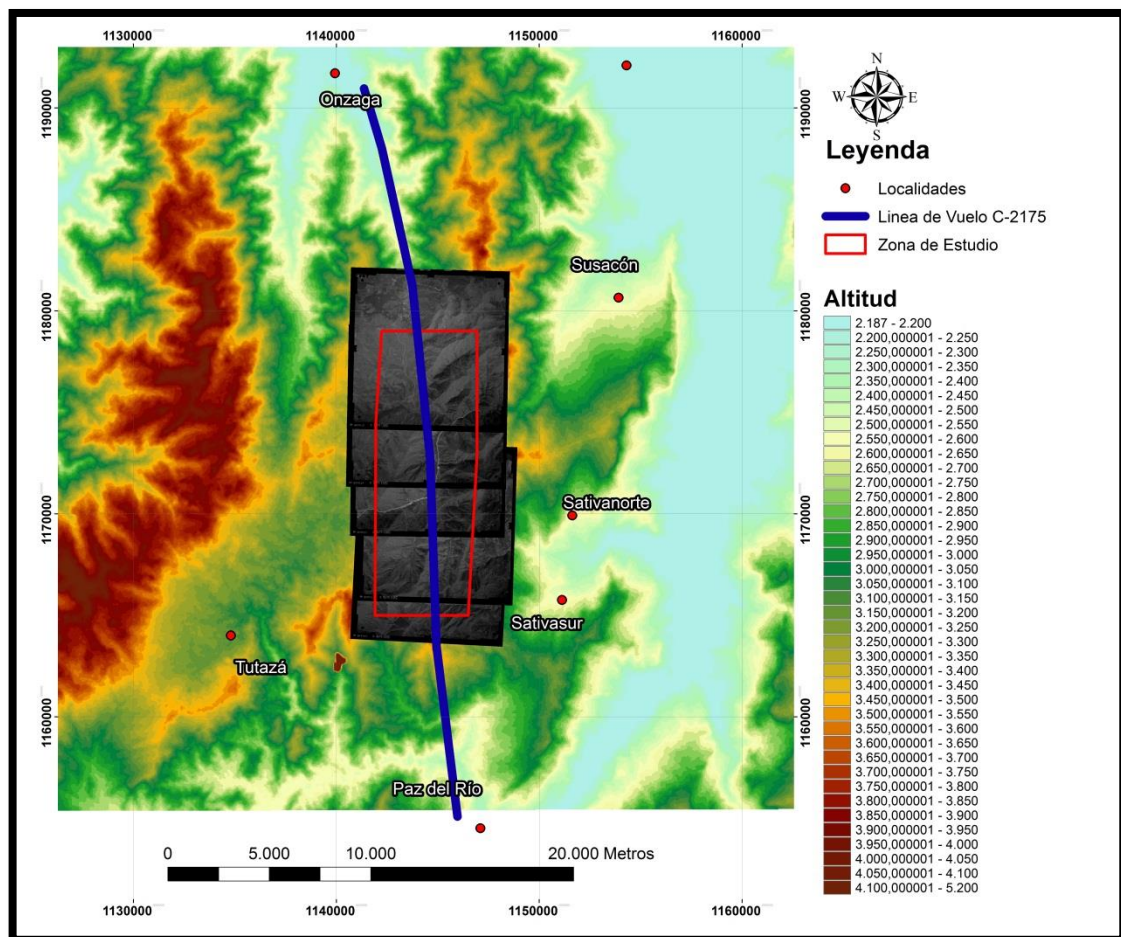
Fuente: Tomado de Taboada *et al.* (2000)

Se propone que para la zona del macizo de floresta las fallas que se muestran en la **Figura 32** se acomodan en el subsuelo siguiendo el patrón de una estructura en flor.

7. Cartografía y Geomorfología de la Falla de Chaguacá

Se analizaron con un estereoscopio análogo un total de cinco fotografías aéreas con su respectivo estereopar. Estas fotografías cubren en su totalidad el área de estudio y corresponden al vuelo C-2175 (Ver **Figura 39**) del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) fotografías 0019 a la 0023.

Figura 39 Posición Georeferenciada de Norte a Sur de las Fotografías 0019-0023. Línea de Vuelo IGAC C-2175.



Fuente: Autor

En la fotogeología de la zona se aprecian una tendencia marcada de fracturas N-S con gran variedad de fallas Riedel y Antiriedel que confirman la cinemática



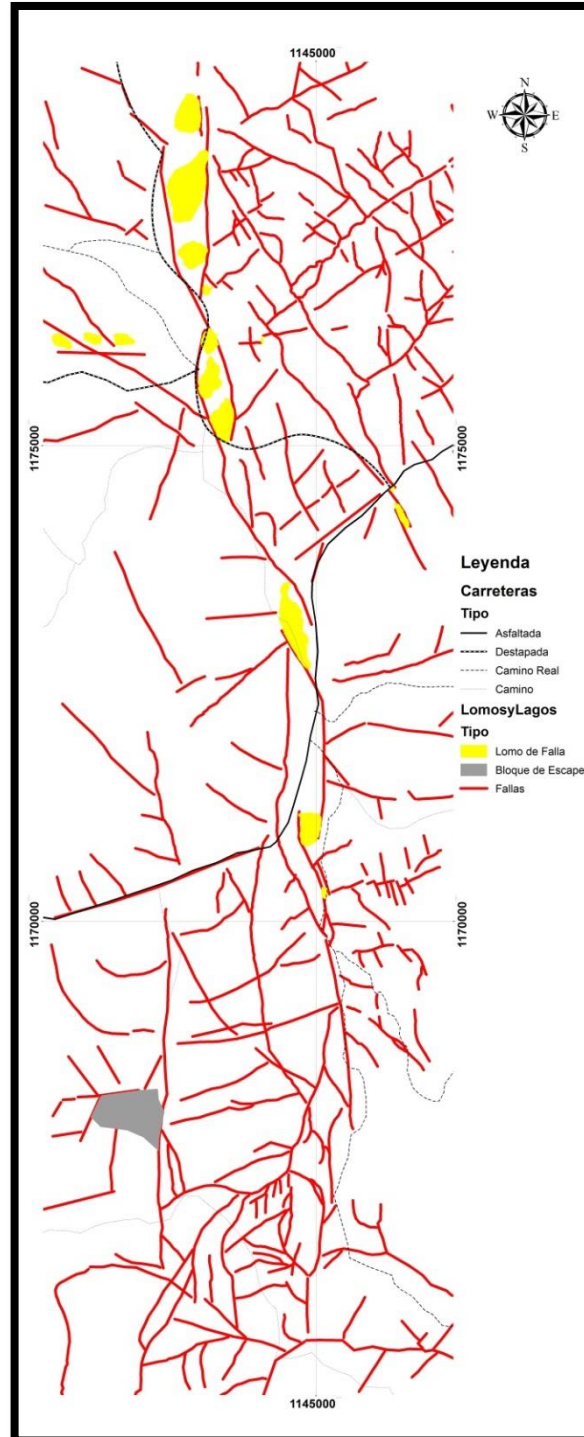
Sinistral de la Falla de Chaguacá (Ver **Figura 40**). Se aprecia de la misma forma unos valles profundos intercalados por sierras que sobrepasan los 3600 m.s.n.m. orientados en sentido N-S y presentan pendientes pronunciadas. De menor tamaño se observan sobre el trazo de la falla lomos que obturan pequeñas quebradas que nacen en las montañas de la zona al este de la falla, estas corrientes se observan desplazadas en sentido Sinistral (Ver **Figura 41**).

De la misma forma se observan considerables lomos de falla que resaltan sobre el cuaternario del valle aluvial central. Estos lomos confirman actividad reciente en la falla, lo suficientemente reciente que la erosión no ha rebajado estos lomos a la altura del depósito cuaternario, de hecho se pretende confirmar en campo, que estos lomos se encuentran unos 20 metros por encima del nivel de depósito del Aluvión cuaternario.

A partir de los lineamientos y trazos de falla observables en la fotogeología se establecen los trazos definitivos en el mapa Producto de este trabajo (**Anexo A y B**) al igual que se establece su naturaleza, tipo y cinemática con relación a la Falla de Chaguacá.



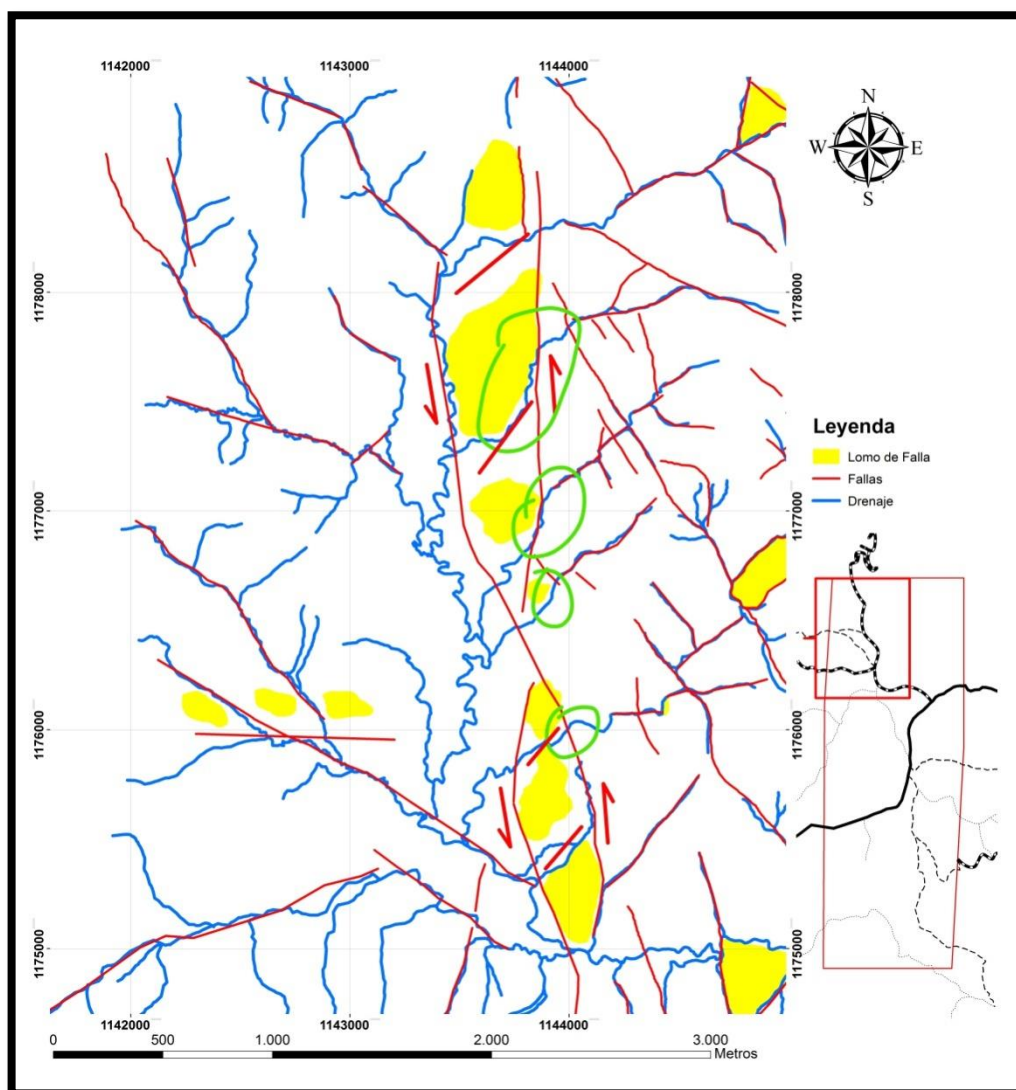
Figura 40 Interpretación de las Fallas en la Zona de Estudio Identificadas de las Fotografías Aéreas.



Fuente: Autor



Figura 41 Mapa de Lomos de Falla al norte de la zona que obturan cauces que fluyen de Este a Oeste, Los drenajes obturados son Resaltados en Verde.



Fuente: Autor

7.1. Lomos de Obturación

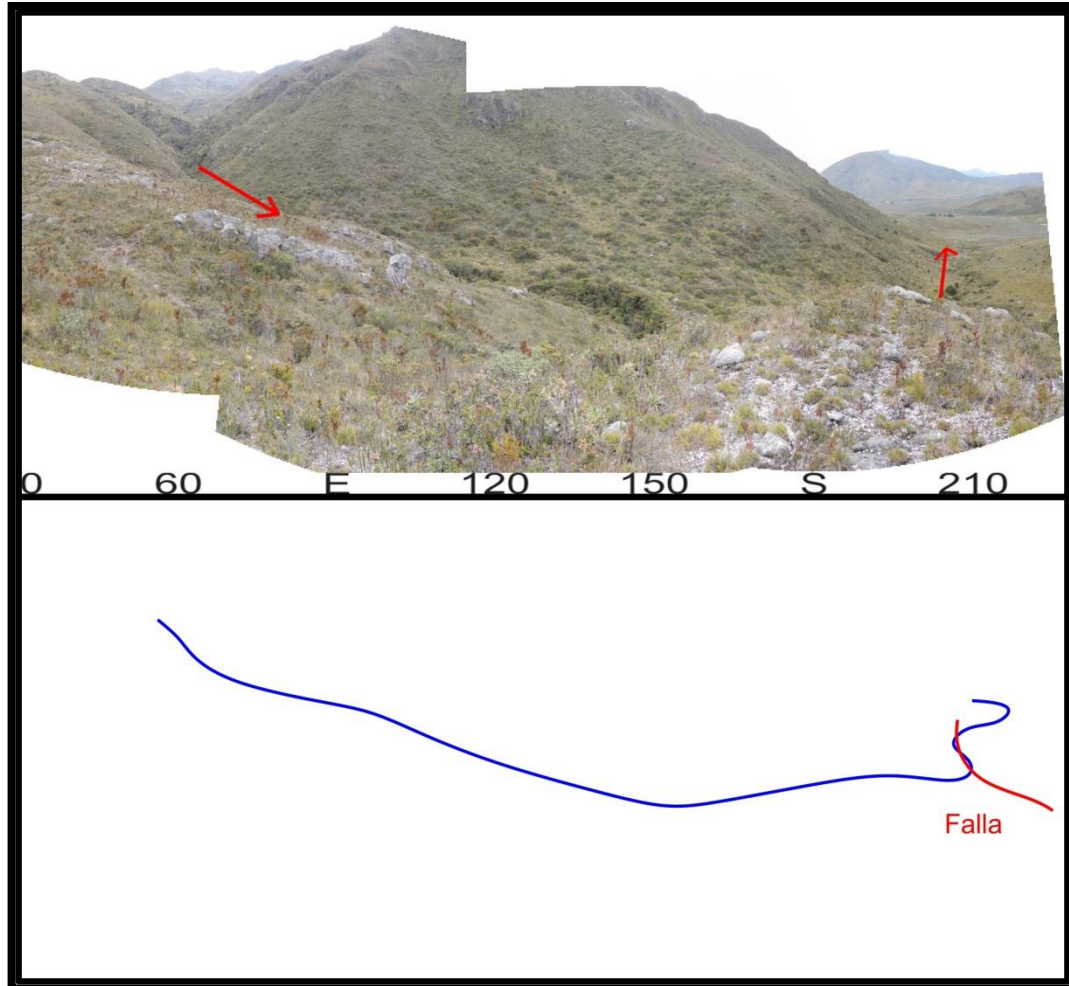
Los lomos de obturación son lomos de falla que desvían el curso natural de una corriente de agua independientemente de su caudal, en campo fue posible identificar tres de estas características Morfo-Estructurales.



En campo fue posible identificar las características geológicas reconocidas en la fotogeología. En la **Figura 42** se observa una panorámica tomada en la estación CD-036 que permite identificar la desviación en sentido Sinistral de la quebrada, de la misma manera en la **Figura 43** que es una panorámica tomada desde la misma estación, es posible observar el lomo de obturación y la forma como este desvía el pequeño cauce. Estas panorámicas se encuentran orientadas de manera tal que si nos parásemos en el punto en donde fue tomada la panorámica, y mirásemos en una dirección determinada del azimut veríamos exactamente lo mismo que está sobre el número que indica esa dirección de azimut en la Panorámica.



Figura 42 Panorámica tomada en la estación CD-036 que muestra el desvío de la quebrada.

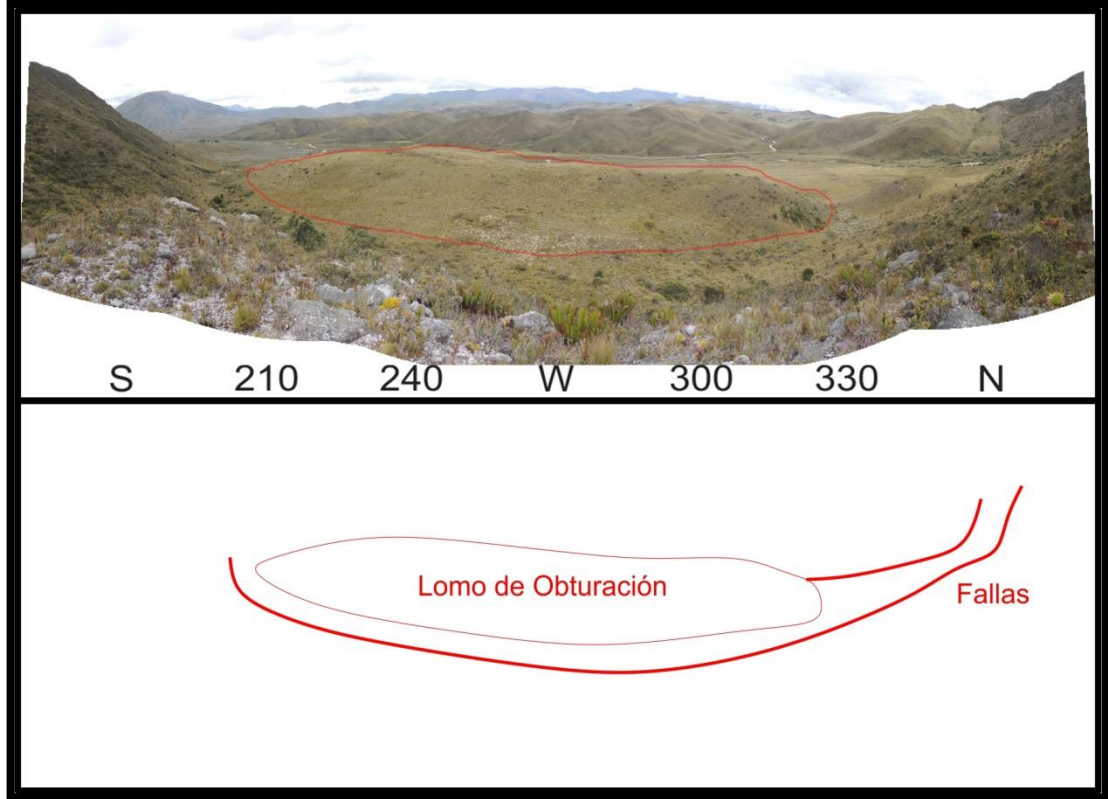


Fuente: Autor

Si observamos la **Figura 42** podemos notar que desde el punto que tomamos la panorámica el flujo viene desde la dirección azimut 60° y que al llegar al valle el flujo se aleja del punto en donde se tomó la panorámica en dirección Azimut 200° . Para entender la explicación ver la **Figura 44**.



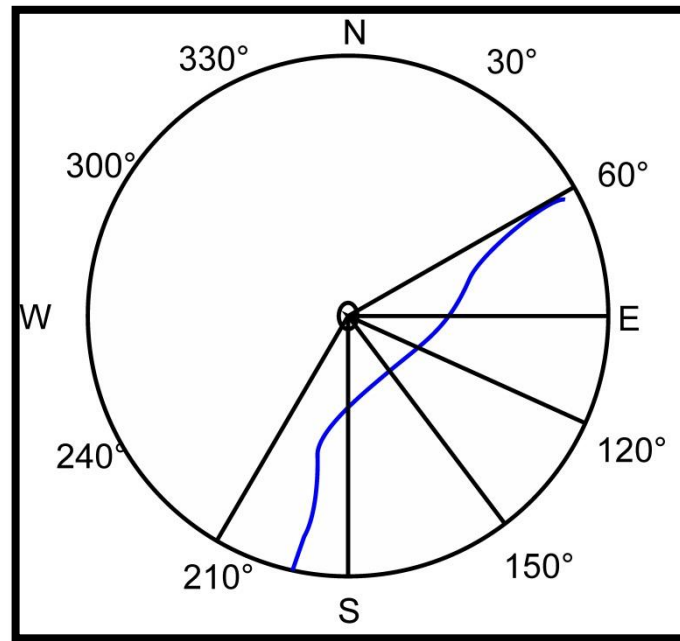
Figura 43 Panorámica tomada en la estación CD-036. Se resalta el lomo de obturación que desvía el pequeño cauce que fluye en dirección Azimut 210°



Fuente: Autor



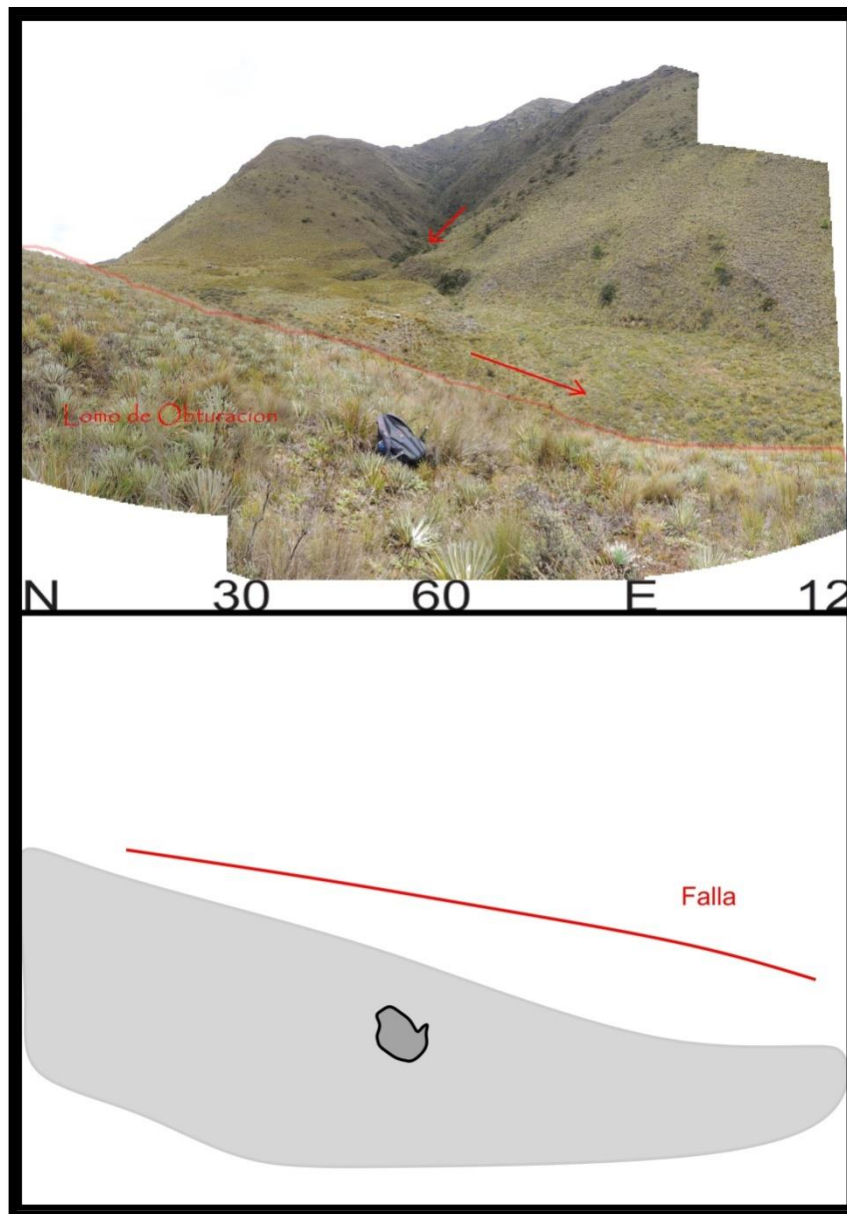
Figura 44 Explicación del funcionamiento de la Orientación de las Panorámicas. En el centro se encontraría la cámara con la que se toma la panorámica.



Fuente: Autor

Un poco más al sur en la estación CD-040, la fotografía tomada (**Figura 45**) muestra un desvío en Sinistral de la pequeña quebrada que nace en la parte alta de la montaña, esta fotografía muestra también el lomo de obturación desde el que se tomó la fotografía.

Figura 45 Panorámica tomada en la estación CD-040 que muestra el desvío de la quebrada y el lomo de Obturación.



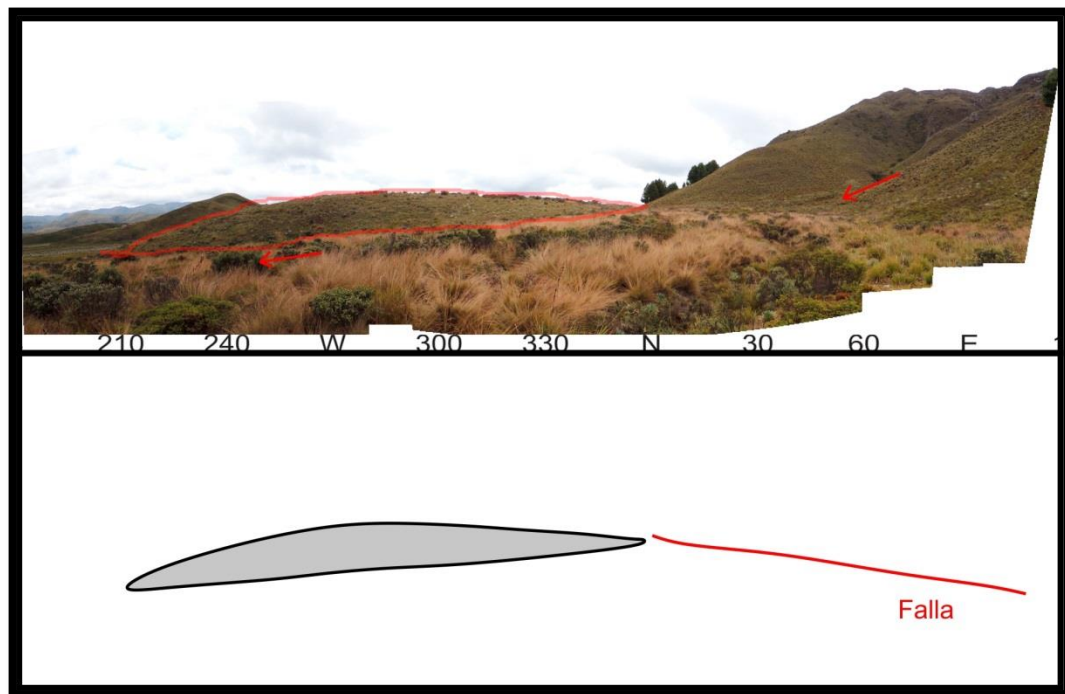
Fuente: Autor

Siguiendo hacia el sur en la estación CD- 041, al igual que en las anteriores estaciones se observó el drenaje desplazado en sentido Sinistral, lo que lo hace el tercer rasgo indicador de actividad en de la falla en el cuaternario de este tipo



(Ver **Figura 46**). Sin duda estos lomos de falla que obturan cauces constituyen evidencia del desplazamiento reciente de la falla y constituyen evidencia de actividad Neotectónica de la Falla de Chaguacá.

Figura 46 Panorámica tomada en la estación CD-041, se resalta en Rojo el lomo de Obturación.



Fuente: Autor

7.2. Lomos de Falla

Los lomos de falla son elevaciones del terreno formadas por el movimiento de una falla. Si este lomo es desplazado de manera tal que obtura un cauce se le llama lomo de obturación. De la misma manera los lomos de falla son llamados también lomos de presión debido a que se forman en zonas compresionales por saltos o curvas de fallas de rumbo. En cuanto a este tipo de características morfotectónicas fueron identificados varios lomos de falla. Tres lomos de Falla se resaltan en la **Figura 47** cuya panorámica fue tomada desde la estación CD-045, de estos lomos llama la atención su estado peneplanizado, sobretodo el que se



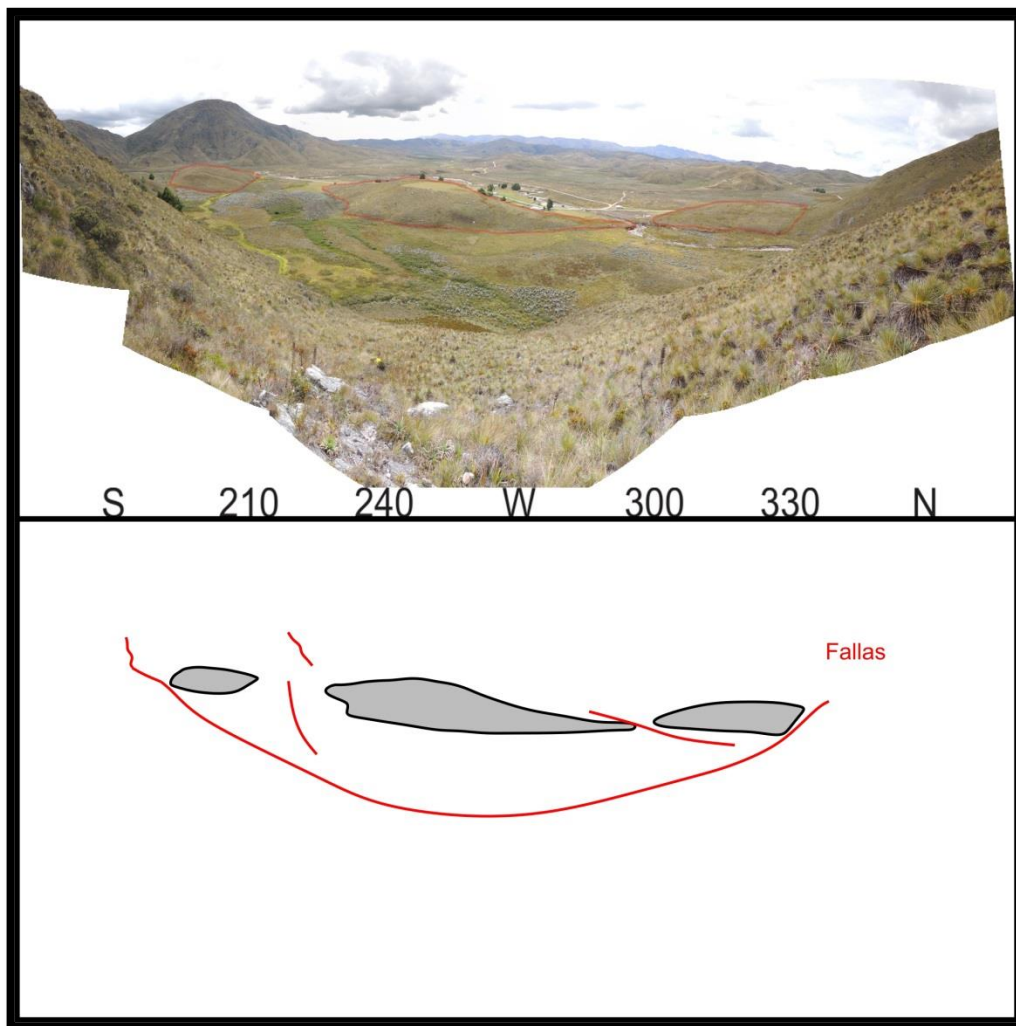
encuentra en dirección oeste de la panorámica de la **Figura 47**. Las dimensiones de estos lomos son de Norte a sur respectivamente:

- 267 metros por 177 metros y 15 metros de Altura
- 420 metros por 200 Metros y 23 metros de Altura
- 459 metros por 218 metros y 14 metros de Altura

Las alturas fueron medidas con el GPS con respecto a la altura del cuaternario circundante.

Es posible observar una desviación en sentido dextral de la quebrada que se observa en dirección Azimut 300° (**Figura 47**). Esta desviación se debe al cambio de litología ya que este par de lomos se componen de Pizarras y filitas grisáceas de la Formación Floresta Metamorfizado, lugar de donde se tomó la fotografía de la **Figura 29** y no a una actividad reciente de la falla.

Figura 47 Panorámica tomada desde la estación CD-045 desde la que se aprecia, resaltado en rojo, tres lomos de falla los cuales, sobre todo el que se encuentra en dirección oeste (W), se encuentran peneplanizados.



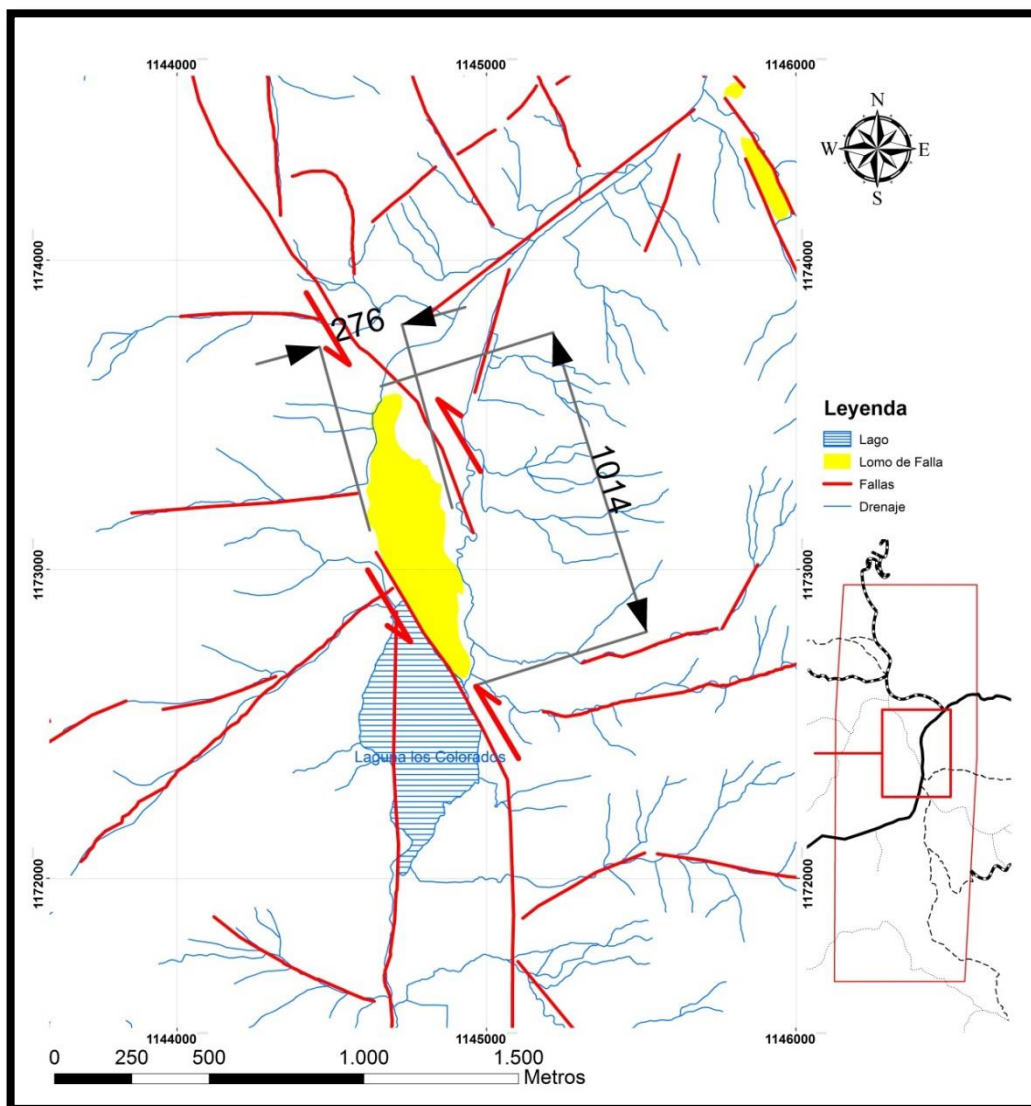
Fuente: Autor

Más hacia el sur en la zona del parador de La Gallina se encuentra un lomo de presión que se observó desde la estación CD-033, En esta estación se puede visualizar un importante lomo de falla con forma de Ballena cuya longitud en planta es de 1014 metros aproximadamente y su ancho es de 278 metros en su zona más ancha, su altura sobre el nivel del cuaternario circundante es de 54 metros (Datos de GPS) y se encuentra orientado siguiendo el trazo de la Falla de



Chaguacá en una zona en la que esta da un salto a la Derecha. (Ver **Figura 48 y 49**). Este lomo de Presión genera un represamiento que da lugar a la formación de la laguna Los colorados (**Figura 8.10 y 8.11**).

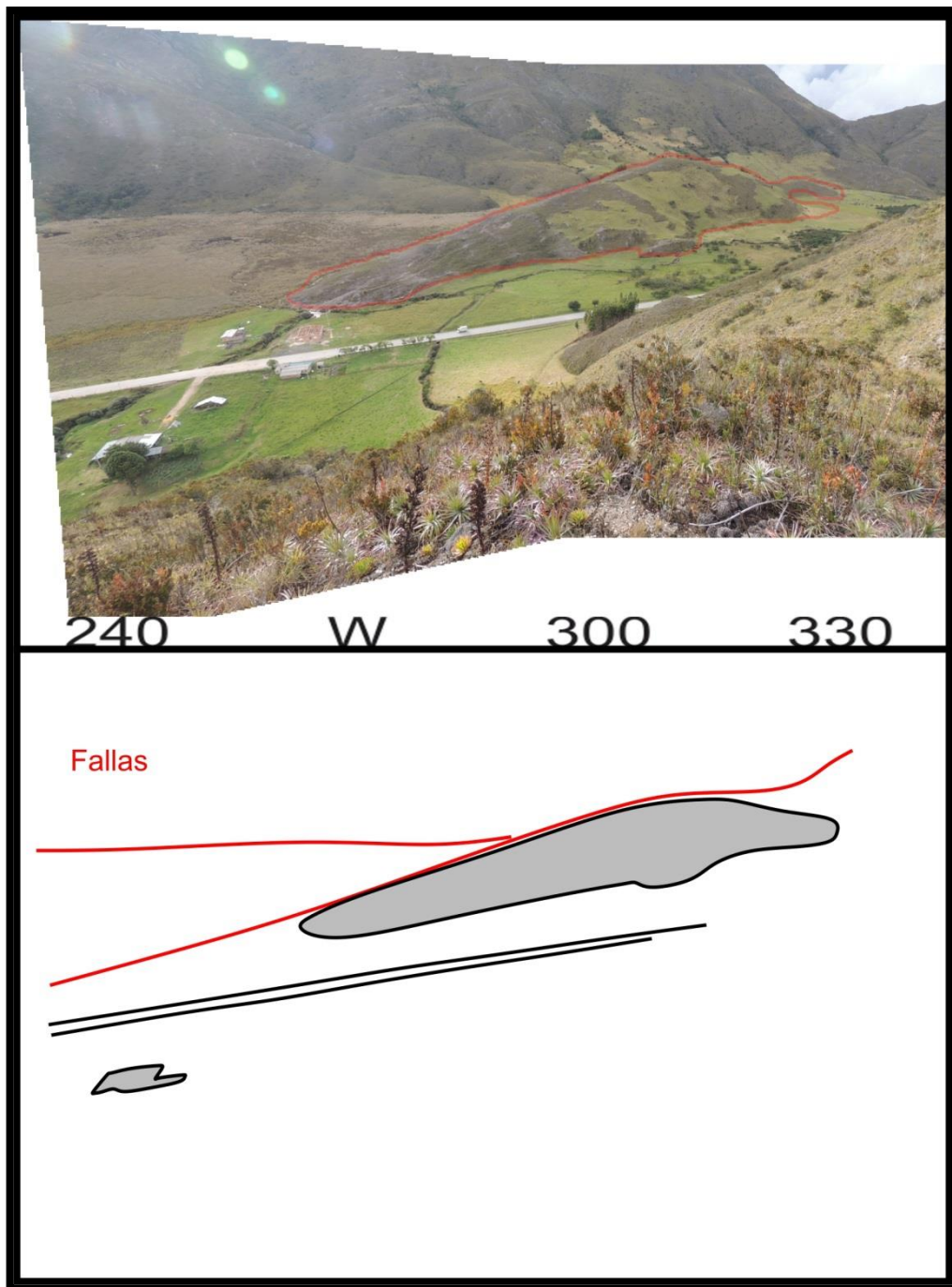
Figura 48 Se observan las dimensiones de un Lomo de presión con forma de ballena en el sector del Parador de la Gallina. Las distancias se encuentran en metros.



Fuente: Autor



**Figura 49 Lomo de Falla en forma de Ballena (Resaltado en Rojo),
Panorámica tomada desde la estación CD-033**

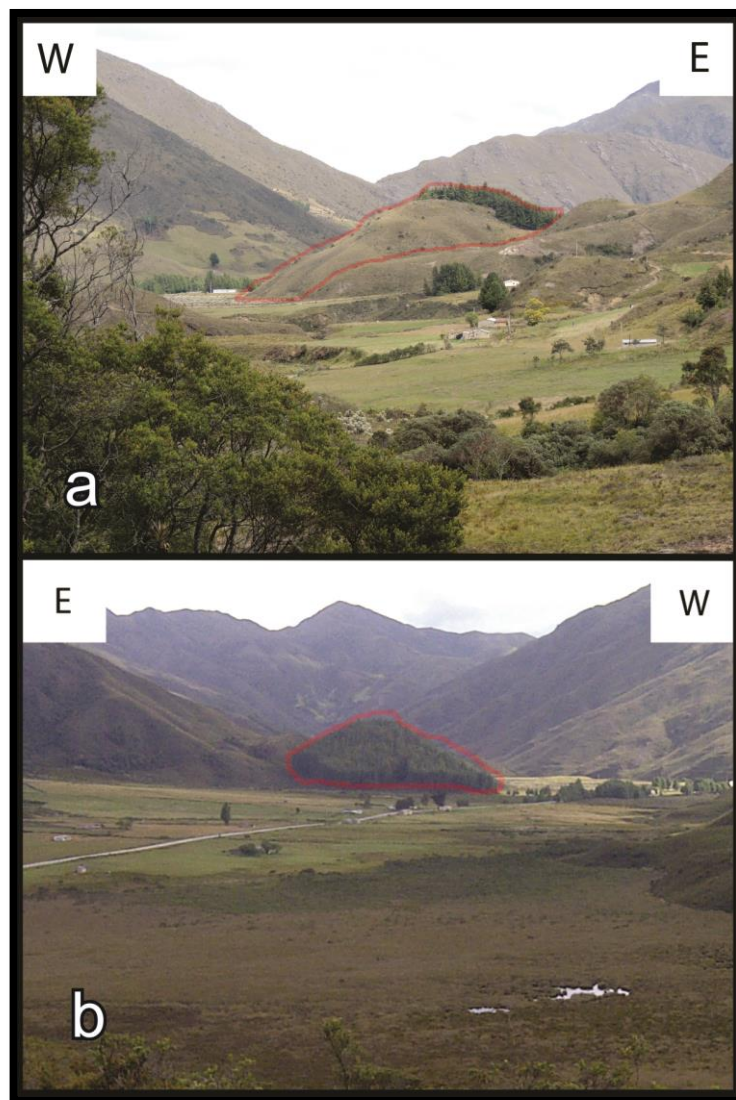


Fuente: Autor



Desde las estaciones CD-014 y CD-072 se observa la parte Norte y Sur, respectivamente del lomo de Falla Observado más al sur en la zona de estudio. Debido a la topografía no fue posible obtener una fotografía más cercana a este lomo que mostrara su extensión ya que los árboles que se encuentran en la parte norte dificultan esta labor (Ver **Figura 50**).

Figura 50 Lomo de Falla a) Fotografía tomada desde el Sur b) Fotografía tomada desde el Norte.



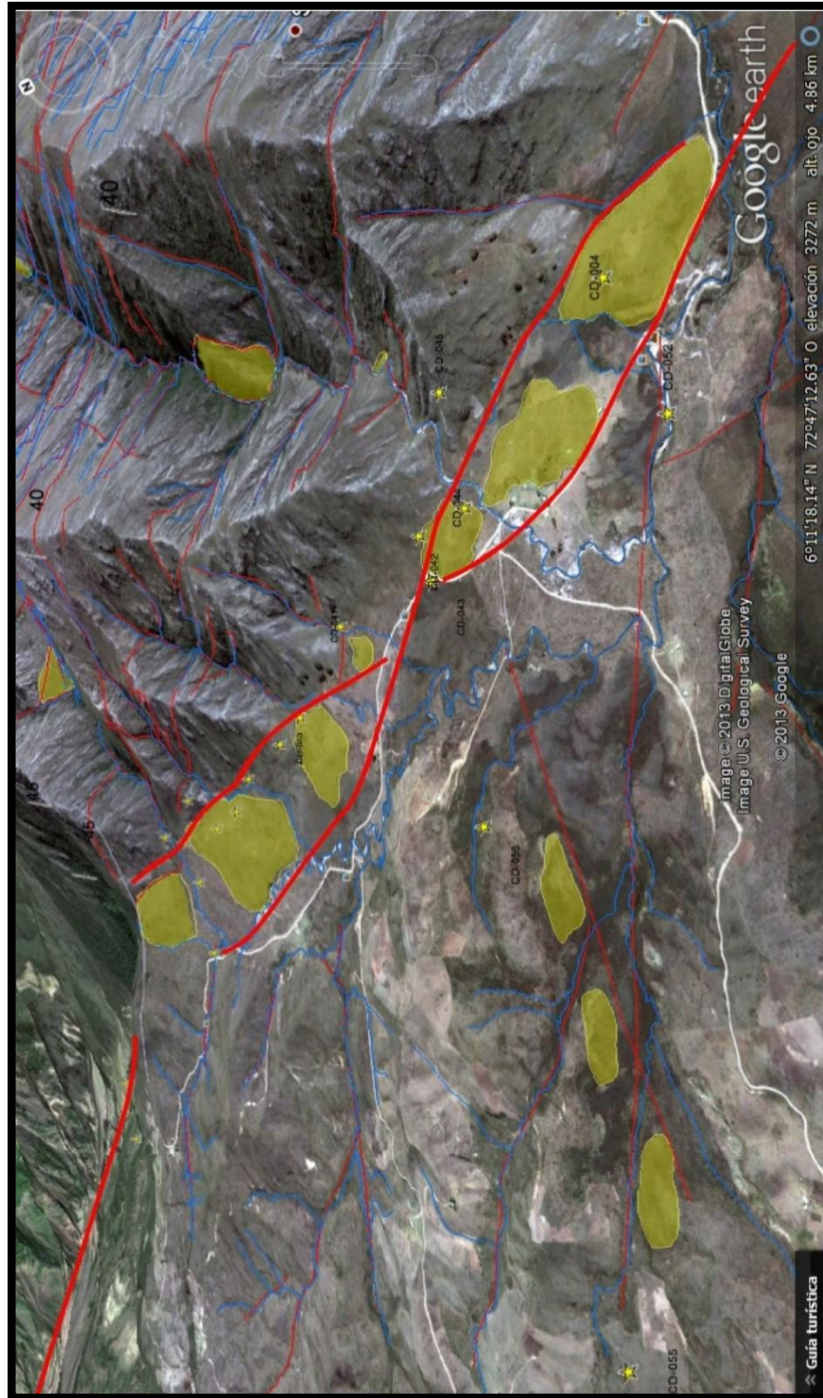
Fuente: Autor



Todos estos lomos fueron identificados en GoogleEarth y se muestra la relación espacial entre ellos y la topografía en las **Figuras 51, 52 y 53**. En estas figuras se aprecia un valle formado por el trazo principal de la falla. Estas figuras ayudan a contextualizar la relación espacial entre los lomos de falla y su relación con el trazo principal de la falla.



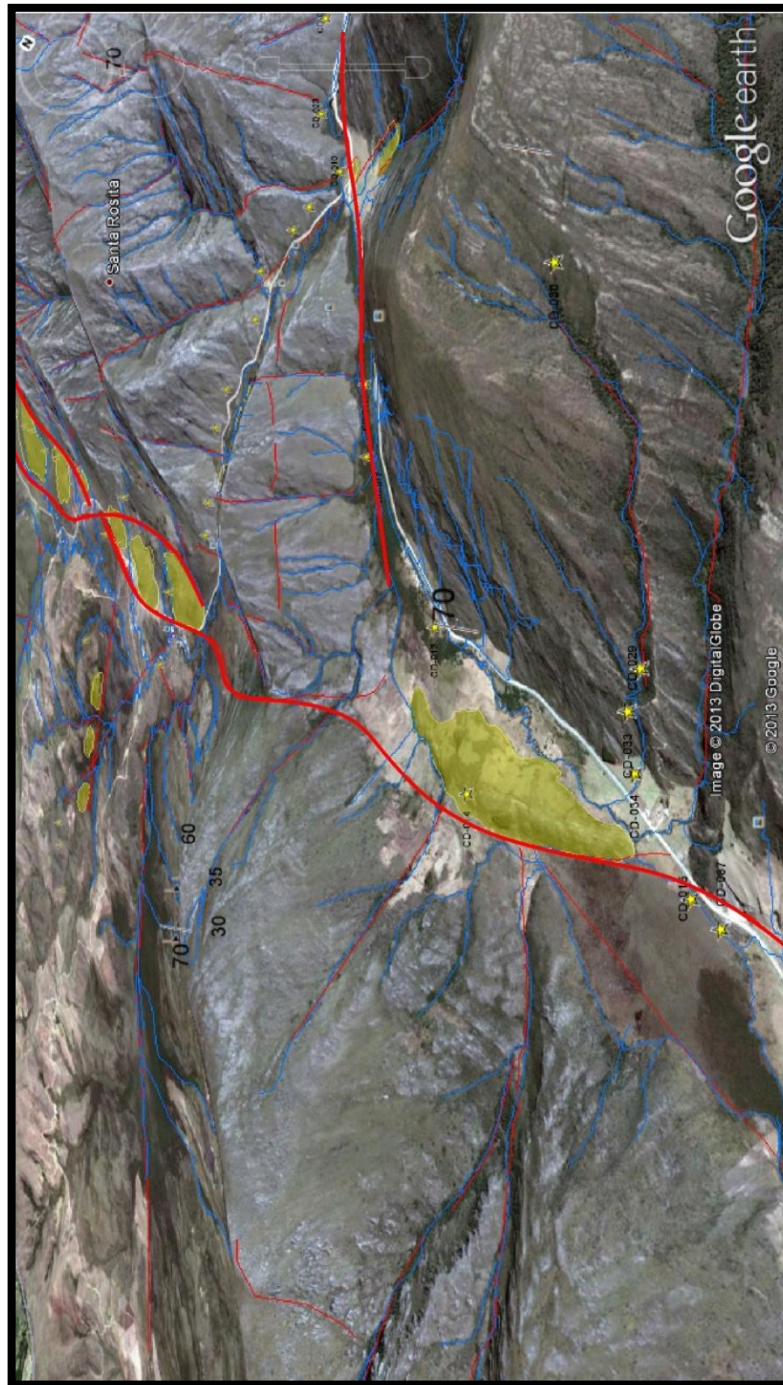
Figura 51 Se observan los lomos de Falla en la parte norte de la Zona de estudio resaltados en Amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul.



Fuente: Google Earth



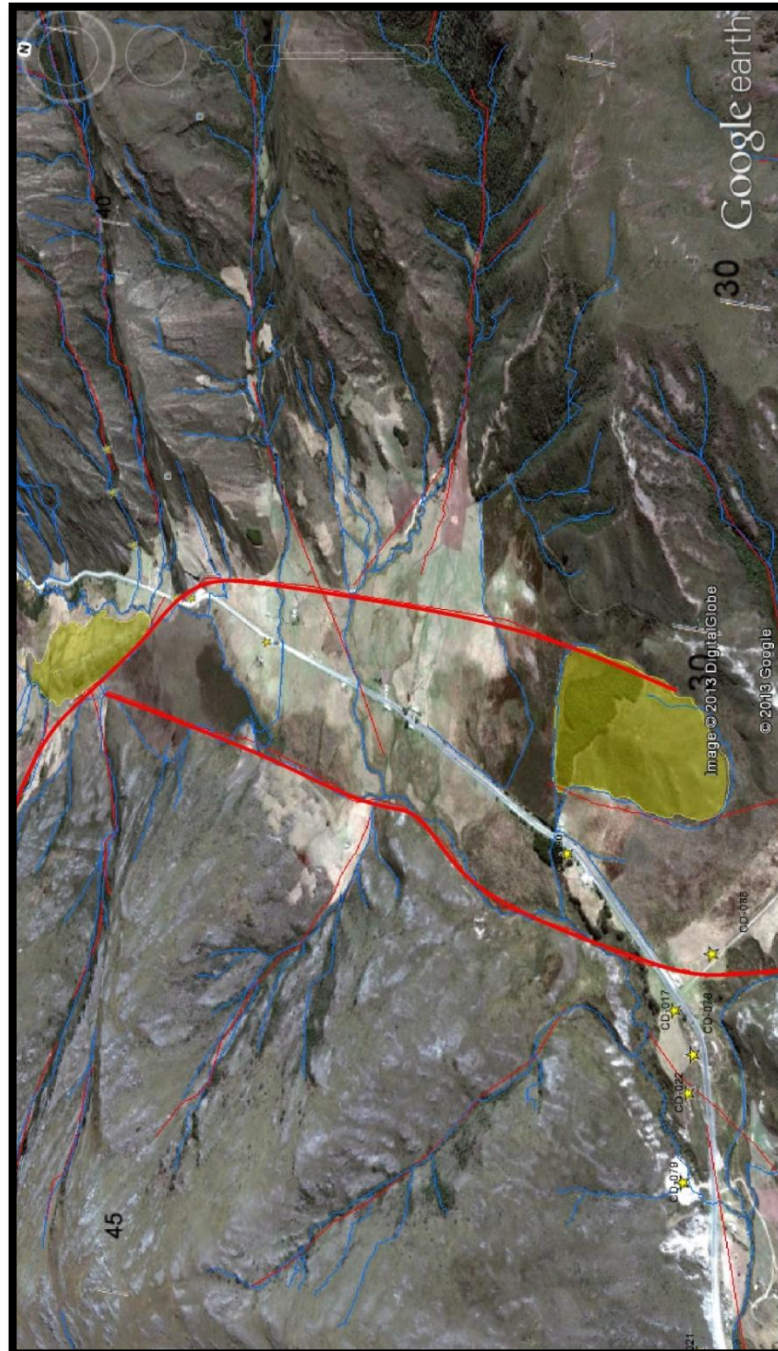
Figura 52 Se observan el lomo de presión de la zona del parador de la Gallina resaltado en amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul. Se observa el trazo principal de la falla.



Fuente: Google Earth.



Figura 53 Se observan el lomo de presión de la parte sur de la zona de estudio resaltado en amarillo. Se resaltan las fallas identificadas en rojo y los drenajes en Azul. En esta imagen se aprecia el valle generado por el trazo principal de la falla.



Fuente: Google Earth



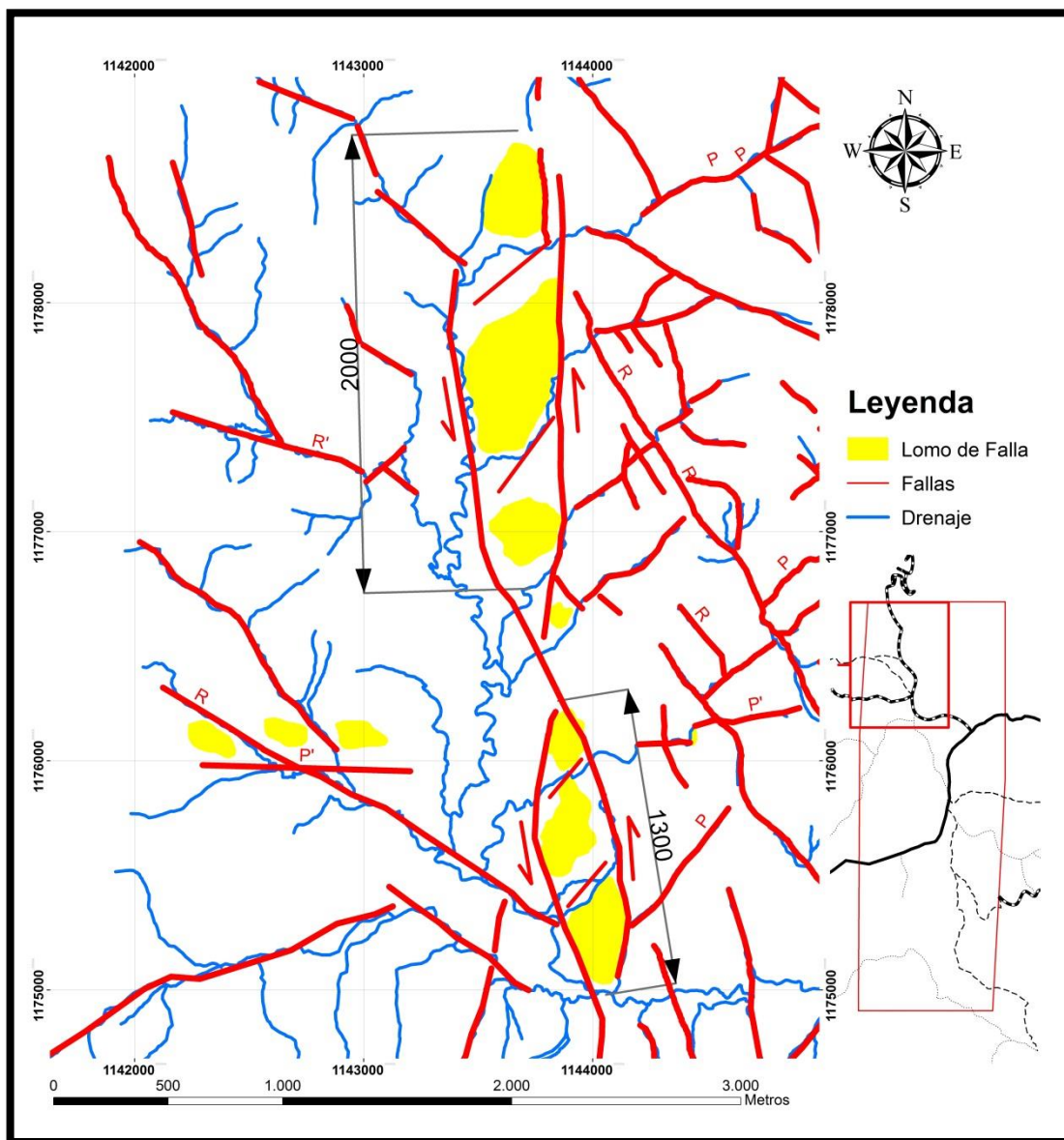
7.2.1. Lomos de Falla Observados desde las estaciones Al Norte de la Zona de Estudio.

Para esta zona (Ver **Figura 54**) se propone la formación de lomos de presión debido a las curvas que hace el trazo de la falla, que rodean dichos lomos con fallas sinestrales en forma de lentes. Estas fallas y su movimiento generan una típica estructura en Dúplex y sus fallas de rotación de sentido (Destral) contrario al movimiento general de la falla (Sinestral), estas pequeñas fallas generaron zonas de debilidad que favorecieron el desarrollo de drenajes sobre ellas. Debido a esta conformación tenemos que lo que eran originalmente dos grandes lomos de presión de 2 km y 1.3 km (Ver **Figura 54**), respectivamente se convirtieron en seis lomos que aparentaban ser diferentes. De esta misma forma la continuación del movimiento sinestral generó que estos lomos individualizados obturaran los drenajes que fluyen en sentido E-W.

Al oeste de estos grandes lomos se observa la alineación en sentido E-W de tres lomos que son paralelos a un trazo antitético P' que corta por unos trazos sintéticos R de la falla principal. A pesar del pequeño tamaño de estos lomos se distinguen como elevaciones de entre 25 y 50 metros sobre el nivel del depósito cuaternario circundante. La formación de estos lomos confirma el amplio grado de desarrollo de las estructuras de la falla y sus diferentes trazos relacionados como son las fallas Riedel R, R', P y P'. Se propone que estos lomos y su alineación son el resultado de una interrupción de los trazos sintéticos R que formaron en un principio la zona de debilidad por donde se desarrollaron los drenajes de dirección NW-SE. Esta disposición generó interfluvios que posteriormente fueron cortados por el trazo P' de la falla por el que se alinean estas estructuras (Ver **Figura 54.**)



Figura 54 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para los lomos descritos en la zona norte del Área de Estudio. Las Dimensiones se encuentran en Metros. Se muestra la relación de las fallas Riedel con el trazo principal de la Falla de Chaguacá, se destacan las R, R' y P.



Fuente: Autor

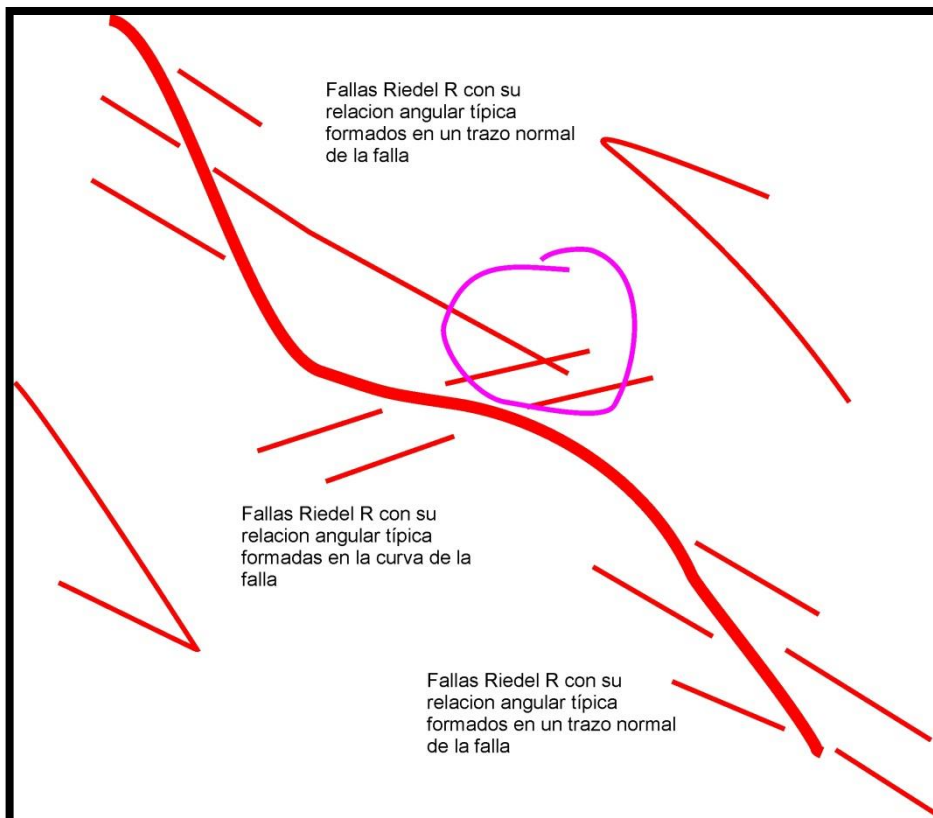
En esta zona se observan varias familias de fallas que juegan en Riedel con la falla principal (Falla de Chaguacá). Es bastante notable la diferencia entre las



familias que se encuentran al este de la falla y las que se encuentran al oeste de la falla, esta diferencia se presenta principalmente por la diferencia en las litologías que conforman las zonas mencionadas.

La zona al oeste de la falla está conformada por Cuarzomonzonitas (Ver Capítulo 6), que permiten ver en la fotogeología, tres familias principales de Fallas. Las Fallas Riedel tipo R presentan un tímido desarrollo, estas exhiben una relación angular aproximada de 15° con el trazo principal de la falla y apenas son distinguibles hacia la parte NW de la **Figura 54**. Mucho más desarrolladas se observan las Riedel tipo R' cuyos trazos se distinguen claramente en la zona mencionada y presentan una relación angular aproximada con el trazo principal de la falla de 60° . Por último se presentan estos trazos locales pero marcados que aíslan los lomos identificados al oeste del trazo Principal de la falla y llaman la atención debido a que se presentan en una relación angular con el trazo principal de la falla que podrían ser fácilmente clasificados como R' pero cortan otros trazos antitéticos de la falla con mayor desarrollo. Este cambio en la orientación de los trazos antitéticos podría ser causado por las diferentes curvas que se han identificado en la Falla debido a que alteran el desarrollo de las estructuras como se conoce en modelos de laboratorio (Ver **Figura 55**).

Figura 55 Cruce de fallas Riedel del mismo tipo debido a curvas que se presentan en una misma falla.



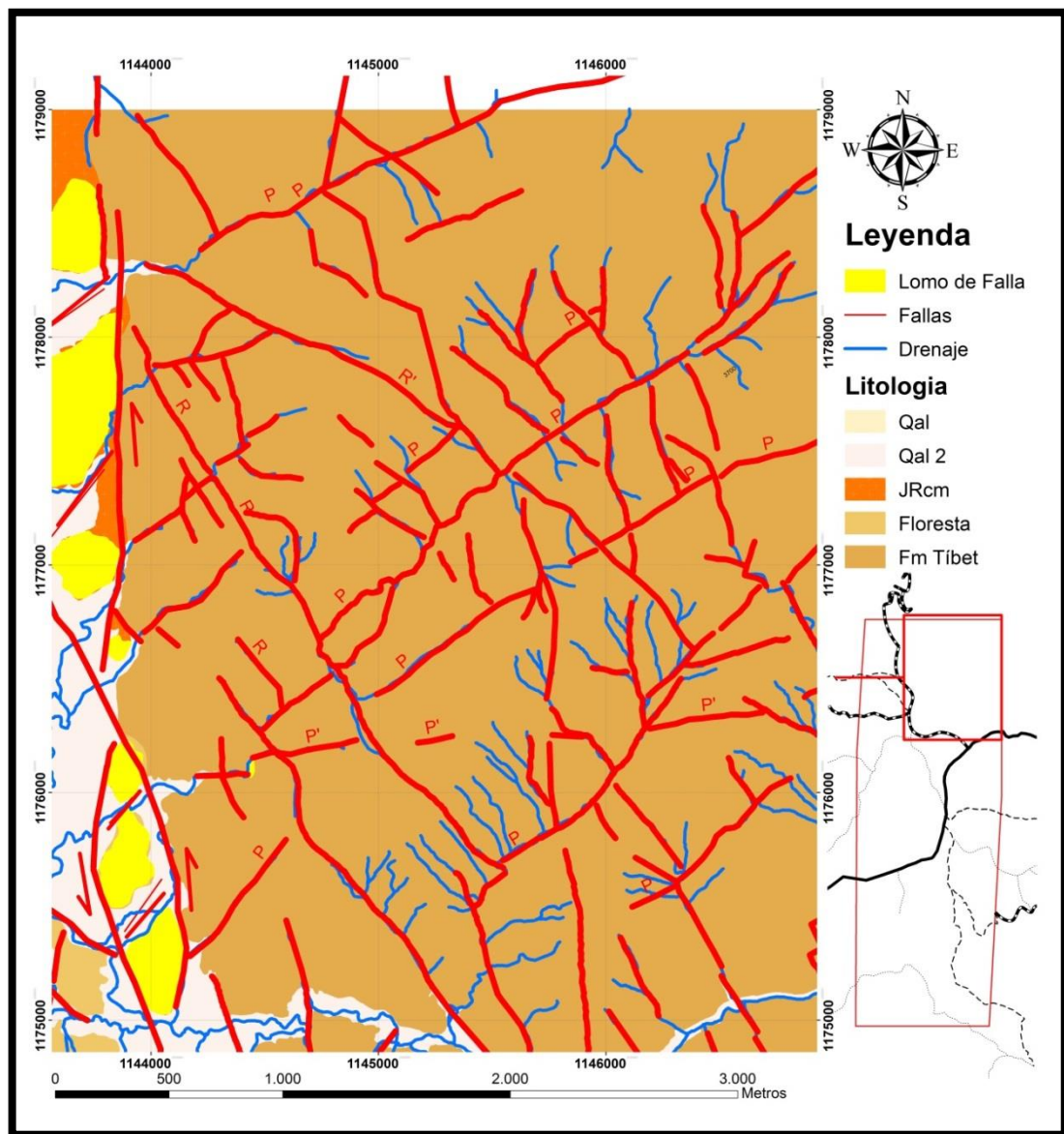
Fuente: Autor

Al este de la falla la litología dominante son conglomerados de la Formación Tíbet la cual, presenta un desarrollo considerable de cementación silíceas lo que la hace muy competente. Esta zona presenta una densidad más alta de fallas observables en la fotogeología y a su vez un patrón más consistente y fácilmente identificable (Ver **Figura 56**). Se reconocen en primer lugar, fallas Riedel Tipo R con una relación angular aproximada de 15° con el trazo principal de la falla. Estas forman un patrón paralelo discontinuo en dirección NW-SE que exhibe, en algunas de estas fallas, desplazamientos de hasta 150 m en sentido sinistral. Se identifica de la misma manera, algunas fallas Riedel Tipo R' con una relación angular de unos 65° con el trazo principal de la falla, estas son escasas y presentan un desarrollo



bajo a moderado. Por otra parte se observan varias fallas Riedel tipo P' que presentan una relación angular de unos 65° con el trazo principal de la falla. Segmentos de estas fallas se ven desplazados por las fallas R. sin embargo presentan un desarrollo Moderado.

Figura 56 Patrón de Fracturamiento al Este de la Falla que consiste de trazos de fallas Riedel tipo P, R y R' de la falla de Chaguacá



Fuente: Autor

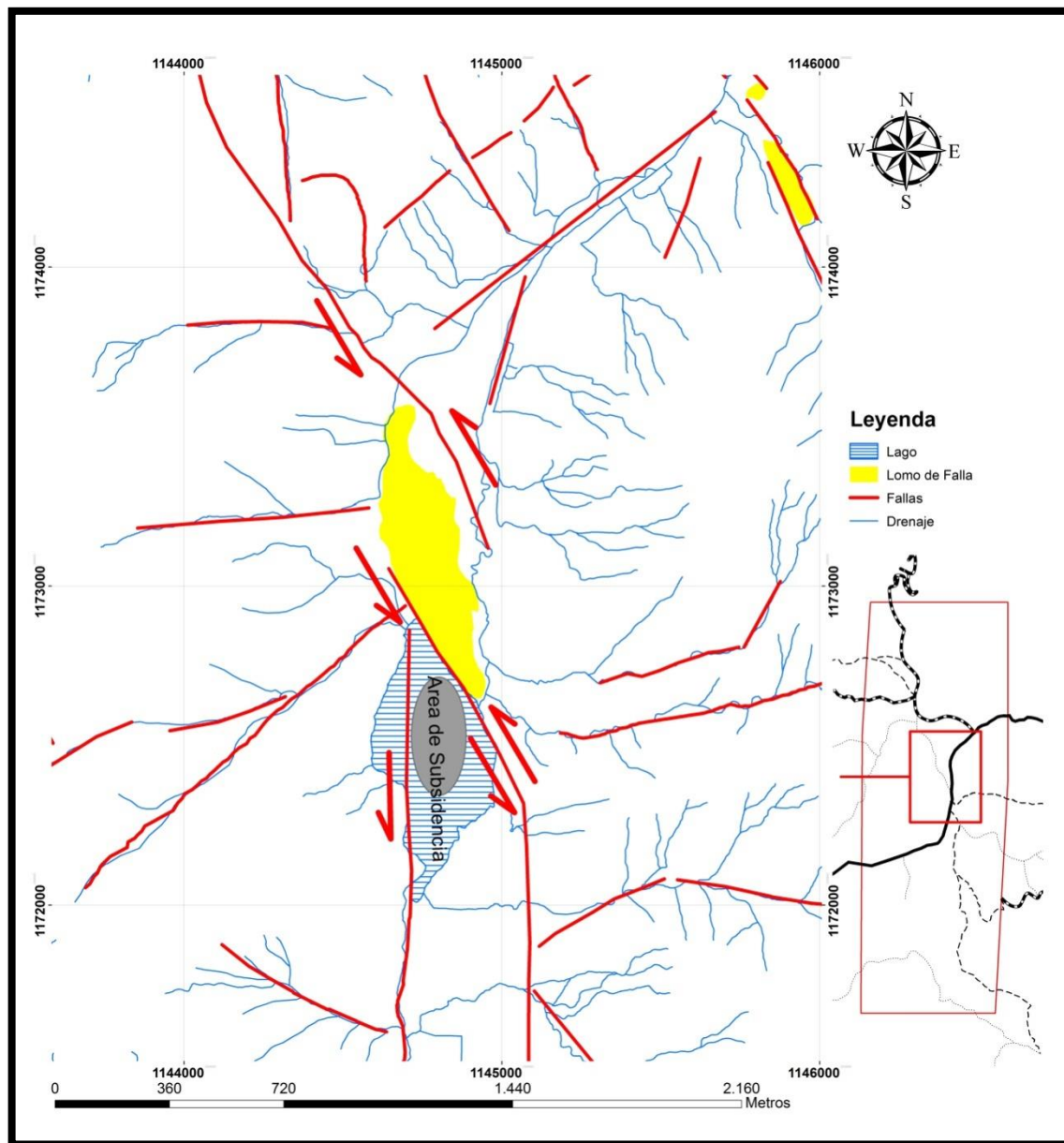


7.2.2. Lomo de Ballena

Esta estructura recibe el nombre “lomo de Ballena” debido a su geometría particular que la asemeja con tal animal. Para este lomo de presión se propone que en esta zona la falla da un salto a la Derecha. Este salto se produce de un trazo sintético R de la falla a otro. Este salto da lugar a una zona de compresión, que levanta lo que se observa como el lomo de Ballena y a su vez genera un represamiento en el flujo de la quebrada de los colorados, dando lugar a la formación de la laguna Los Colorados de 18,3hectáreas. Es bastante tentador proponer esta laguna como un típico Lago de Falla (Sag Pond) pero las evidencias de campo y la fotogeología permiten establecer que en esta zona no se presenta hundimiento de este tipo. Más bien es el resultado del levantamiento del lomo de Ballena y del juego entre las fallas como se presenta en la **Figura 57**



Figura 57 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para el lomo de ballena y su lago adyacente ubicados en la parte Central de la zona de estudio



Fuente: Autor

En cuanto a las familias de falla que se observan en esta zona tenemos la más destacada que es el trazo sintético R por el que se genera el lomo de ballena,



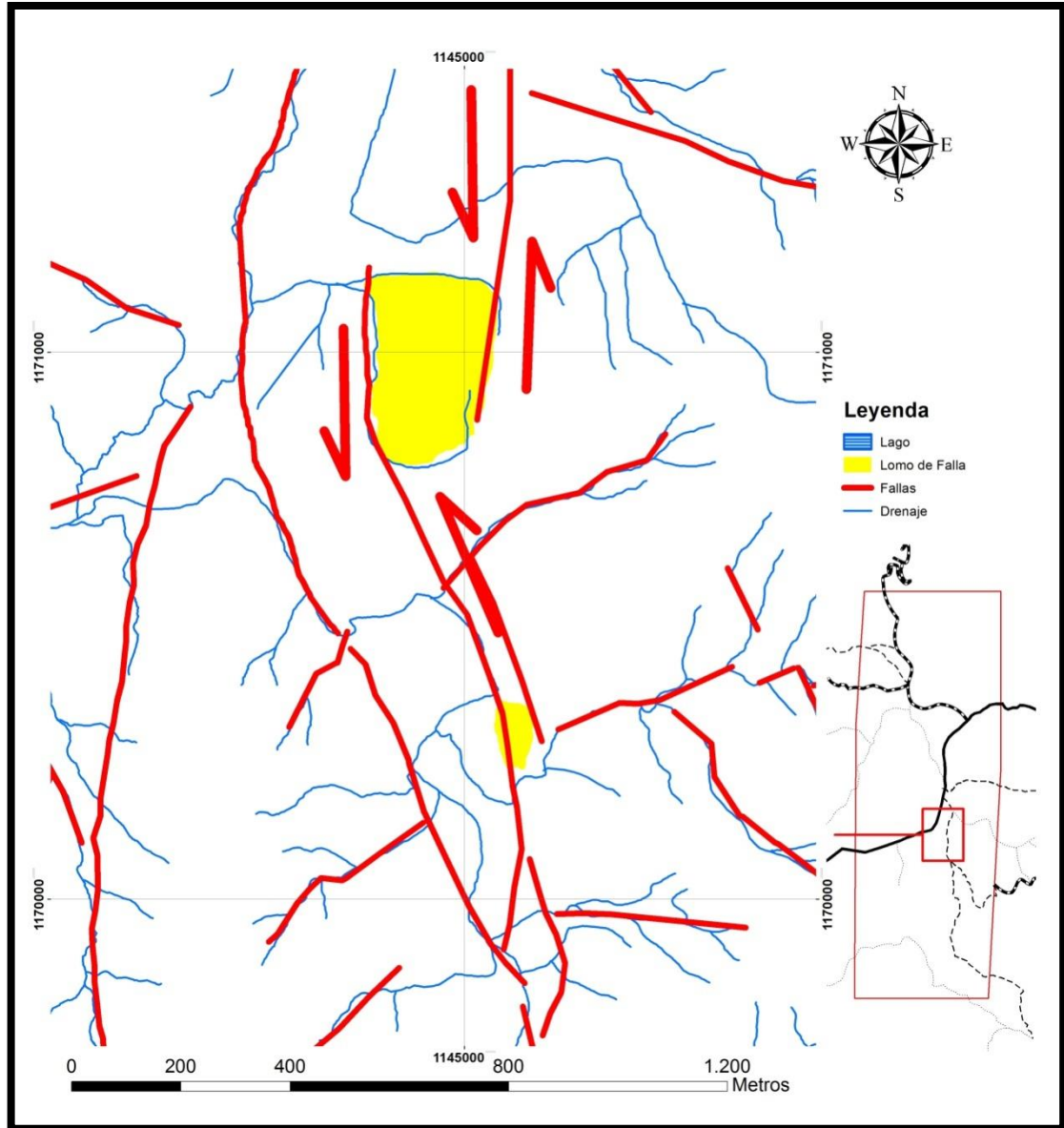
reflejos de este trazo se observan principalmente en la parte norte de la **Figura 57**, este trazo sintético presenta una relación angular de unos 18° con el trazo principal de la falla que es prácticamente N-S a N5W y se observa en la zona sur de la **Figura 57**. Otra familia de Fallas reconocibles y destacadas son las que se observan en sentido NE-SW que constituyen un Trazo antitético P' de la falla principal con la que guardan una relación angular de 60° . Una tímida expresión del trazo Sintético P es observado en esta zona.

7.2.3. Lomo de Falla Sur

Para este lomo de presión se propone un salto a la derecha de la falla de manera tal que se genera una zona compresiva y al mismo tiempo el levantamiento del mencionado lomo. Al sur de este lomo se observa un pequeño lomo de obturación que desvía en sinistral el drenaje que fluye en sentido E-W, este lomo de obturación se desarrolla entre trazos paralelos Sintéticos R de la falla que lo desplazaron y lo pusieron en la posición que se encuentra en la actualidad (**Figura 58**).



Figura 58 Interpretación Fotogeológica y Modelo de Formación Propuesto para el lomo de Falla ubicados en la parte Sur de la zona de estudio



Fuente: Autor

En esta zona reconocemos varias familias de fallas. Entre ellas la expresión principal de la falla que genera el lomo de Presión. Se observa un importante desarrollo de los trazos Sintéticos R sobre los cuales la falla hace una curva y hacia el sur de la Figura 7.10 forma el lomo de obturación mencionado



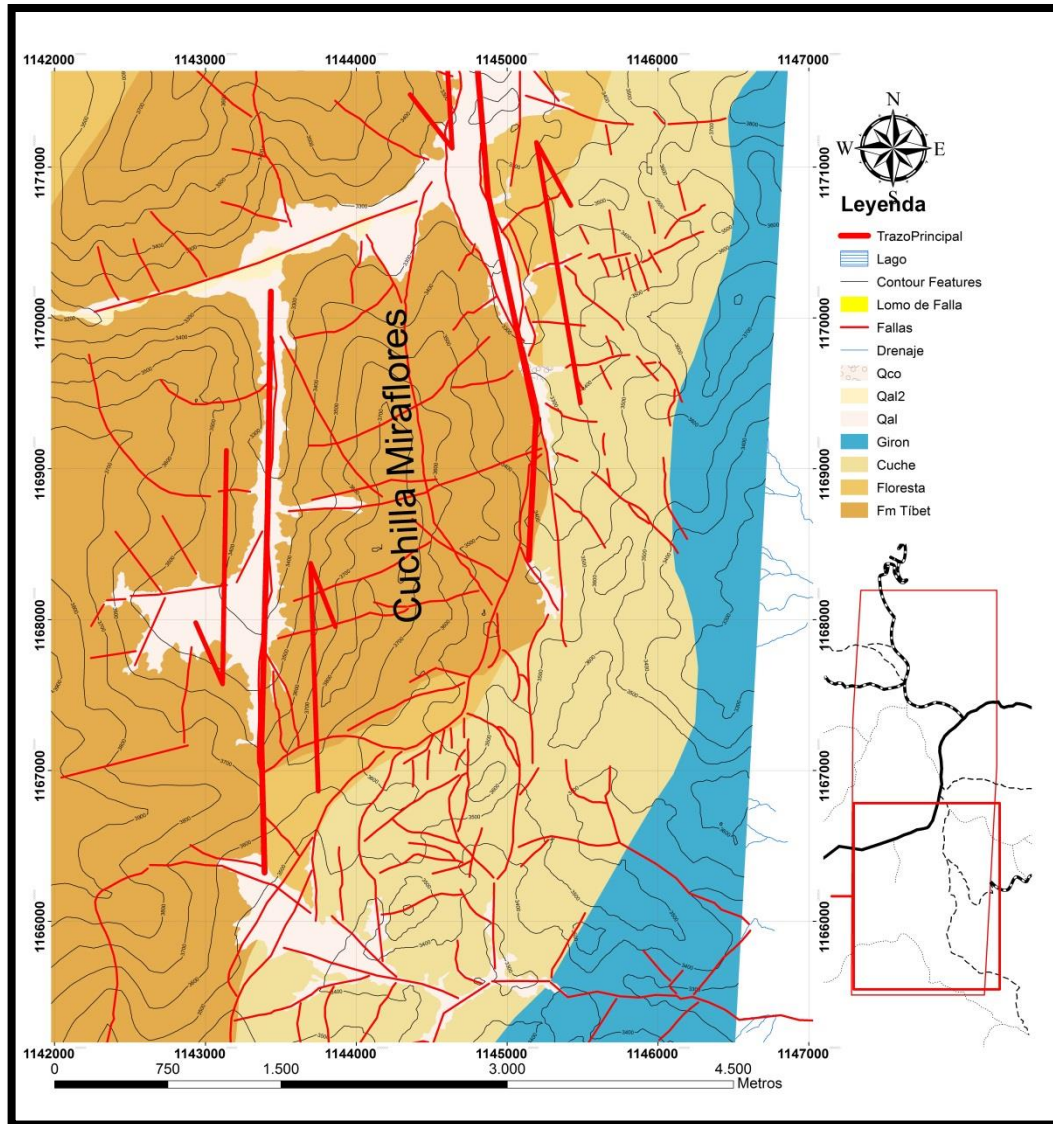
anteriormente. Este trazo sintético R guarda una relación angular de 10° con el trazo principal de la falla. Otra familia importante en esta zona es la de las fallas Antitéticas P' que guardan una relación angular de 75° con el trazo principal de la falla y exhiben una orientación NE-SW, estas fallas generan control estructural con los drenajes que se presentan en este mismo sentido. Un poco más difícil de identificar es el trazo Sintético P que se muestra en la margen Este del lomo de presión y en la zona Oeste de la Figura 7.10. Estos trazos presentan una orientación N10E y exhiben una relación angular con el trazo principal de la Falla de $10-12^\circ$. Hacia el norte de la Figura 7.10 se observa un importante y desarrollado trazo R' que guarda una relación angular de 80° con el trazo principal de la falla, este trazo controla drenajes en las montañas que se encuentran al E y W del trazo principal de la falla.

7.2.4. Lomo de Presión Cuchilla Miraflores

Esta gran estructura se propone como un lomo de presión Gigante que dio origen a esta gran montaña llamada la Cuchilla Miraflores producto de un salto a la derecha del trazo principal de la Falla que genera una gran zona de Transpresión. La cuchilla de Miraflores es una gran lomo de presión que presenta alturas de más de 3800 m.s.n.m. y en los depósitos circundantes alturas que no superan los 3400 m.s.n.m. lo que la hace una imponente e importante evidencia del carácter transpresivo de la Falla de Chaguacá de 400 metros de altura con respecto al valle circundante. Se observa una gran cantidad de fracturamiento en este lomo de presión el cual fue identificado en la fotogeología, debido a la concordancia con el fracturamiento de las zonas circundantes muy seguramente este fracturamiento tiene las mismas causas genéticas (**Figura 59**).



Figura 59 Interpretación Fotogeológica y Modelo de dúplex transpresivo Propuesto para el área sur de la Zona de Estudio.



Fuente: Autor



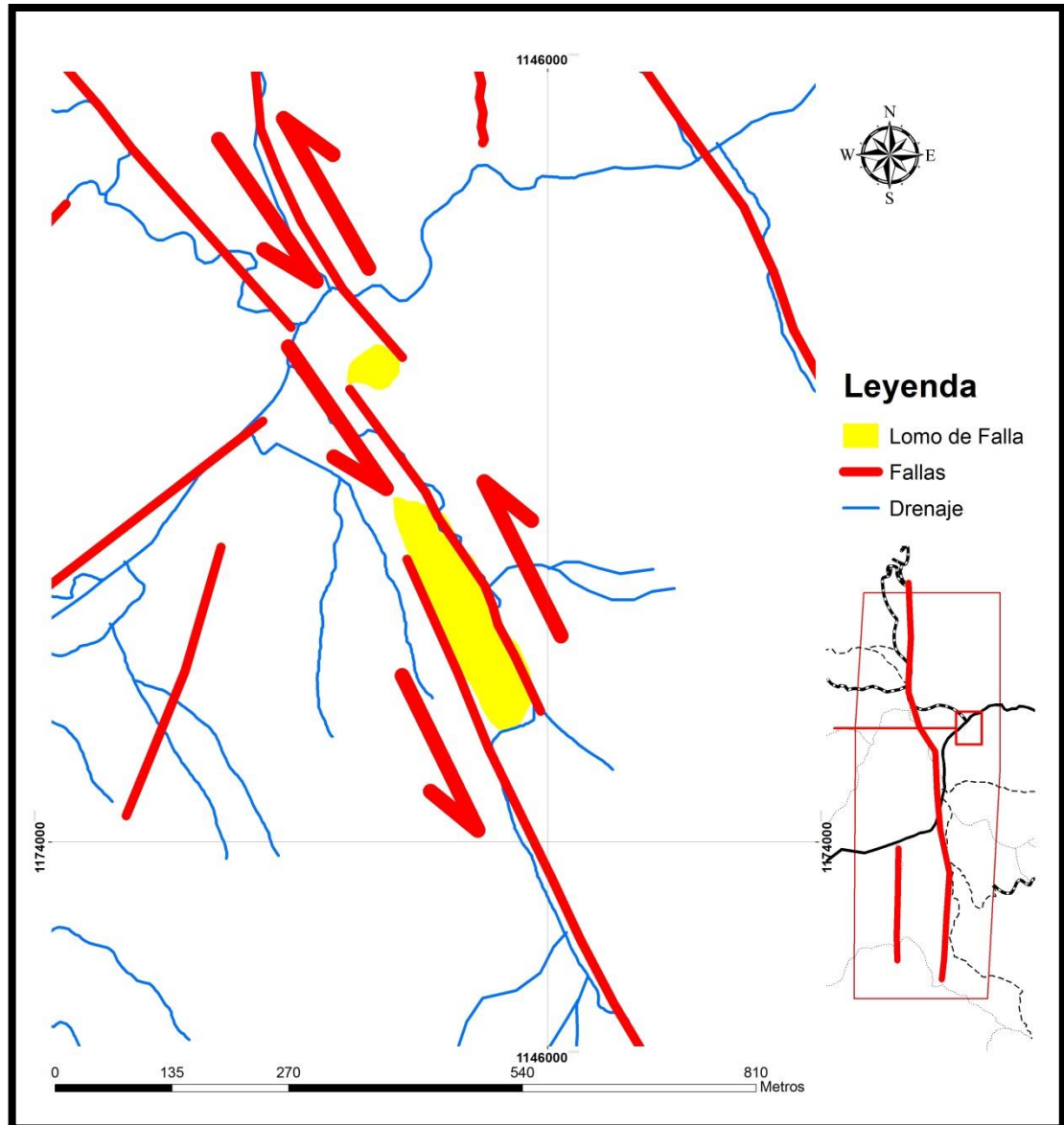
7.2.5. Otros Rasgos Geomorfológicos Identificados

7.2.5.1. *Lomos de Falla sobre Trazos Sintéticos R de la Falla de Chaguacá*

Estos lomos de Falla identificados sobre trazos Sintéticos R cuya orientación es N15°W se formaron debido a saltos a la Derecha de este importante trazo sintético de la falla, este levantamiento controla el drenaje que fluye en sentido SE-NW y hace que este se desvie y genere una curva en sentido dextral; no se pudo establecer con base en la Fotogeología un trazo antitético P' que controlara este drenaje. En la **Figura 60** se pueden identificar los mencionados trazos sintéticos R que dieron lugar a estos lomos de presión, Trazos Sintéticos P muy discretos que guardan una relación angular con el trazo principal de la Falla de 10-20° y trazos antitéticos P' que guardan una relación angular de 60- 80° con el trazo principal de la falla.



Figura 60 Interpretación Fotogeológica y Modelo de formación Propuesto para un lomo de Falla Ubicado sobre Fallas Sintéticas R.



Fuente: Autor

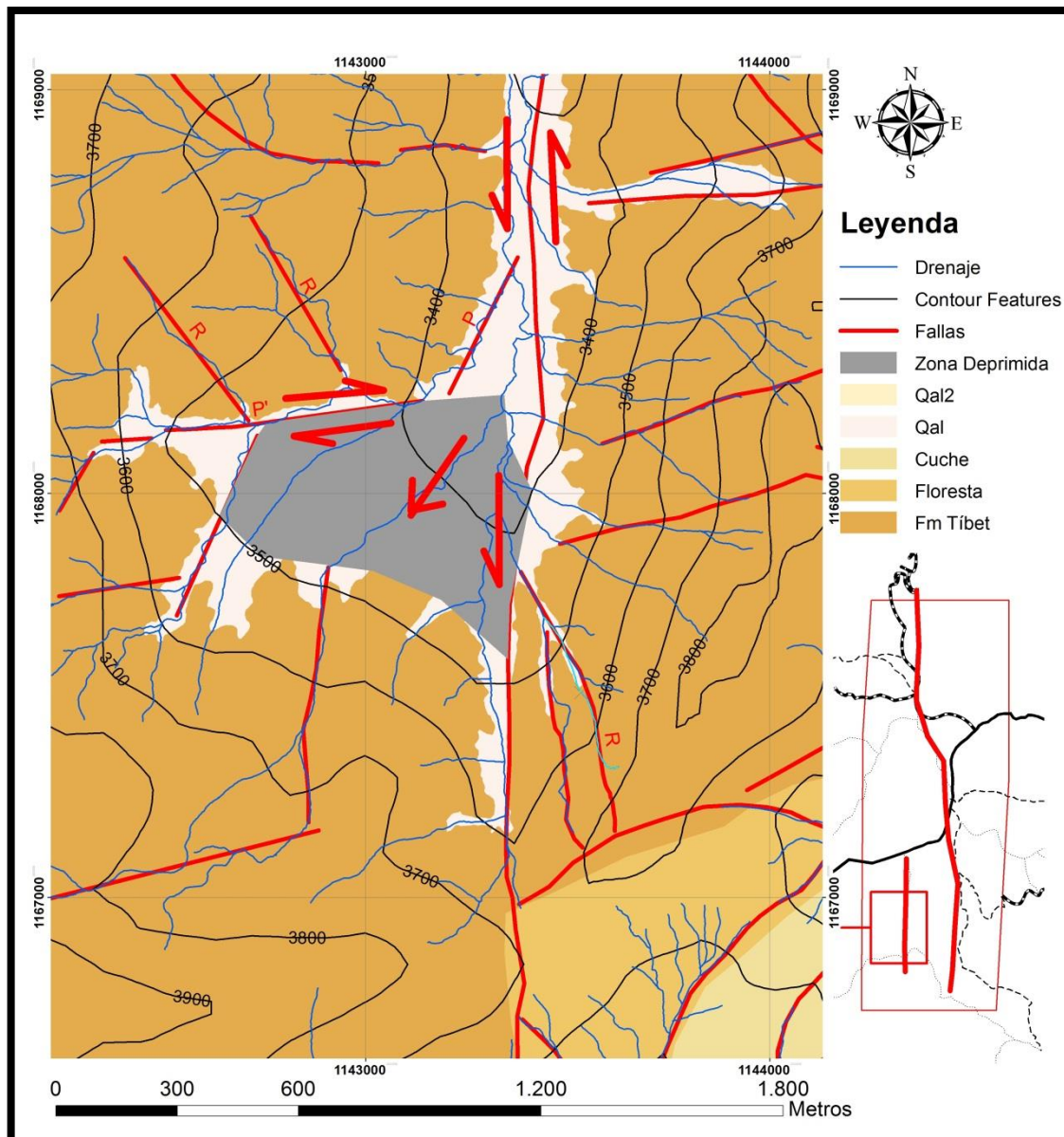


7.2.5.2. Subsistencia por Tracción Mecánica de Bloques

Para esta zona se propone que el trazo Antitético P' que limita el Depósito Cuaternario por el Norte se intersecta con el trazo principal de la falla. de esta manera mecánicamente se explica la forma como el bloque que se conforma al SW de la interseccion de estas fallas, es movido hacia el SW generando una zona de extension mecánica que a su vez permite la formacion de este depósito cuaternario. Para esta zona se identifica el trazo principal de la falla que se exhibe con direccion Norte – Sur. Se observa una dominancia marcada de los trazos Antitéticos P' que presentan una relacion angular de 85° con el trazo de la falla principal. Este ángulo parece ser muy alto para el desarrollo de fallas antitéticas pero se muestran como la continuidad de las fallas presentes en los alrededores de la zona. Se observan de la misma manera trazos sintéticos R que mantienen una relacion Angular de $15 - 18^\circ$ con el trazo principal de la falla y una direccion dominante $N10^\circ W$ a $N15^\circ W$. y controlan algunos drenajes que se presentan en estas mismas direcciones (Ver **Figura 61**). para tener una mejor concepcion espacial de la zona hundida se presenta la **Figura 62** que fue tomada de GoogleEarth.



Figura 61 Interpretación Fotogeológica y Modelo de formación Propuesto para explicar la extraña geometría del depósito cuaternario de esta zona.



Fuente: Autor



Figura 62 Zona hundida, se observan los trazos de la fallas identificadas en la fotogeología en Rojo y los Drenajes en Azul.



Fuente: Google Earth



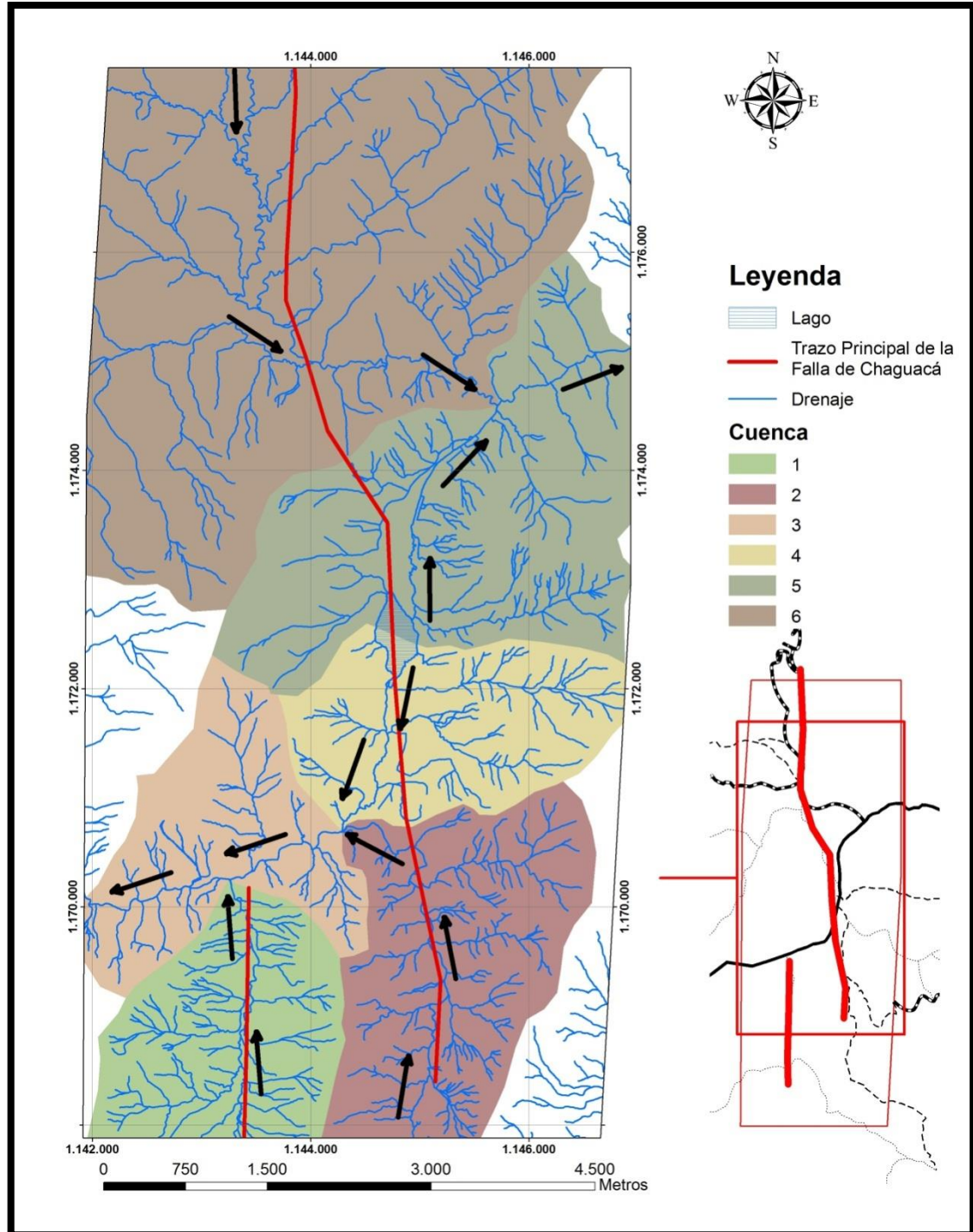
8. Análisis de Drenajes y Paleocorrientes

8.1. Análisis de Drenajes

Estos drenajes y la delimitación de las cuencas hidrográficas fueron mapeados sobre la base de las imágenes de satélite que se encuentran disponibles en Google Earth, de esta manera fue posible mapear con el detalle con que se hizo y con la precisión lograda. En este análisis de drenaje se identificaron Seis Cuencas Hidrográficas cuyo fin es determinar hacia donde se mueve el flujo en cada uno de los sectores de la zona de estudio. Se determinó que el flujo de las cuencas 6 y 5 se termina dirigiendo hacia el NE por la quebrada la colorada mientras que el flujo de las cuencas 1,2,3 y 4 se dirige por la quebrada los colorados hacia el SW. De la **Figura 63** se puede observar que la laguna La Colorada constituye un parte de aguas que aporta flujo hacia la cuenca 5 en sentido NE y a la cuenca 4 en sentido SW. Las flechas negras indican la dirección en la que fluyen los drenajes actualmente. La **Figura 64** muestra las dimensiones del lago y como este aporta flujo hacia los dos cauces.



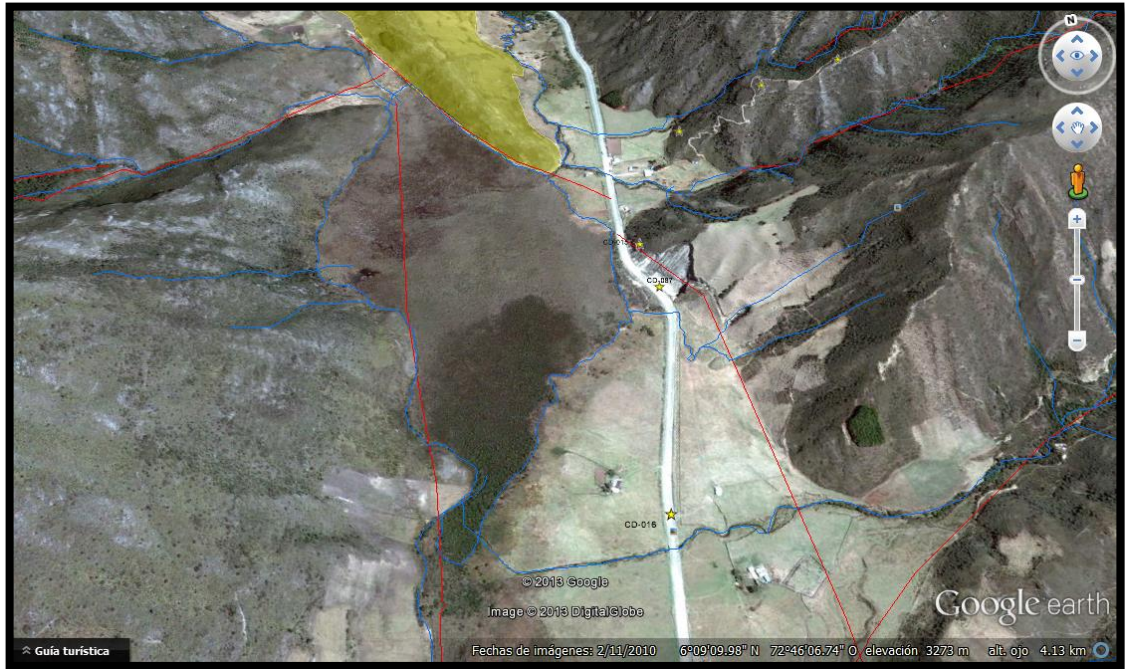
Figura 63 Cuencas Hidrográficas de la zona de estudio y su dirección actual de flujo.



Fuente: Autor



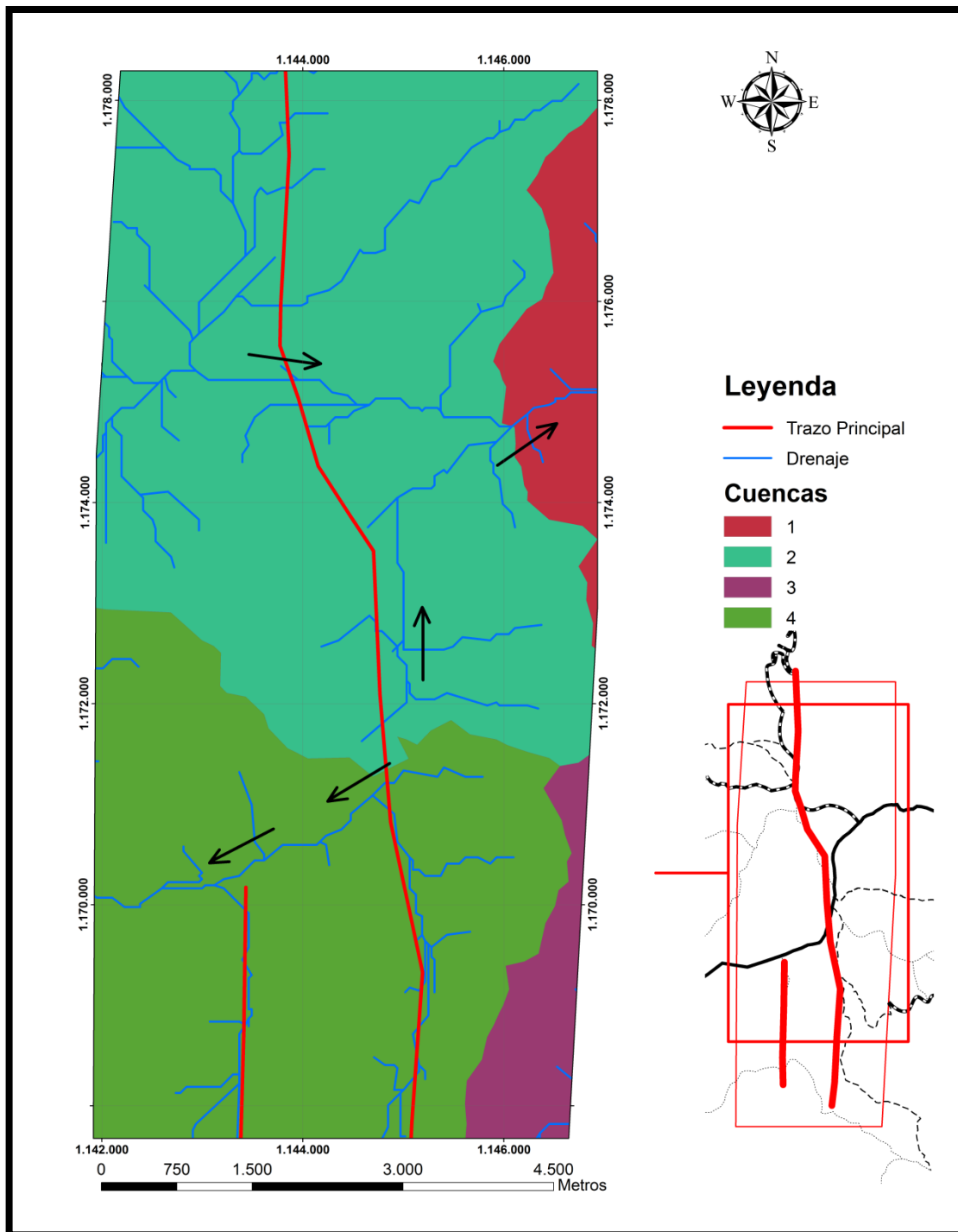
Figura 64 La Laguna La colorada y los dos cauces salientes de ella. Se resalta en amarillo el lomo de presión al norte de esta laguna. Las fallas identificadas en la fotogeología están marcadas en rojo y los Drenajes en Azul. Fuente: Google Earth.



Fuente: Google Earth



Figura 65 Cuencas Hidrográficas de la zona de estudio y su dirección de flujo a partir del procesamiento del modelo digital del terreno de 30 metros



Fuente: Autor

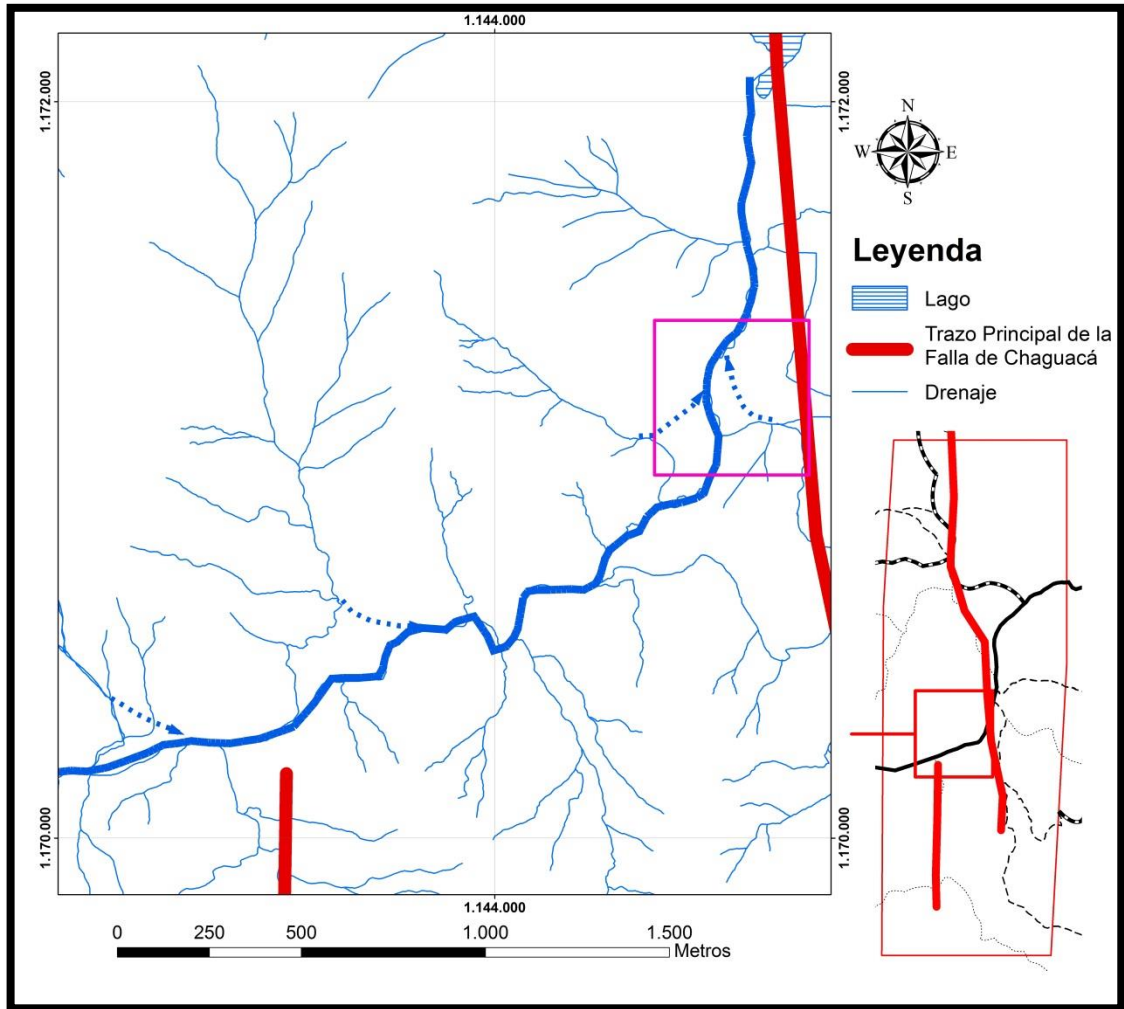


La **Figura 65** es el resultado del procesamiento del modelo digital del terreno (Explicado en detalle en el Marco Teórico) cuyo fin es mostrar el flujo de las corrientes de agua que se produce de acuerdo con las inclinaciones naturales del terreno. De esta figura se puede notar que aunque el sistema de drenaje obtenido es mucho menos elaborado que el cartografiado en imágenes de satélite, este se asemeja satisfactoriamente sobre todo en los drenajes principales exceptuando al sur de la coordenada 1.172.000 donde se presenta un drenaje con flujo en dirección Sur-Norte lo que contradice las observaciones de campo. Este drenaje opuesto al curso actual es una expresión remanente de estructura e inclinación de las terrazas que se formaron antiguamente y sugiere una dirección de flujo en esta zona Sur-Norte.

Al hacer un zoom de la **Figura 63** como se muestra en la **Figura 66** se puede notar el cambio en la dirección del flujo de algunos afluentes del valle de la falla de Chaguacá. Como se observa en líneas azules punteadas se indica la dirección natural que el cauce sugiere. El cambio de esa dirección natural a la dirección que se ve actualmente constituye una prueba de la inversión del cauce y apoyado en el análisis hecho de los resultados obtenidos del procesamiento del Modelo Digital del Terreno de la Nasa, se puede hablar en forma contundente de que esa inversión del cauce existe. La **Figura 67** es una imagen de GoogleEarth en la que se pudo identificar un paleocanal sobre el depósito cuaternario Qal 2, la ubicación de esta imagen está indicada en la **Figura 66** en un recuadro de color fucsia.

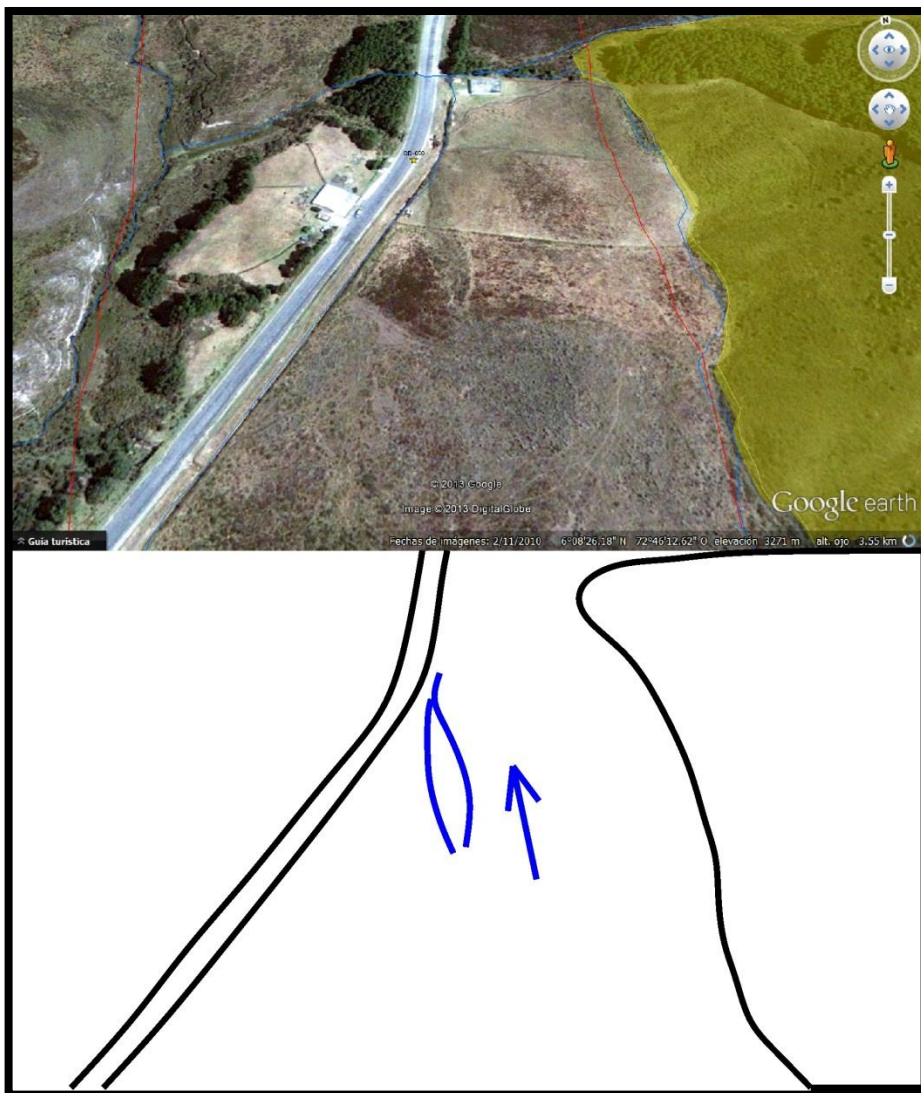


Figura 66 Zoom de la Figura 63 en la zona de la Estancia. Se indica con flechas Azules punteadas la dirección de los paleoflujos. El Recuadro de Color Fucsia Indica la Ubicación de la Figura 67



Fuente: Autor

Figura 67 Muestra un Paleocanal que indica Flujo en dirección Sur-Norte. A la derecha el lomo de falla del numeral 8.2.3.

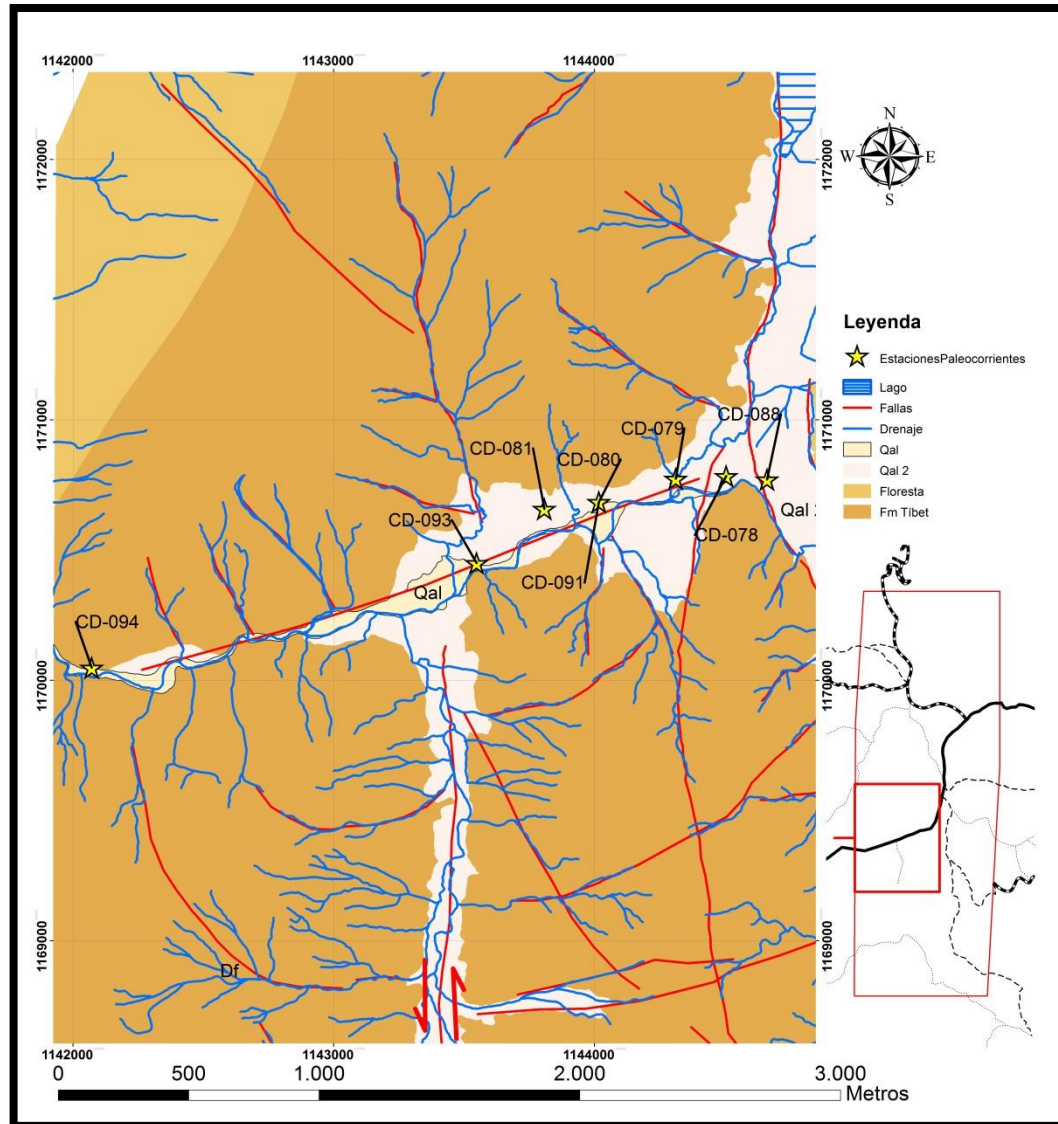


Fuente: Google Earth

8.2. Análisis de las Paleocorrientes y de Procedencia.

En la **Figura 68** se muestran en detalle las estaciones en que se estudiaron las estructuras sedimentarias de los depósitos cuaternarios. Estos depósitos se clasificaron en **Qa1** y **Qa12** debido a que presentan diferencias fácilmente reconocibles de las cuales la principal es su composición y color.

Figura 68 Mapa de Estaciones con datos de Paleocorrientes sobre los Depósitos Cuaternarios



Fuente: Autor

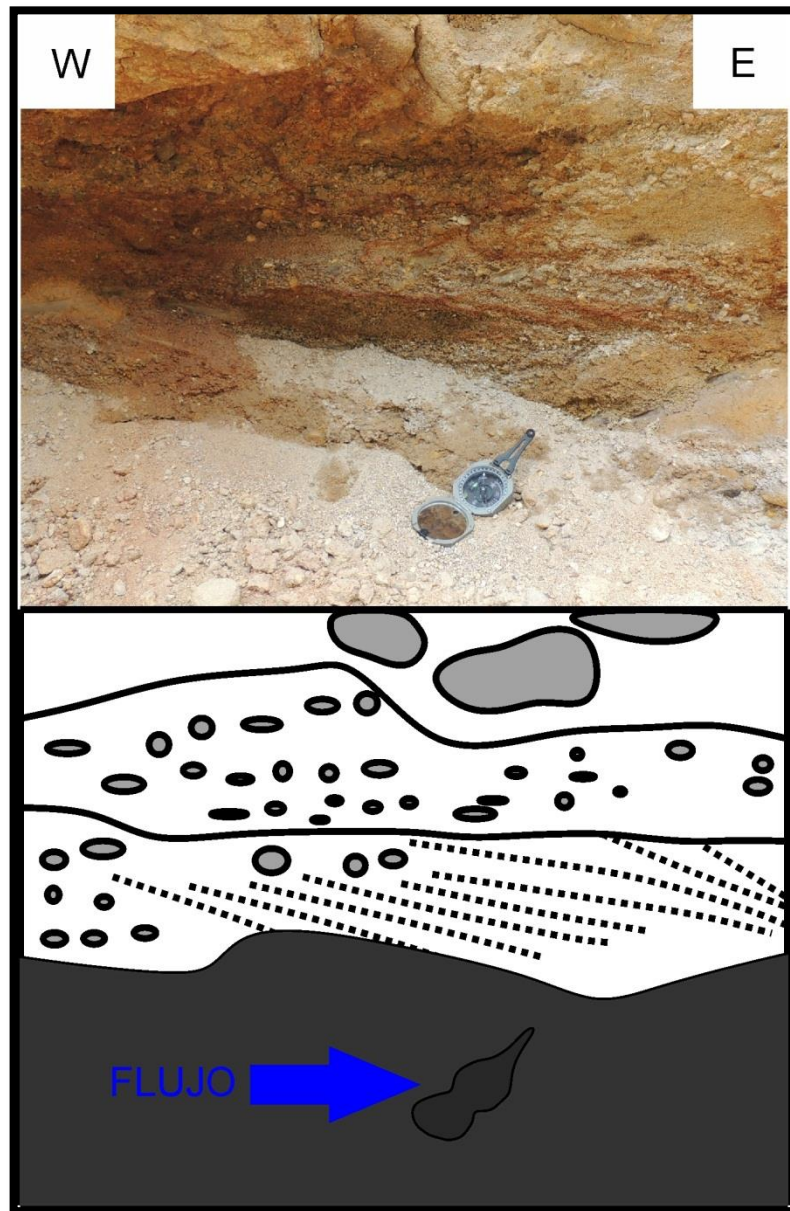
8.2.1. Qal 2 Terraza Media

En la estación CD-094 se observaron gravas arenosas con gránulos de colores blancos y amarillentos con estructuras sedimentarias típicas de ambientes fluviales como laminación inclinada (Ver **Figura 69**), estas laminaciones indicarían flujo en dirección W-E, sentido contrario al curso actual de la quebrada. Por otra



parte la composición de estas gravas es acorde con los cuerpos Intrusivos Cuarzomonzoníticos que afloran al oeste de la zona de estudio que se caracterizan por su aspecto leucocrático.

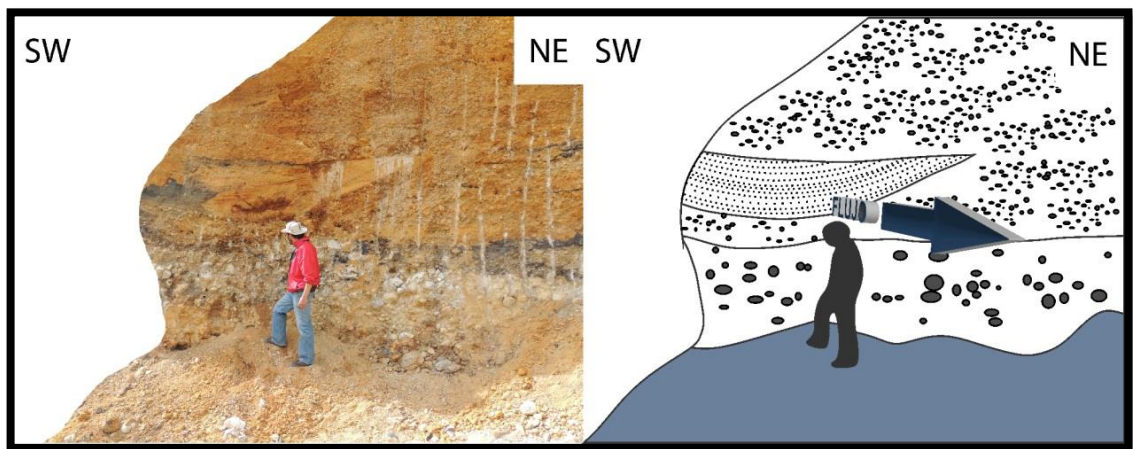
Figura 69 Fotografía que muestra la dirección de paleocorriente por laminación Inclínada. Afloramiento al margen Derecho de la Carretera Santa Rosita-Belén Estación CD-094



Fuente: Autor

En la estación CD-093 se encuentra una artesa que al igual que la estación anterior indica flujo en dirección W-E (Ver **Figura 70**). También se observa imbricación que indica la misma dirección de flujo. La litología dominante es de gravas con gránulos, Guijas, Guijos y cantos de color amarillo Crema y blancos. Esta estación se encuentra en una mina de arena que es explotada para uso como material de construcción.

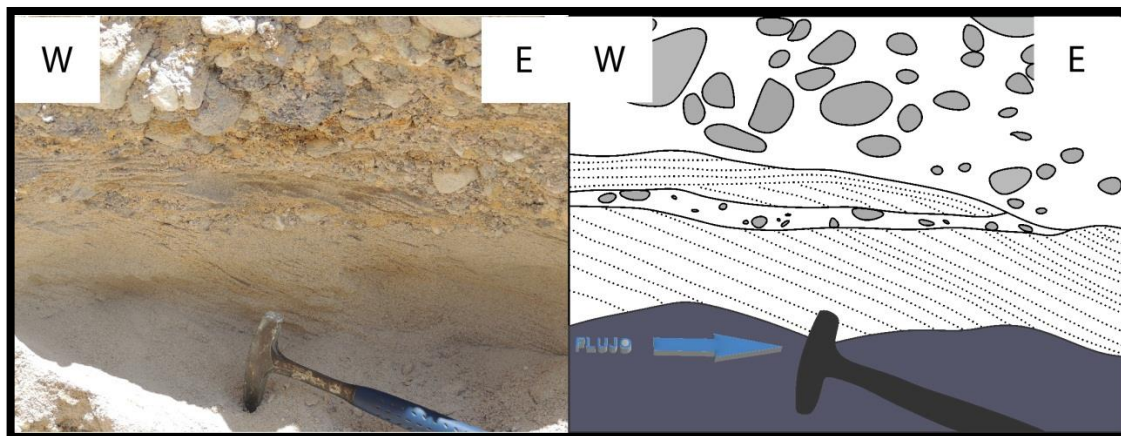
Figura 70 Fotografía que muestra la dirección del Flujo según la Artesa.



Fuente: Autor

En la estación CD-081 fue posible observar laminación inclinada sobre arenas finas blancas (Ver **Figura 71**), esta laminación inclinada indicaría flujo en dirección W-E. El afloramiento se encuentra en una mina de arena que consta de arenas y gravas blancas.

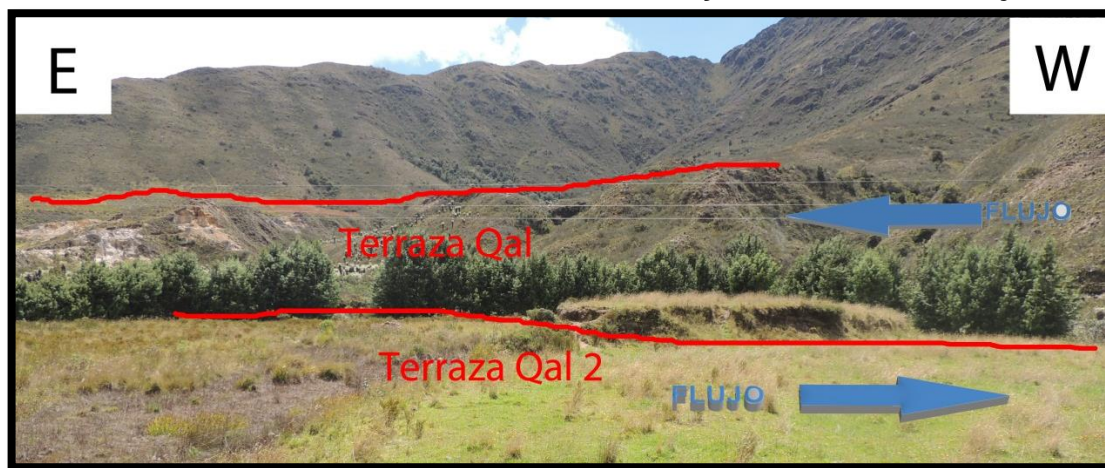
Figura 71 Fotografía que indica con base en laminación inclinada la dirección del Flujo en la estación CD-081.



Fuente : Autor

En la **Figura 72** se tomó la inclinación de las terrazas, que para la terraza Qal fue de 3° inclinada hacia el Este lo que señalaría que la dirección del flujo iría en dirección W-E. Por otra parte la inclinación de la terraza Qal2 da de 4° - 5° hacia el Oeste lo que es acorde con la dirección actual de flujo.

Figura 72 Fotografía tomada en la Estación CD-080 que muestra la inclinación de las terrazas cuaternarias y la dirección de flujo.



Fuente: Autor



Figura 73 Fotografía tomada en la Estación CD-079 Muestra el color claro de la terraza media (Qal 2)



Fuente: Autor

En esta mina de Arena se Explotan gravas y arenas de la terraza media (Qal2). En la **Figura 73** se observa el color dominante de estas arenas cuya roca fuente son Cuarzomonzonitas que afloran al oeste de la zona de estudio. En estos afloramientos no fue posible identificar ningún clasto de lodolita rojiza de la Formación cuche que aflora al E de este punto, este dato es evidencia clave de que la terraza media (Qal2) se formó con un flujo en dirección W-E ya que si fuese como es actualmente en este depósito cuaternario debería encontrarse clastos de la Formación Cuche considerando sobretodo la cercanía al área fuente.

Figura 74 Fotografía en detalle de la estación CD-088. Arriba se observan gravas constituidas por clastos provenientes de la Formación Cucho. Abajo se observan lodos y arenas muy finas con marcas de bioturbación, características de Ambientes lacustres.



Fuente: Autor

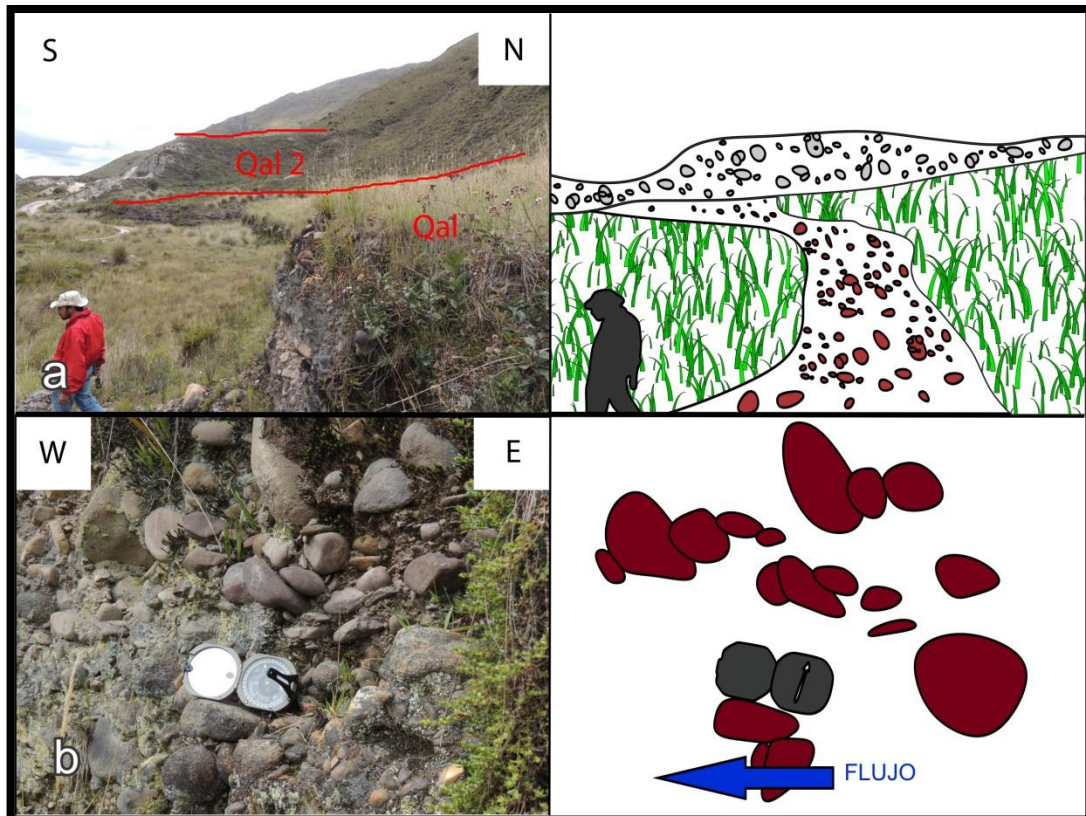
En la estación CD-088 se puede observar la composición de la parte de la terraza media (Qal2) que se encuentra sobre el valle principal de la Falla de Chaguacá (**Figura 74**). Se observa en la parte inferior Lodolitas y areniscas muy finas con laminación plana paralela y marcas de Bioturbación. Estas capas son características de un ambiente lacustre que pudo haberse formado en etapas previas a la inversión del drenaje que se ha propuesto para la zona. En la capa superior se observan pequeños clastos de Lodolitas de color rojizo típicos de la Formación Cucho que se encuentra en la zona Este del Valle, estos clastos son muy comunes en el flujo actual de la quebrada los colorados (de ahí su nombre)

ya que la zona de aporte es esta misma. Estos clastos se encuentran en la parte de la terraza media (Qal2) que se encuentra en el valle central ya que desde antes de la inversión se encontraba expuesta a la depositación de estos clastos.

8.2.2. Qal Terraza Baja

En la estación CD-091 se puede apreciar la litología dominante en Qal2 de clastos de Arcillolitas y Lodolitas de color Rojizo Característicos de la Formación Cucho que se encuentra al Este de este punto, estos fueron traídos a este punto por el flujo actual de la Quebrada los Colorados (**Figura 75**).

Figura 75 a) Se resaltan los niveles de terraza aluvial, fotografía tomada en la estación CD- 091b) Fotografía de Qal2 que muestra imbricación, el flujo correspondería a la dirección E-W, Estación CD-091



Fuente: Autor



9. Análisis Microestructural

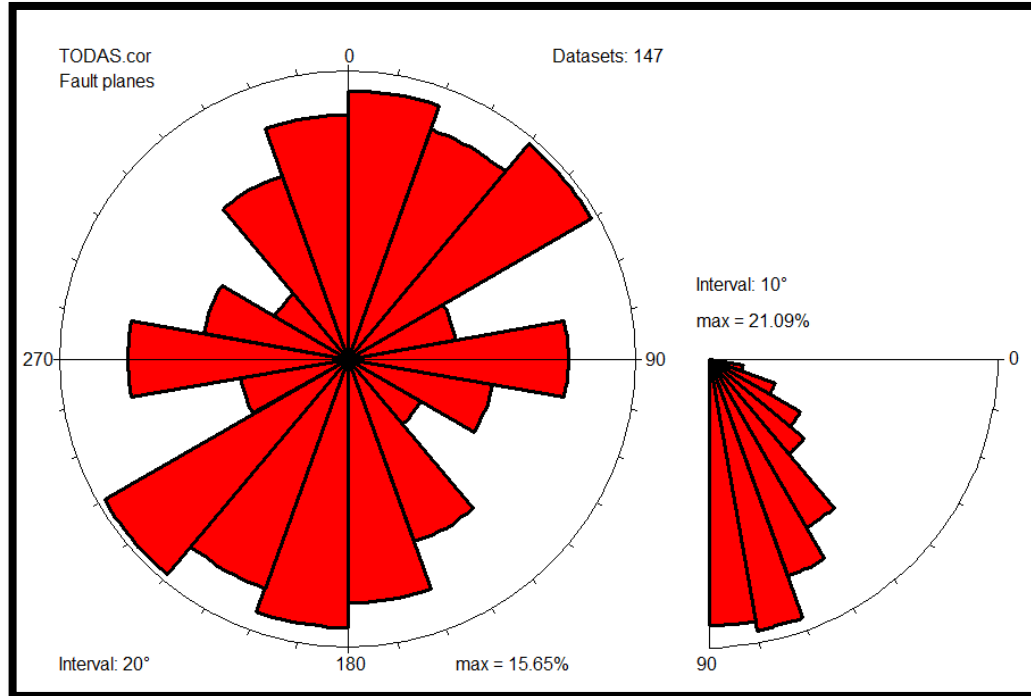
El análisis Microestructural llevado a cabo pretende establecer los tensores que generaron la deformación partiendo del análisis de las estrías de falla o slickensides, de esta manera se relaciona un balón de playa obtenido por inversión de los datos de estrías, a partir de las estrías de fallas que pasan por la zona. Por último se establecerá con base en las mencionadas estrías el movimiento principal de la falla tanto en la horizontal como en la vertical.

9.1.1. Adquisición de los Datos

Durante el trabajo de Campo 147 estrías de falla fueron tomadas en 32 afloramientos, es decir, en promedio 6 estrías de falla por afloramiento en los que se tomaron tantos datos como fue posible, estos datos fueron depurados y se presentan como resultados 40. Los datos cubren todas las direcciones azimutales (Ver **Figura 76**) con predominio de las direcciones NE-SW y las inclinaciones muestran dominancia de las fallas de alto ángulo. Los indicadores cinemáticos utilizados para inferir la cinemática y sentido del cizallamiento en los planos de falla, comprenden estructuras tipo slickensides (crecimiento de cristales fibrosos sobre el plano de falla) y las Diaclasas Riedel. Los cristales observados en la zona de estudio predominantemente fueron de Cuarzo, clorita y ocasionalmente de óxidos de hierro.



Figura 76 Distribución de las fallas utilizadas para análisis cinemático Anexo 3



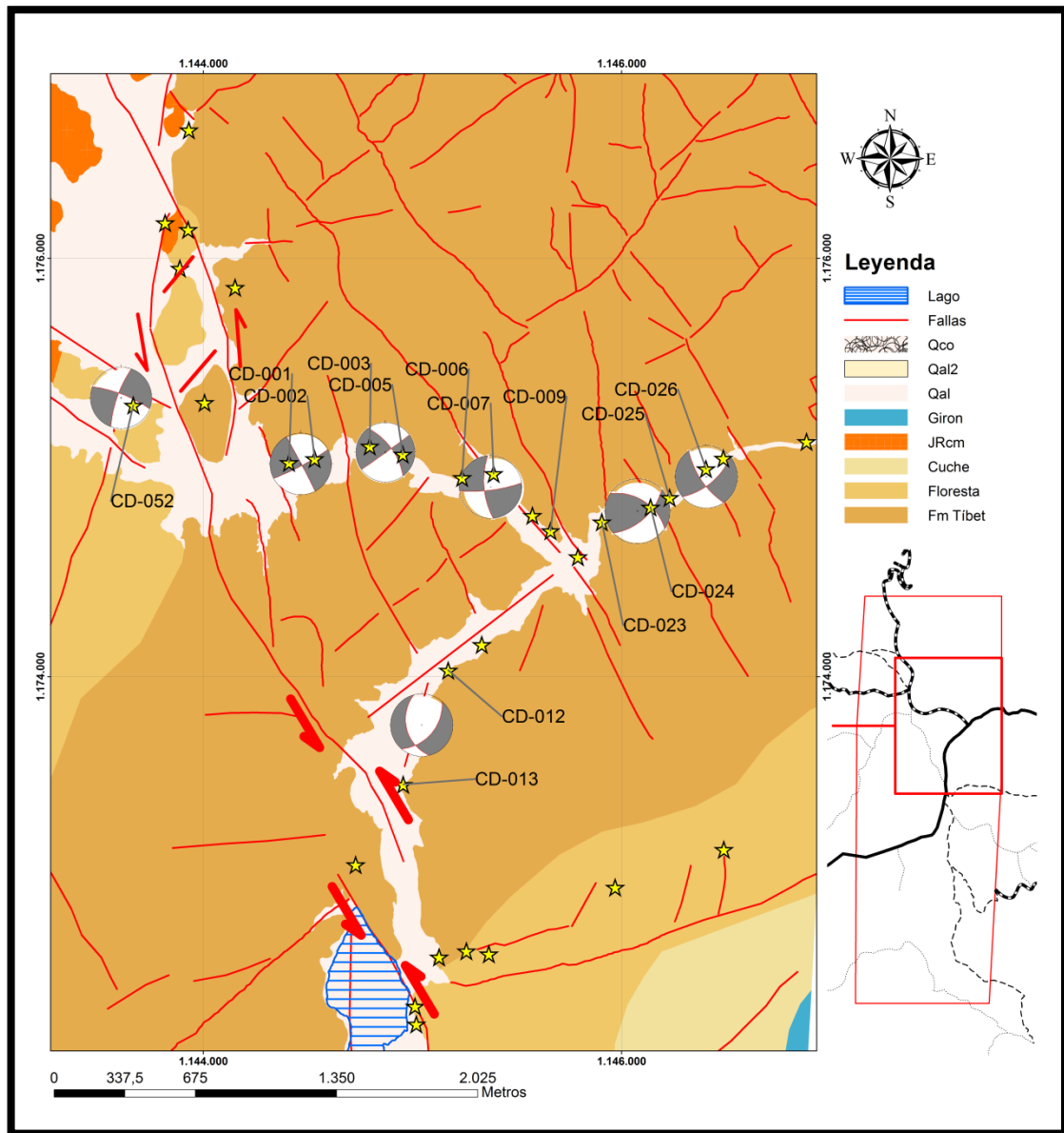
Fuente: Autor

9.1.2. Resultados del análisis cinemático de las fallas

En este trabajo 7 Tensores locales se derivaron de los datos de estrías obtenidos en campo (**Figura 77**). Los tensores de esfuerzo resultantes se muestran en balones de playa y las estrías tomadas se muestran en Diagramas de Angelier en las **Figuras 78 a 84** De esos tensores se derivaron del uso de NDA, y solo 1 necesitó de INVERS debido a la deformación triaxial (Sperner, 1996). El ángulo τ utilizado para NDA se tomó para todos los datos como 30°.



Figura 77 Balones de playa en el sector de Santa Rosita



Fuente: Autor

Estación CD-001 y CD-002

Para esta estación se utilizó NDA, El Balón de playa resultante muestra un tensor concordante con la formación de las fallas Riedel R de la Falla de Chaguacá,



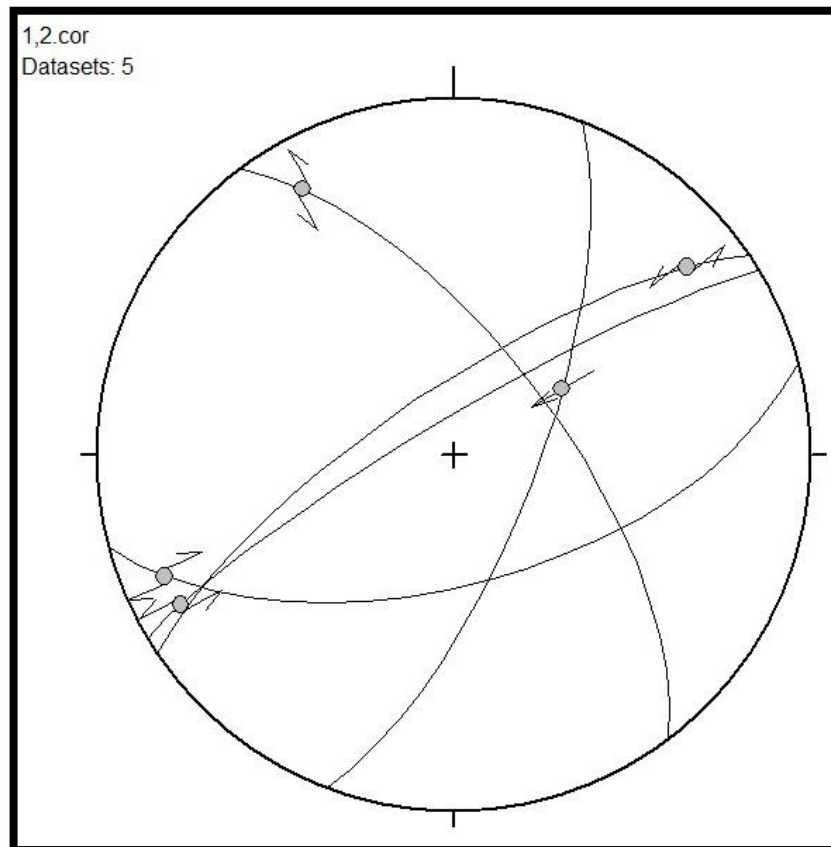
además que este tensor muestra la formación de fallas de rumbo sinestrales
Figura 78.

Tabla 2 Datos utilizados para El Balón de playa de la estación CD-001 y CD-002

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	111	71	54	63	up	3
2	193	52	177	80	dn	3
3	329	82	241	14	dx	3
4	165	60	248	14	dx	3
5	53	66	330	16	sn	3

Fuente: Autor

Figura 78 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-001 y CD-002



Fuente: Autor



Estación CD-003 y CD-005

Para esta estación fue necesaria la utilización de INVERS debido a la gran cantidad de datos y a que estos reflejan una deformación triaxial, El Balón de playa resultante se ajusta con el trazo sintético R que pasa por la zona **Figura 79**.

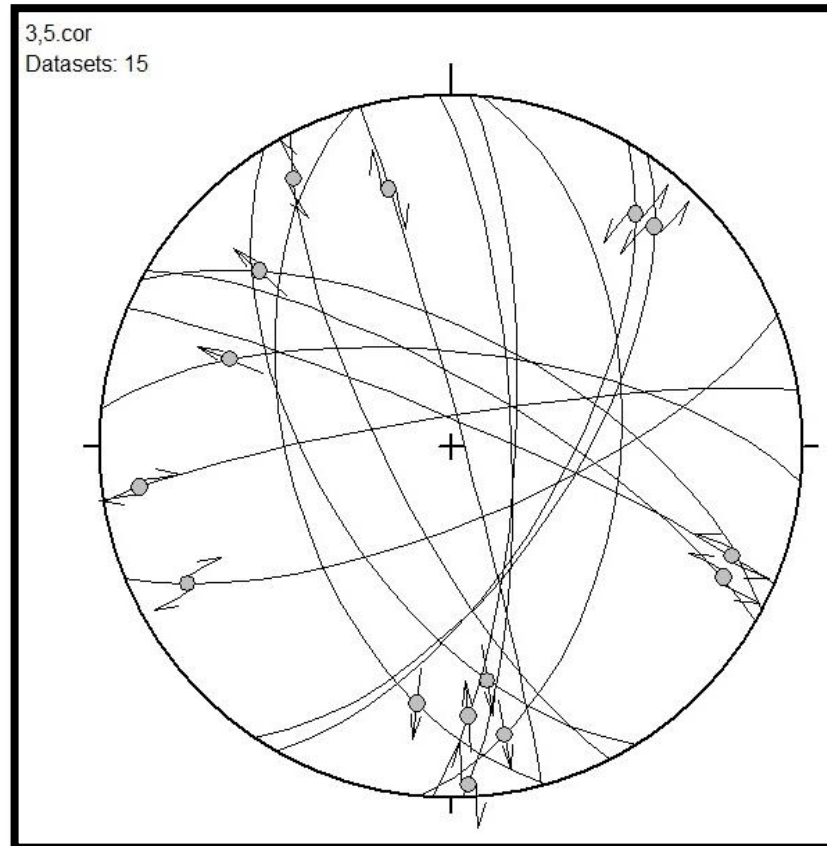
Tabla 3 Datos utilizados para el Balón de playa de la estación CD-003 y CD-005

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	6	68	290	34	dn	3
2	75	87	346	26	dx	3
3	88	76	177	4	dx	3
4	124	62	42	17	sn	3
5	120	64	38	17	sn	3
6	28	64	311	28	dn	3
7	30	75	116	15	sn	3
8	95	50	172	20	dn	3
9	93	75	176	24	up	3
10	238	59	168	35	dn	3
11	158	72	243	17	dx	3
12	351	83	262	12	dx	3
13	23	84	111	15	sn	3
14	243	75	330	13	sn	3

Fuente: Autor



Figura 79 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-003 y CD-005



Fuente: Autor

Estación CD-006, CD-007 y CD-009

Para estas estaciones se utilizó NDA, el balón de playa resultante refleja el tensor principal que mueve la falla principal en sinistral **Figura 80**.

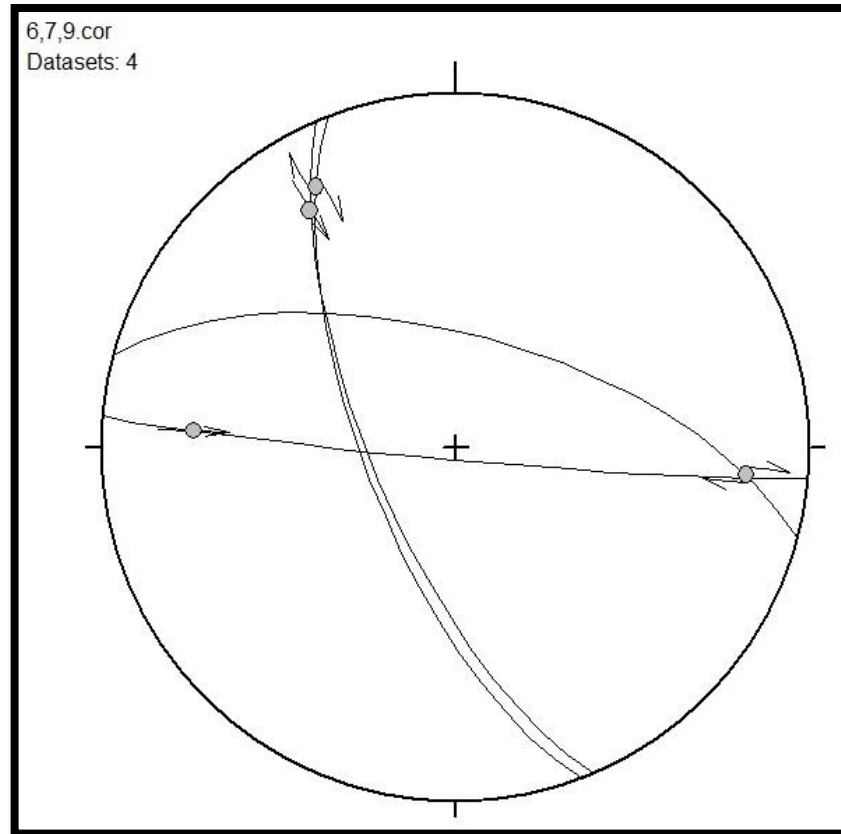
Tabla 4 Datos utilizados para el Balón de playa de la estación CD-006, CD-007 y CD-009

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	247	71	329	23	up	3
2	15	64	96	19	dx	3
3	185	87	273	27	up	3
4	249	69	332	18	dx	3

Fuente: Autor



Figura 80 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-006, CD-007 y CD-009.



Fuente: Autor

Estación CD-012 y CD-013

Para esta estación se utilizó NDA, el balón de playa resultante refleja la formación de fallas Inversas que se formarían por la acción del tensor principal **Figura 81**.

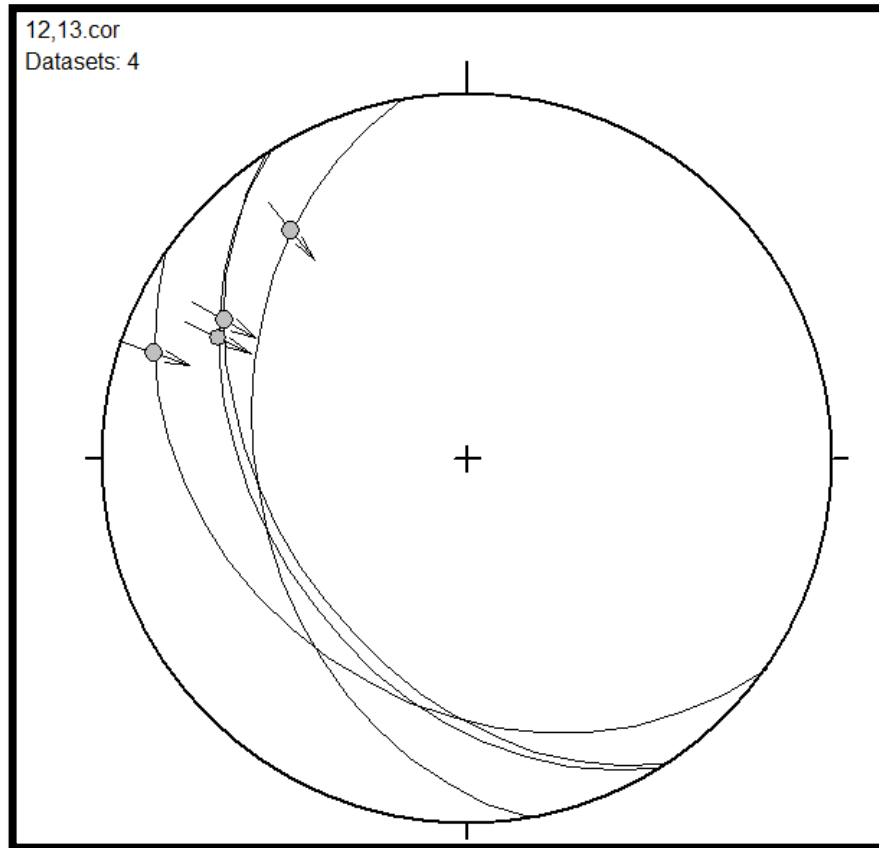
Tabla 5 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-012 y CD-013.

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	238	42	302	33	up	3
2	260	42	328	29	up	3
3	237	45	305	30	up	3
4	230	31	298	25	up	3
5	215	34	292	16	up	3

Fuente: Autor



Figura 81 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-012 y CD-013



Fuente: Autor

Estación CD-023, CD-024 y CD-025

Para esta estación se utilizó NDA, el balón de playa resultante explicaría la formación de trazos de falla P de dirección NE-SW que se mueven en dextral

Figura 82.

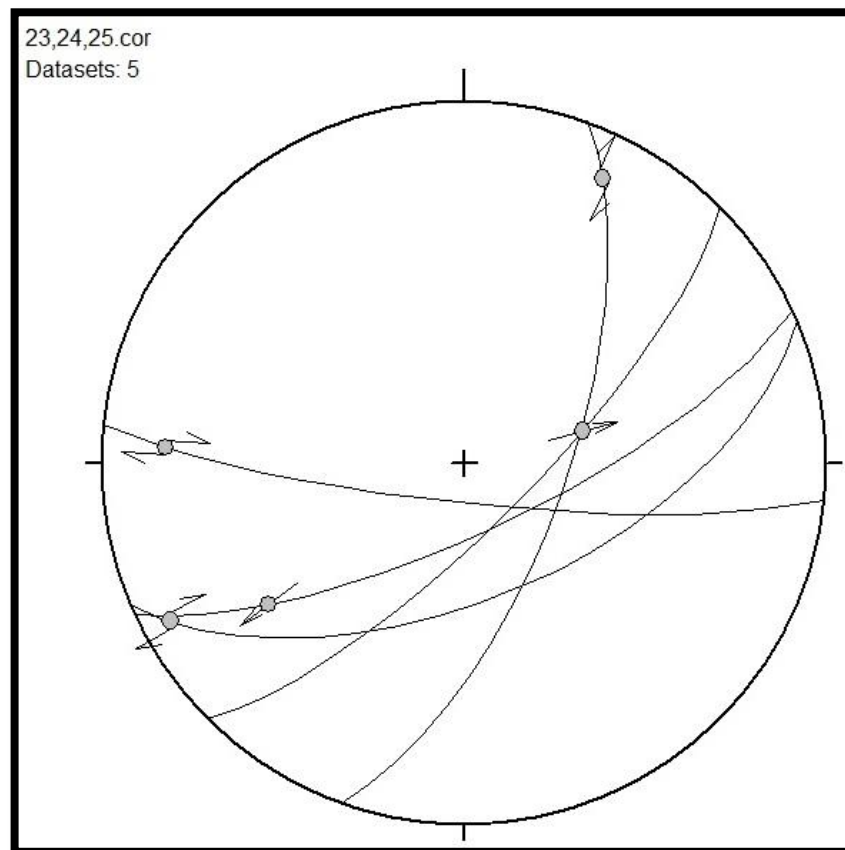


Tabla 6 Datos utilizados para el balón de playa de las estaciones CD-023, CD-024 y CD-025

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	135	75	72	63	dn	3
2	186	81	273	19	dx	3
3	110	67	26	14	dx	3
4	157	59	242	9	dx	3
5	155	74	234	34	dn	3

Fuente: Autor

Figura 82 Diagrama de Angelier para las estaciones CD-023, CD-024 y CD-025



Fuente: Autor

Estación CD-026

Para esta estación se utilizó NDA, el balón de playa obtenido explicaría el trazo P' de dirección NE-SW que pasa por la zona **Figura 83**.

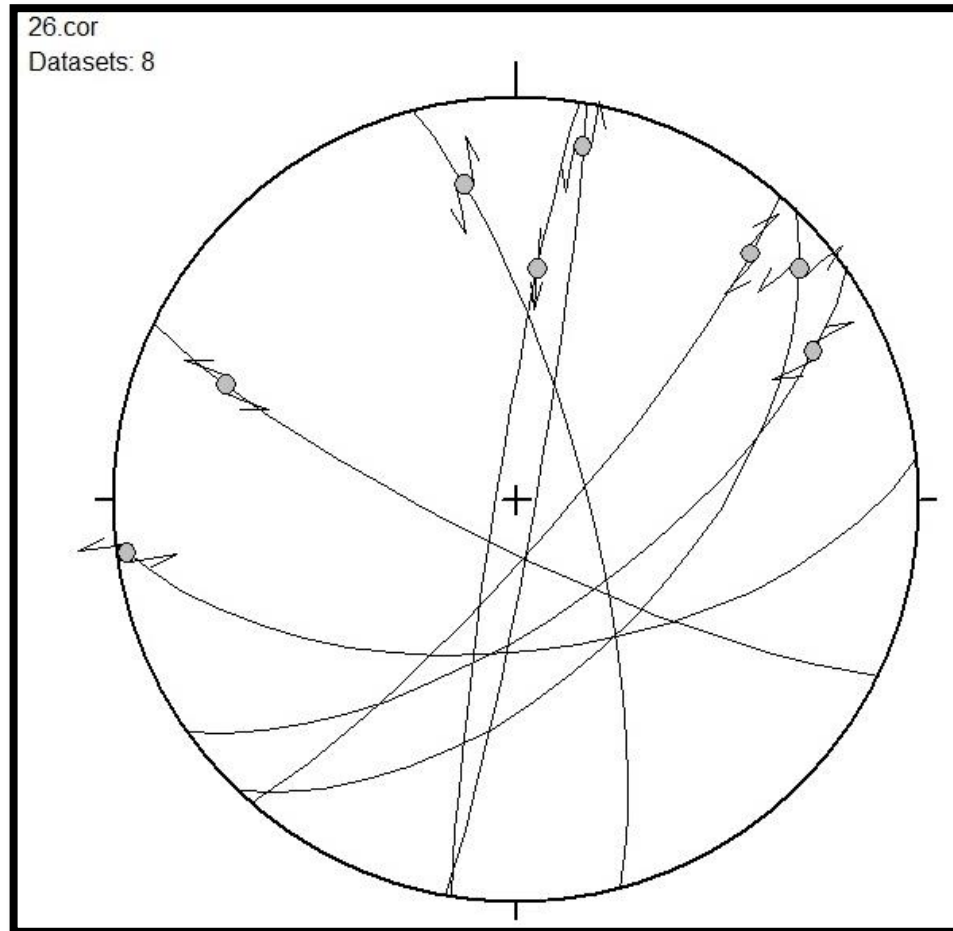


Tabla 7 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-026

	Azimet Bz	Buzamiento	Azimet	Plunge	Sentido	Calidad
1	279	86	5	42	up	3
2	206	80	292	24	sn	3
3	100	86	11	12	sn	3
4	131	81	44	17	dx	3
5	75	76	351	22	sn	3
6	134	56	50	11	sn	3
7	174	59	262	3	sn	3
8	145	66	63	19	dx	3

Fuente: Autor

Figura 83 Diagrama de Angelier para la estación CD-026



Fuente: Autor

Estación CD-052

Para esta estación se utilizó NDA, la pelota de playa resultante explica la formación de los trazos antitéticos R' que pasan a los lados de la Estación CD-052. Este tensor se interpreta como un tensor local que explicaría la formación de los mencionados trazos antitéticos y su movimiento en dextral. **Figura 84**

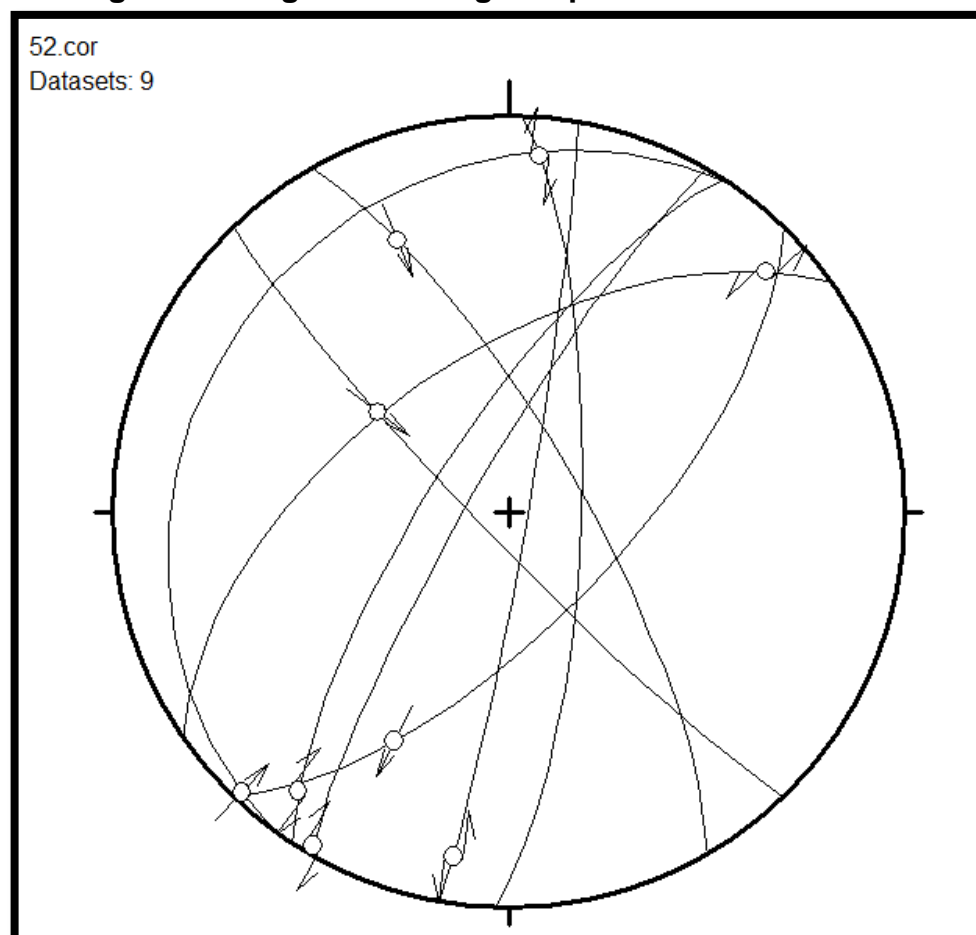


Tabla 8 Datos utilizados para el balón de playa de la estación CD-052

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	305	19	222	up	1	3
2	134	67	208	dn	2	3
3	226	84	307	up	1	3
4	300	82	210	dx	3	3
5	325	58	48	sn	4	3
6	92	75	5	dx	3	3
7	60	75	338	up	1	3
8	100	86	189	sn	4	3
9	303	74	217	dx	3	3

Fuente: Autor

Figura 84 Diagrama de Angelier para la estación CD-052



Fuente: Autor



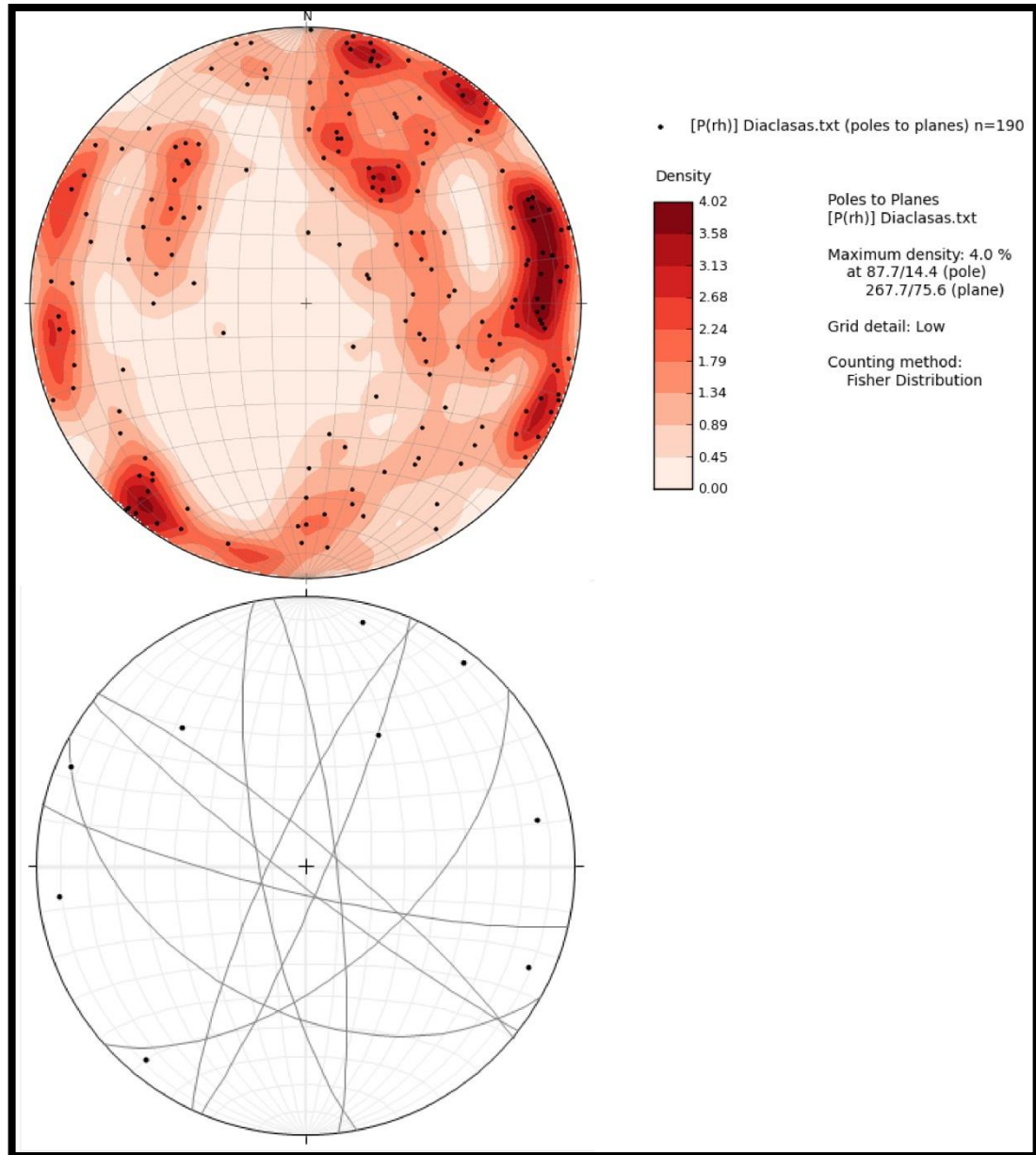
9.2. Análisis de Diaclasas

El análisis de diaclasas llevado a cabo es una interpretación de las fracturas tomadas en campo. Ya que se tomaron la mayor cantidad de diaclasas en cada afloramiento, con estas diaclasas se generó un diagrama de densidad de polos (Ver **Figura 85**). Partiendo de este diagrama de densidad de polos se establecieron las principales familias de diaclasas que se presentan en la zona de estudio. Para mayor comprensión espacial las familias de diaclasas obtenidas se muestran en 3D en la **Figura 86**

Se identificaron 5 familias de Diaclasas Principales a partir de los 190 datos de Diaclasas que se tomaron en campo, las familias identificadas se relacionan en la **Tabla 8**. Las Familias de Diaclasas marcadas en Rojo en la **Figura 86** corresponden a diaclasas paralelas al plano principal de la falla, estas diaclasas presentan una diferencia en la inclinación de 20° y vergencia hacia el este y el oeste. Los rumbos y buzamientos dominantes de esta familia se encuentran relacionados en la **Tabla 8**.



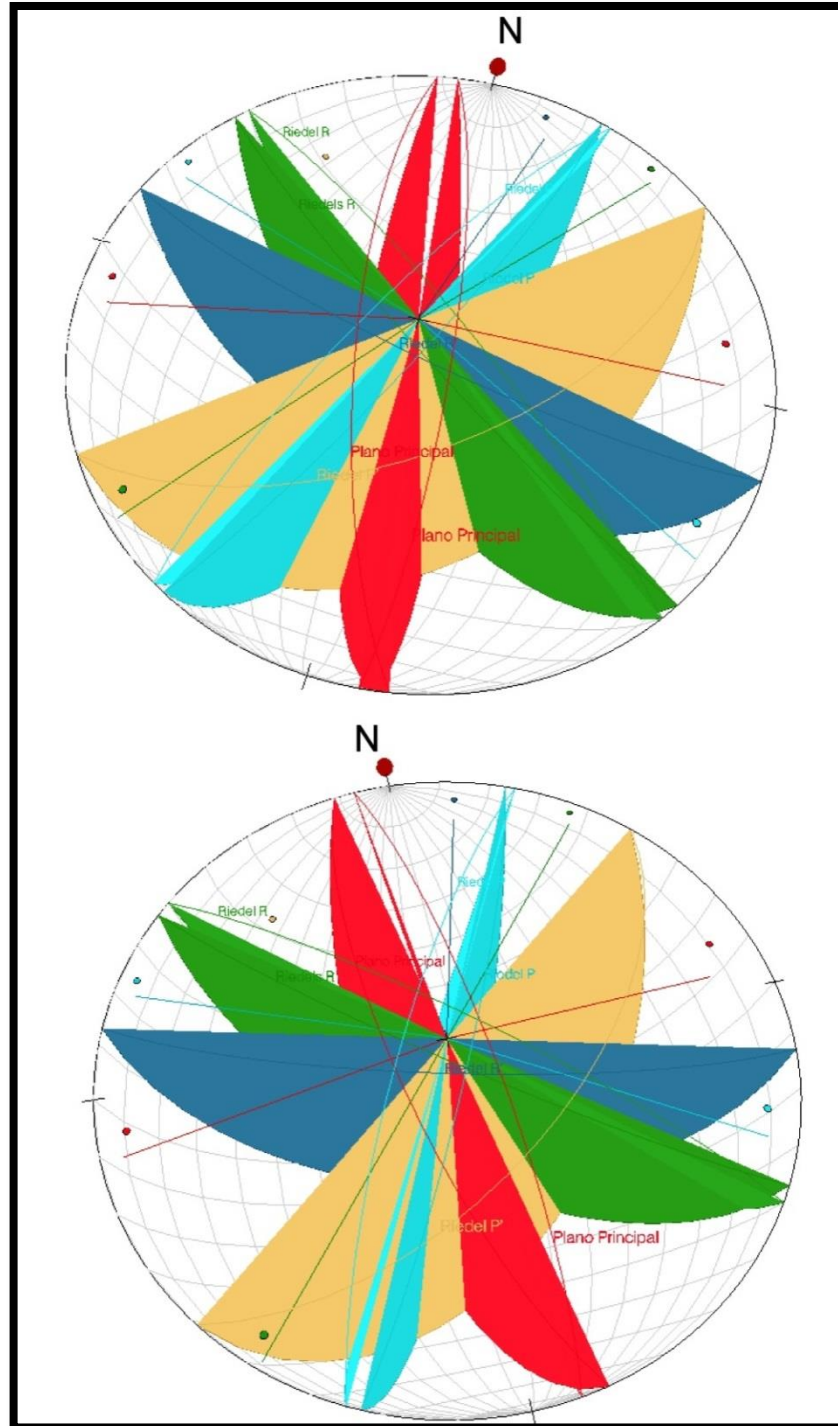
Figura 85 Diagrama de Polos e Identificación de las principales familias de Diaclasas



Fuente: Autor



Figura 86 Estereonet en 3D que muestra las Principales familias de Diaclasas obtenidas y su Interpretación.



Fuente: Autor



Tabla 9 Rumbo y Buzamiento de las principales familias de Diaclasas Identificadas.

	Rumbo	Buzamiento	Plano de Falla Asociado
1	169	76,1	Plano Principal
2	353	80,7	Plano Principal
3	127,7	84,7	R
4	309,6	82,3	R
5	119,1	45,8	R'
6	103,1	81,4	R'
7	22,9	84	P
8	204,8	79,8	P
9	48,5	58	P'

Fuente: Autor

Las diaclasas marcadas en verde en la **Figura 86** corresponden al plano Sintético R, los planos en color Azul oscuro se interpretan como los planos antitéticos R', los planos en color Beige representan a los trazos Antitéticos P' y los planos en azul claro representan los planos P.

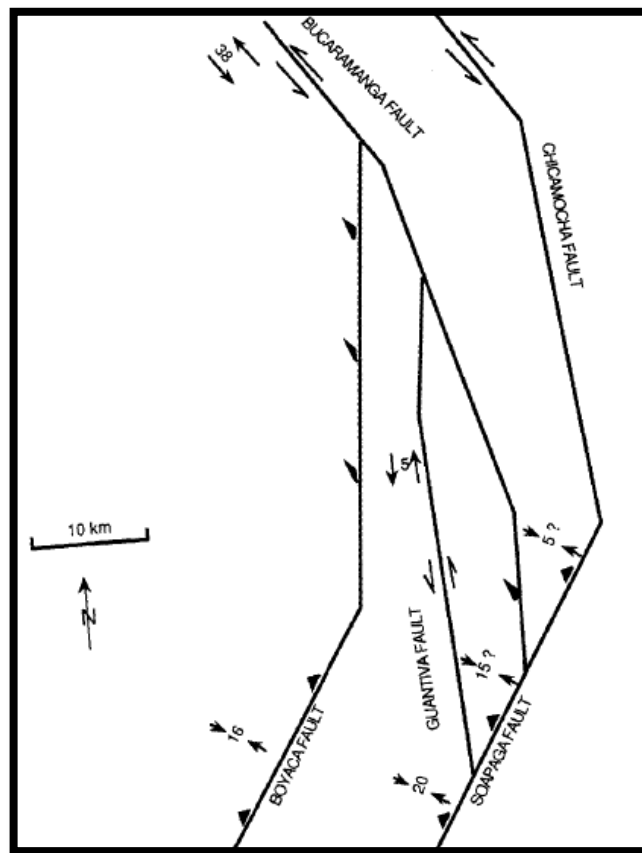
Como se observa en la **Figura 86** los planos presentan doble una vergencia y son planos de alto ángulo, lo que corresponde con estructuras de alto ángulo, que para este caso corresponden a fracturas relacionadas con la Falla de Chaguacá.

De esta manera se puede concluir que las familias de diaclasas identificadas en este estudio representan las diferentes familias de diaclasas formadas por el campo de esfuerzo que dio lugar a la formación de la Falla de Chaguacá.

9.3. Desplazamiento y edad de la Falla

El modelo generalizado propuesto por Toro, (1990) para el movimiento de las fallas de la zona asegura que el desplazamiento de la Falla de Chaguacá (Guantiva) es de 5 km (Figura 25 y 87), sin embargo este desplazamiento como se demostrará es menor.

Figura 87 Mapa esquemático de la terminación de la Falla de Bucaramanga. Las flechas indican la cantidad de desplazamiento en rumbo en Kilómetros. Adaptado de Toro, (1990)



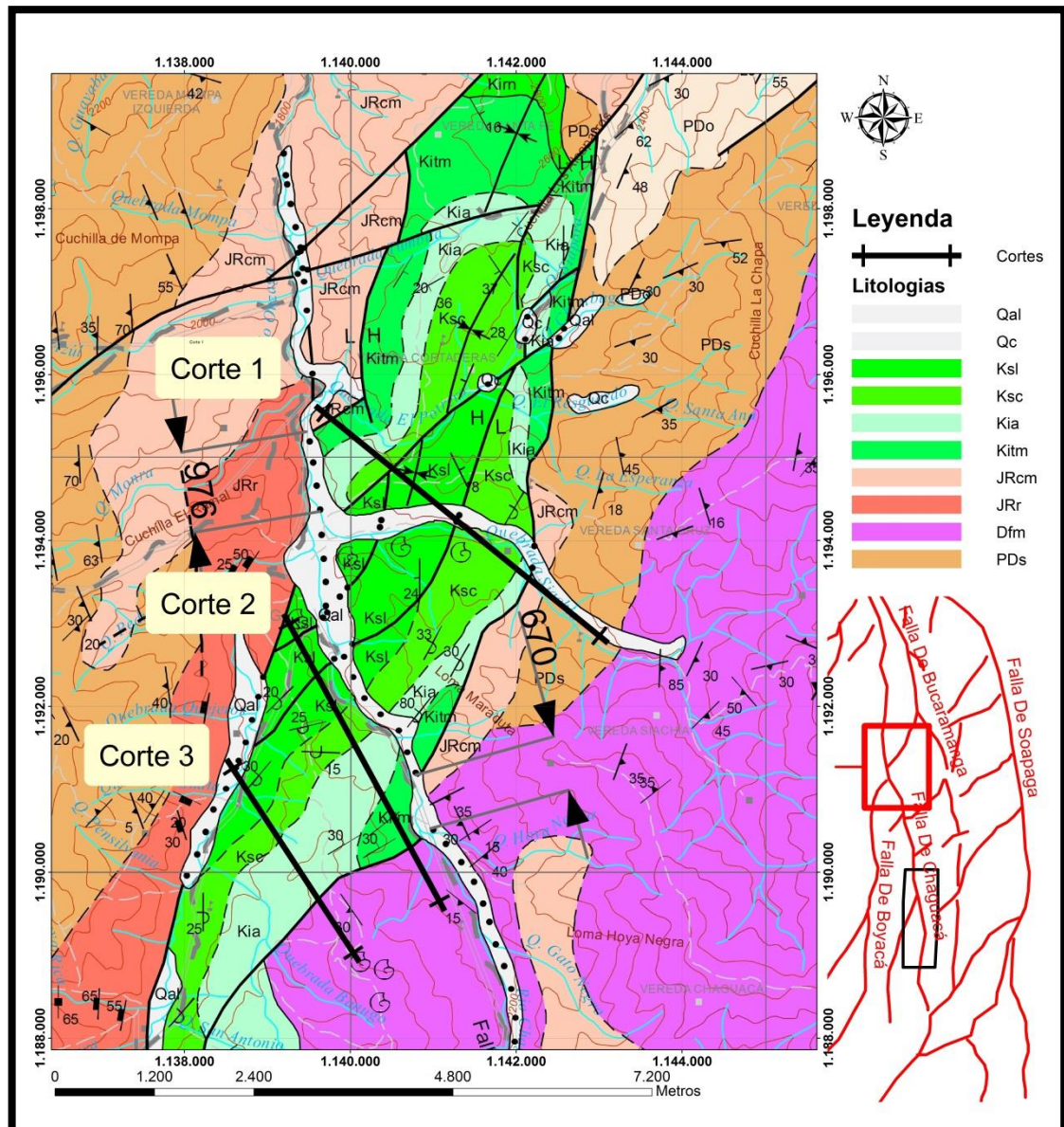
Fuente: Toro, (1990)

Si se observa con detalle el mapa geológico de la zona donde se unen las Fallas de Boyacá y Chaguacá se presenta parte de la secuencia cretácica marina típica de la Cordillera Oriental, estas unidades se encuentran como si estuviesen muy



poco desplazadas por la falla (**Figura 88**) conlleva a nuevas interpretaciones. (976 metros en el Norte y 670 metros en el Sur).

Figura 88 Mapa geológico de la zona de Onzaga. Adaptado de Vargas R. et al, (1987) Plancha 152. Se muestran los cortes realizados en este estudio a lado y lado de la Falla de Chaguacá

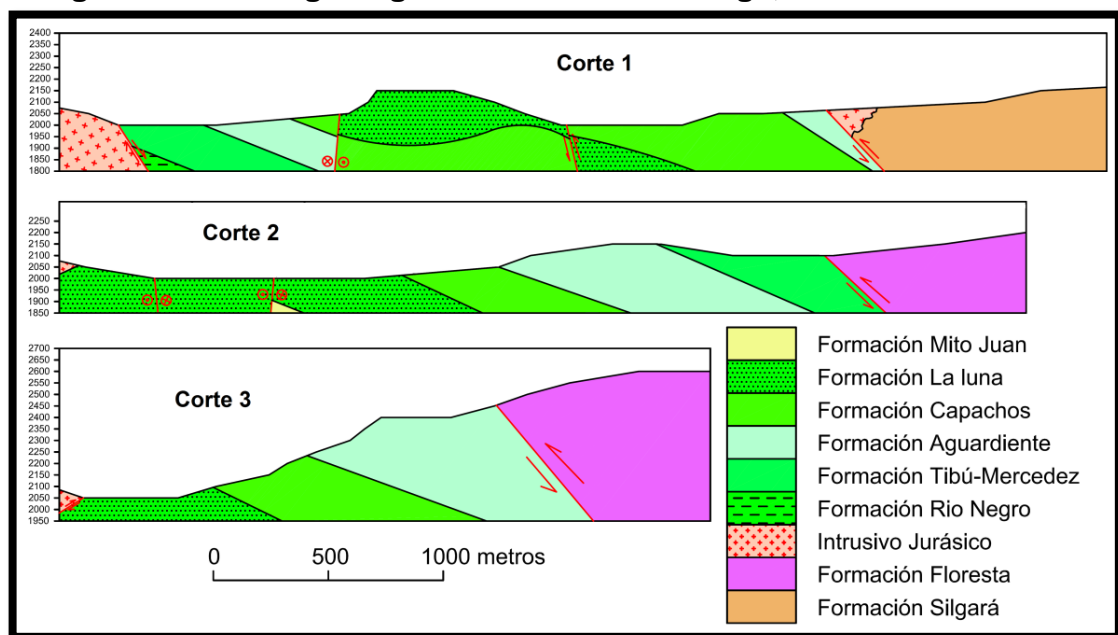


Fuente: Autor



Si bien en esta zona las unidades sedimentarias se encuentran enfrentadas con un aparente mínimo de desplazamiento lateral, es un hecho que las rocas se encuentran muy plegadas y falladas por lo que resulta difícil creer que no tengan un desplazamiento lateral mayor, y más aún si notamos que en los cortes 2 y 3 elaborados en este estudio (Ver **Figura 89**) que se encuentran al Oeste de la falla las unidades sedimentarias o mejor las fallas que se presentan en estas exhiben una vergencia en sentido N-S mientras que en el corte 1 que se hizo al Este de la falla se observa que las fallas e inclusive el sinclinal de Onzaga, presenta vergencia en sentido S-N. Estas vergencias son evidencia del carácter transpresivo de la Falla de Chaguacá e indicarían que ambos bloques han sido sometidos a campos de esfuerzo algo diferentes debido a la discontinuidad mecánica que representa la falla.

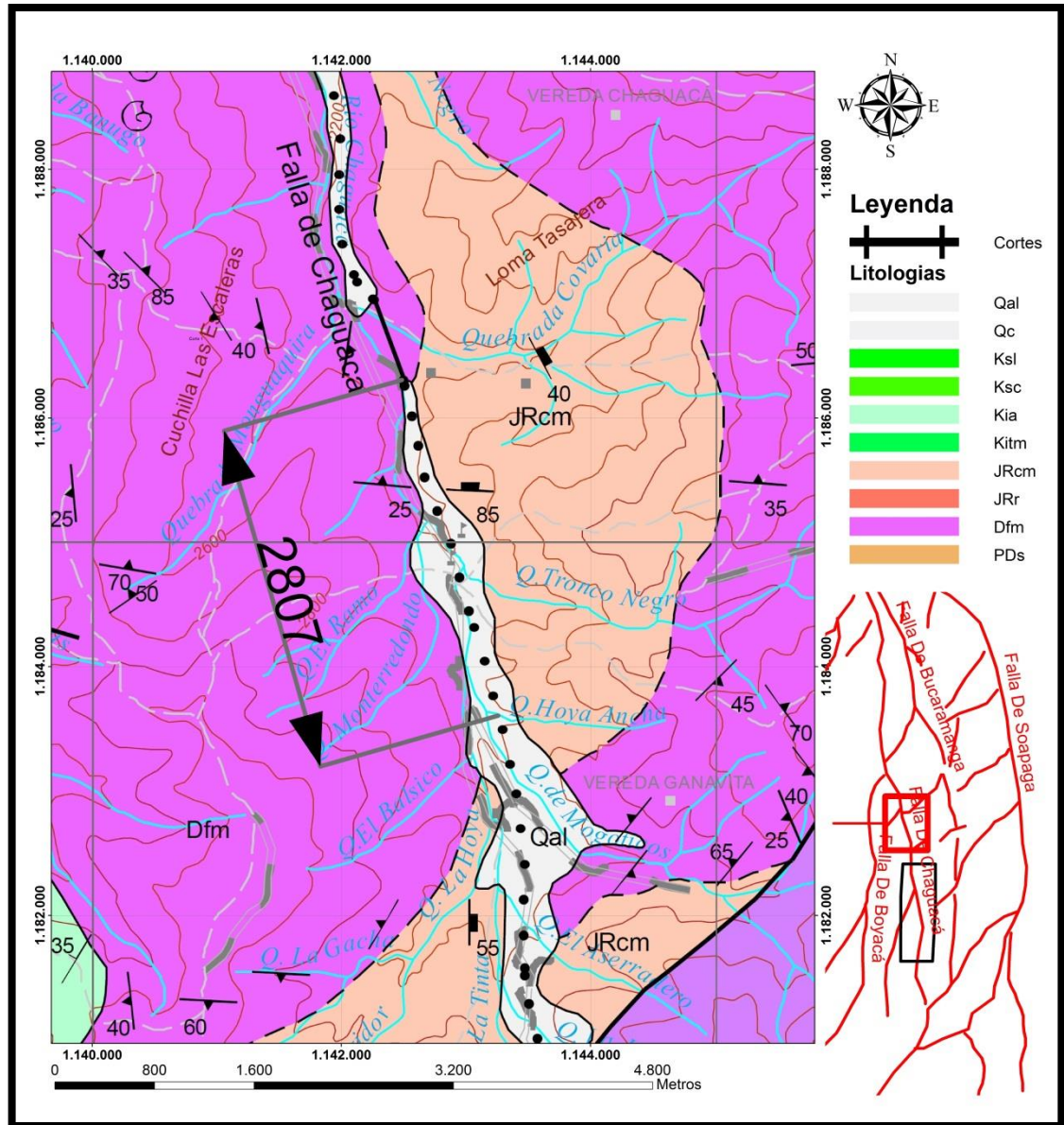
Figura 89 Cortes geológicos del área de Onzaga, Unidades en Metros.



Fuente: Autor



Figura 90 Mapa geológico al sur de la zona de Onzaga. Adaptado de Vargas R. et al, (1987) Plancha 152. Desplazamiento de la falla en metros.



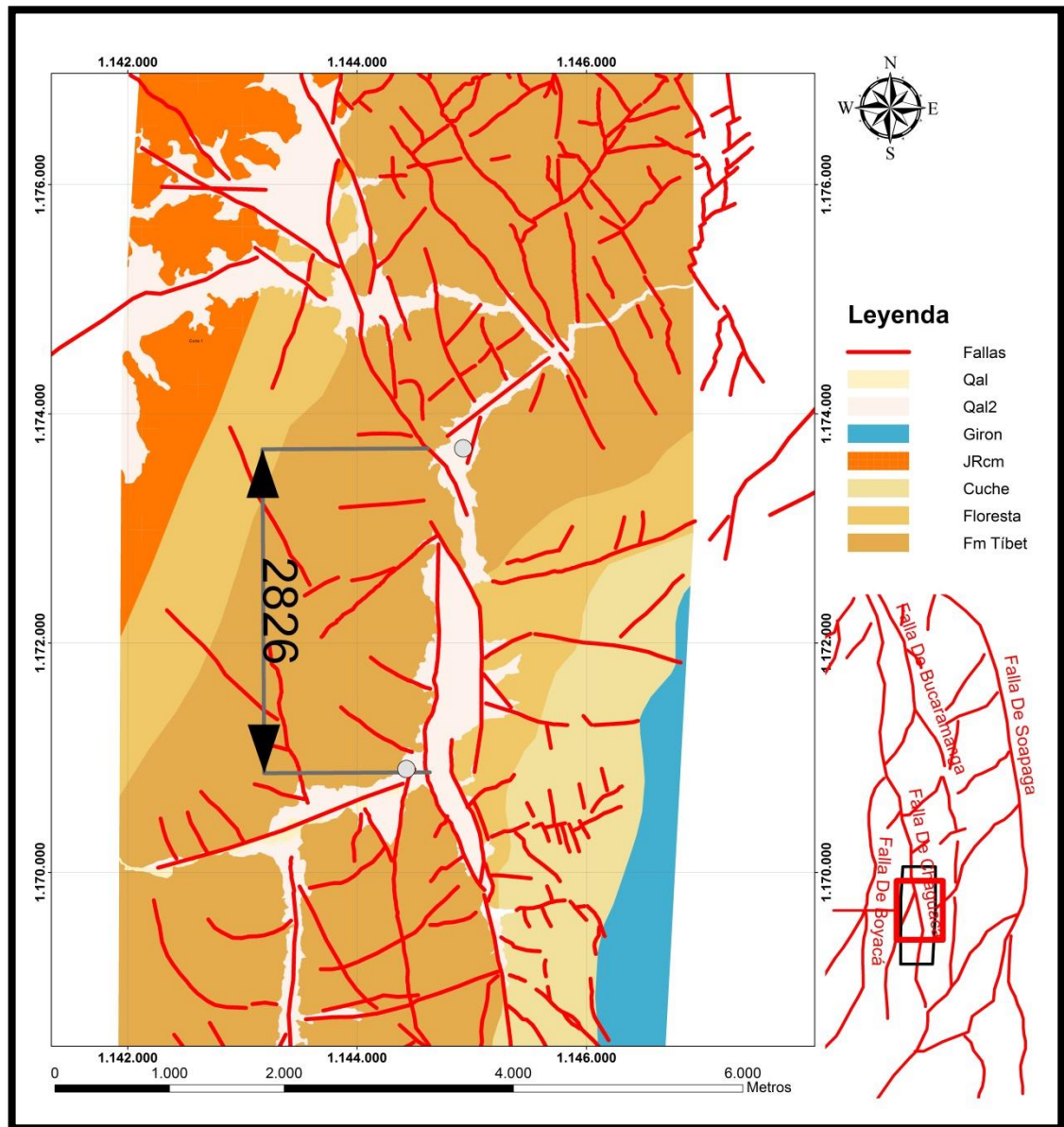
Fuente: Autor

Al sur de la zona de Onzaga se observa el desplazamiento sinistral de un cuerpo intrusivo cuarzomonzonítico, como se aprecia en la **Figura 90**. Este desplazamiento es de unos 2807 metros, mucho mayor que las unidades Cretácicas al norte, pero en este punto no se podría especificar algo acerca de la



edad del movimiento de la falla ya que se podría hablar que el desplazamiento se presentó en el pos Cretácico cuando estas unidades ya se habían formado.

Figura 91 Desplazamiento de la falla en la zona de estudio en metros. Los puntos grises indican el punto cero de desplazamiento.



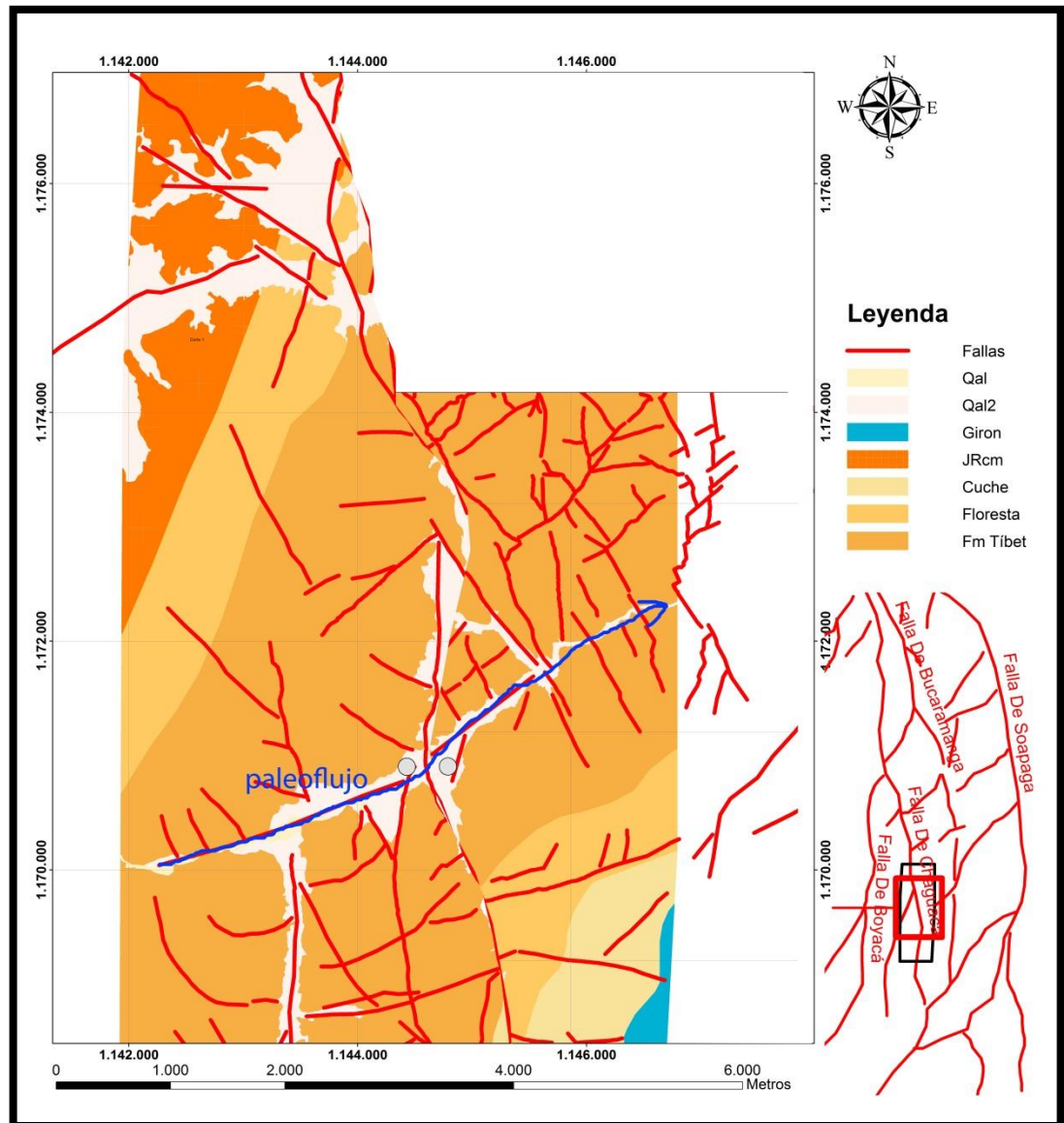
Fuente: Autor



Como se muestra en la **Figura 91** en la zona de estudio es posible medir el desplazamiento de la falla, en 2826 metros. Este desplazamiento es posible identificarlo, si tenemos en cuenta que antes de la inversión del drenaje, comprobada en apartes anteriores, se depositaron parte de las terrazas aluviales observadas en la actualidad como Qal 2. Dichas terrazas y el depósito cuaternario del valle de la falla representan el flujo que fue desplazado en sinistral por el trazo principal de la falla y fueron desplazadas antes de la inversión del cauce. La **Figura 92** es la reconstrucción de este acontecimiento. Por otra parte, esta conclusión tiene un ingrediente adicional y es que el desplazamiento de la falla sería muy reciente, Si bien no es posible datarlo con precisión, las evidencias encontradas en campo y la Cartografía sugieren que este desplazamiento se dio principalmente durante el Cuaternario ya que en la zona de estudio no se encontró evidencia de que este paleoflujo fuese más antiguo.



Figura 92 Reconstrucción del flujo antes del desplazamiento de la falla. Los puntos grises a lado y lado de la falla sirven como guía para comparar esta Figura y la Figura 91



Fuente: Autor



9.4. Componente Vertical de la falla

La componente vertical de la falla fue calculada tomando en cuenta las expresiones más similares al trazo principal, que fueron encontradas en la zona de estudio, los cuales se relacionan en la **Tabla 8**. En este caso se graficaron en Angelier y se tomó la estría que mejor se asemeja al plano principal de la falla (Ver **Figura 93**), según el Plunge de esta estría se calculó el desplazamiento vertical de la falla.

Tabla 10. Datos utilizados para calcular la componente vertical de la Falla de Chaguacá

	Azimut Bz	Buzamiento	Azimut	Plunge	Sentido	Calidad
1	53	66	330	16	sn	3
2	243	75	330	13	sn	3
3	247	71	329	23	up	3
4	260	42	328	29	up	3
5	75	76	351	22	sn	3
6	254	72	339	15	sn	3

Fuente: Autor

El dato que se tomó como representativo del plano principal de la falla fue Azimut 330° Plunge 16°

$$\textit{Desplazamiento en la Vertical} = \textit{Desplazamiento en la Horizontal} * \textit{Tan } 16^\circ$$

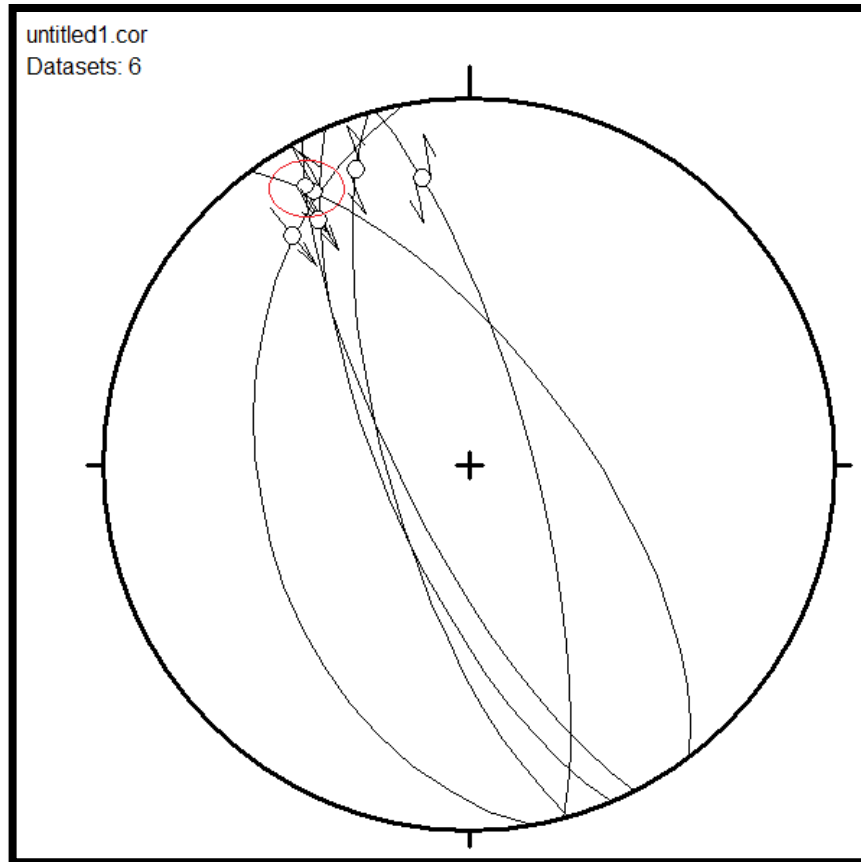
$$\textit{Desplazamiento en la Vertical} = 2826 \textit{ m} * \textit{Tan } 16^\circ$$

$$\textit{Desplazamiento en la Vertical} = 2826 \textit{ m} * \textit{Tan } 16^\circ$$

$$\underline{\textit{Desplazamiento en la Vertical} = 810 \textit{ m}}$$



Figura 93 Diagrama de Angelier para las estrías más representativas del trazo principal de la Falla de Chaguacá



Fuente: Autor

Con este sencillo método se puede calcular que el bloque Oeste de la falla de Chaguacá presenta un levantamiento de 812 metros con respecto al Bloque Este.



10. Discusión

Este estudio consigna información muy importante y confiable para la discusión acerca de los mecanismos por los que se dio la inversión tectónica que dio origen a la Cordillera Oriental, si bien no brinda una respuesta definitiva para este problema adiciona evidencias de la importancia de los movimientos de rumbo dentro de la Cordillera Oriental, que como se presentó en el capítulo de marco tectónico, son desestimados por autores como Colleta *et al*, (1990), Cooper *et al*, (1993), Roeder y Chamberlain, (1995) y Cooper *et al*, (1995). Como propone Velandia, (2005) y como se muestra en este estudio las evidencias encontradas en la Cordillera Oriental corresponden a un ambiente tectónico transpresivo y no a un ambiente tectónico puramente compresivo. Este trabajo de grado se centró en analizar las evidencias y en estimar los movimientos de rumbo. La Falla de Chaguacá hace Parte de un Dúplex transpresivo Regional propuesto por Velandia, (2005), para la terminación de la Falla de Bucaramanga. Las relaciones de campo y de la cartografía indican que la Falla de Chaguacá es la expresión más Meridional de la Falla de Bucaramanga, lo cual concluye teniendo en cuenta varias observaciones: La primera de ellas consiste en notar que La Falla de Chaguacá se encuentra directamente sobre el camino que venía trazando la Falla de Bucaramanga, La segunda es que la Falla de Chaguacá es la Falla muy similar a la Falla de Bucaramanga que se presenta en la zona; La falla de Chaguacá es Sinistral y es una estructura de alto ángulo a diferencia de la falla de Soapaga y Boyacá que son fallas de bajo ángulo con comportamiento de cabalgamientos. Existe una relación entre estas fallas que resulta muy prometedora y es el hecho que se comprobó en este estudio que la falla de Chaguacá es una estructura Múy reciente. Si bien la falla de Bucaramanga fue reactivada en el Albiano-Aptiano (Cediel *et al*, 2003) es posible que la falla de Chaguacá refleje La actividad Reciente de la Falla de Bucaramanga.



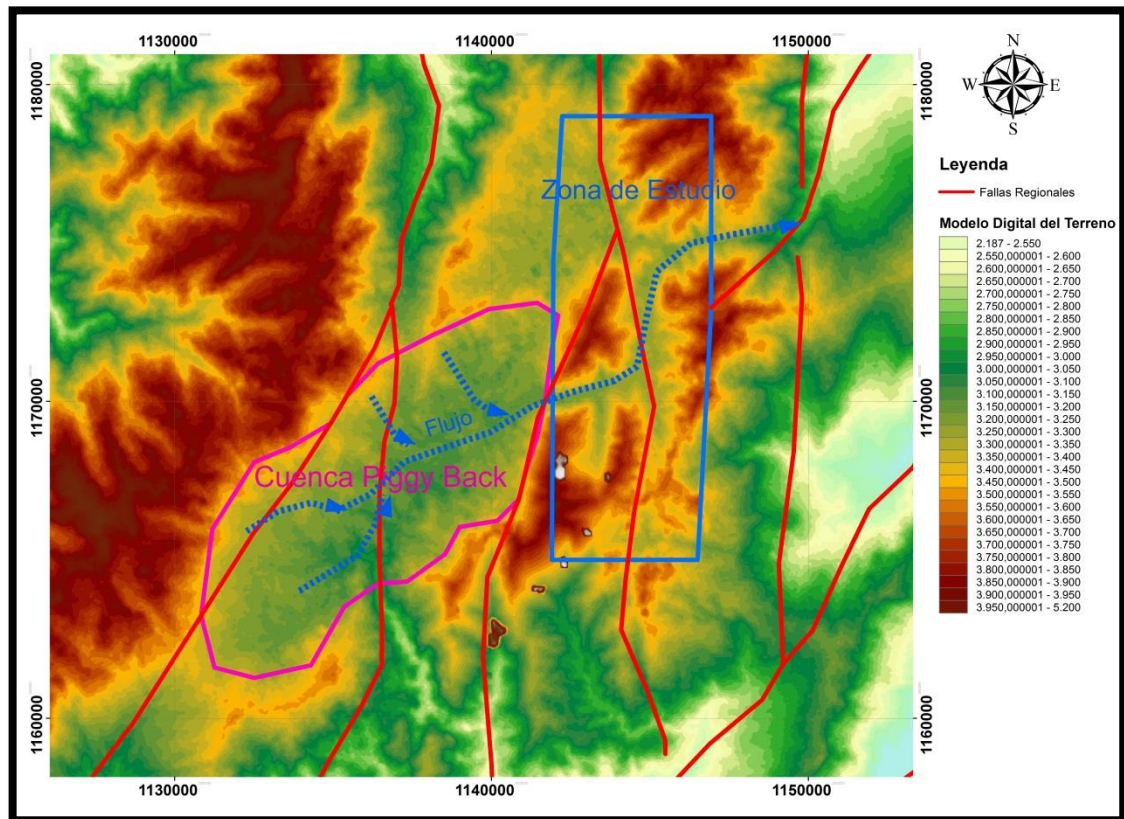
El desplazamiento en la horizontal y vertical calculado en este trabajo se han obtenido para armar y comprobar con geología de campo el Dúplex transpresivo en el que termina la Falla de Bucaramanga.

En cuanto al desarrollo local de la Falla de Chaguacá y la evolución de sus alrededores se puede interpretar que a principios del cuaternario existía un río que recibía afluentes de una “pequeña” cuenca Piggy Back (Ver **Figura 94**) que se encuentra al Oeste de la zona de estudio. Este cauce se encañonaba y fluía en dirección sureste – noreste. La actividad de la Falla de Chaguacá comenzó a desplazar en sinistral este río de forma tal que iba formando las terrazas aluviales que se observan actualmente con aporte de los cuerpos graníticos leucocráticos, siendo meteorizados que se encuentran al oeste de la zona. La actividad de la Falla de Chaguacá y las fallas que componen la estructura en flor levantaban lentamente el nivel del valle de la falla con respecto a la cuenca mencionada anteriormente. Posteriormente y cuando ya se habría formado la mayor parte del valle que vemos hoy día la Falla de Chaguacá levantó el “lomo de Ballena”, el cual comenzó a obturar el cauce y produjo un represamiento que habría formado la paleo laguna la colorada, esta paleo laguna controlaba su nivel según el levantamiento del lomo de ballena y la altura de la zona de la cuenca Piggy Back con respecto al nivel del lomo de ballena. Este periodo habría dejado en el registro esas secuencias de materiales finos observados en la terraza aluvial Qal2 típicas de ambientes lagunares. La continuación del levantamiento generado por la Falla de Chaguacá y la estructura en flor asociada, produjo que en un momento la cuenca Piggy Back se encontrara en un nivel más bajo que el del valle de la Falla de Chaguacá. Debido a esto el flujo se invirtió como lo vemos hoy en día. Esta inversión habría dado lugar a un evento catastrófico que drenaría la Paleolaguna la Colorada y marcaría el camino por el que ha seguido fluyendo el río Güina (en nuestra zona la quebrada los colorados) hasta nuestros tiempos. De esta forma en



la actualidad el río Güina fluye hacia el SW se une con el río Pargua y finalmente desemboca en el Río Soapaga.

Figura 94 Paleocuenca Piggy Back al Oeste de la Zona de estudio. Se muestra en flechas punteadas en azul la dirección del paleoflujo.



Fuente: Autor



11. Conclusiones

La Cartografía de la Falla de Chaguacá muestra esta estructura como una típica falla transpresiva con desarrollo de importantes trazos sintéticos y antitéticos R, P, R' y P' los cuales presentan variaciones debido a las curvas y saltos de la falla principal pero en términos generales se ajustan muy bien a los modelos de laboratorio.

La Falla de Chaguacá presenta actividad reciente y un desplazamiento en la horizontal de 2826 m y en la Vertical de 810 m que se han dado en el Cuaternario.

Las Fallas que se han referenciado en el Macizo de Floresta se ajustan a una estructura en Flor positiva que se ha formado por los esfuerzos transpresivos que se han comprobado para la Cordillera Oriental.

La Falla de Chaguacá es la expresión más meridional de la Falla de Bucaramanga y refleja la actividad reciente de ésta.

La actividad reciente de la Falla de Chaguacá produjo la Inversión del paleorío Güina. Esta inversión se dio en el cuaternario.

El plano principal de La Falla de Chaguacá es una estructura subvertical que buza levemente hacia el Oeste.

El análisis de diaclasas llevado a cabo en este estudio, comprueba la existencia de las familias de fallas Riedel Y, R, R', P y P' que se indican en la interpretación fotogeológica y en la cartografía



12. Recomendaciones

El estudio de la cuenca Piggy Back que se encuentra al Oeste de la zona de estudio podría dilucidar la forma como se hubiese producido la inversión del cauce y brindar detalles acerca de la edad y tamaño del río Güina antes de la inversión además de precisar la edad del mencionado evento mediante la datación de unas delgadas capas de lodos que por su color negro parecen ser ricas en materia orgánica.

Realizar una campaña de cartografía detallada de la secuencia cretácica aflorante en la zona de Onzaga dilucidaría el problema tectónico que se presenta en este sector, ya que no es clara la razón por la que parecen estar enfrentadas las rocas de esta secuencia a lado y lado de la falla una vez que se establece en este estudio que el desplazamiento de la Falla de Chaguacá debería haberlas separado de manera importante.



BIBLIOGRAFÍA

Acosta J. 2002. Structure, Tectonics and 3D models of the Western foothills of the Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. *Publicación Geológica Especial Ingeominas*, 25.

Allen P. y Allen J. 2005 *Basin Analysis Principles and Applications Second Edition* Blackwell Publishing

Belousov V. V. 1979, *Geología Estructural, Segunda Edición, Traducido al Español por la Editorial MIR, Moscú*

Botero, 1950. Reconocimiento Geológico del Área comprendida entre los municipios de Belén, Cerinza, Floresta, Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Departamento de Boyacá. *Ingeominas, Informe 534; CEGOC, 8:244-311*

Cadena V. C. E., Otero G. J., Torres P. A., Van der Hammen T, 2007. *Atlas de Páramos de Colombia*. ISBN 958-8151-91-5 p. 72-75

Cediel, F., and Cáceres C., 2000, *Geological Map of Colombia, Third Edition: Geotec Ltd., Bogotá, Formato Digital con leyenda y cuadro Tectonoestratigráfico*

Cediel, F., R. P. Shaw, and C. Cáceres, 2003, Tectonic assembly of the Northern Andean Block, in C. Bartolini, R. T. Buffler, and J. Blickwede, eds., *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir 79*, p. 815– 848.

Cohelho S., Passchier C., Marques F. 2006 Riedel-shear control on the development of pennant veins: Field example and analogue modeling. *Journal of Structural Geology* 28.

Colletta, B., F. Hebrard, J. Letouzey, P. Werner, and J-L. Rudkiewicz, 1990, Tectonic style and crustal structure of the Eastern Cordillera (Colombia) from a



balanced cross-section, in J. Letouzey, ed., *Petroleum and tectonics in mobile belts*: Paris, Editions Technip, p. 81–100.

Cooper M. A., Addison F., Alvarez R., Coral M., Graham R. H., Hayward A., Howe S., Martinez J., Naar J., Peñas R., Pulham A. y Taborda A. 1995. *Development and Tectonic History of the llanos Basin, Eastern Cordillera, and Middle Magdalena Valley, Colombia*. American Association of Petroleum Geologists. Junio 6.

Coral, C. E., and L. Sarmiento, 1986, *Resultados preliminares del estudio de parámetros focales en la región de Santander, Colombia*: Revista Centro Interamericano de Fotointerpretación, v. 11, no. 1–3, p. 435–455.

Dengo C. A. y Covey M. C., 1993. *Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for Trap Styles and Regional Tectonics*, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin V 77 N°8 p 1315-1337.

Diederix H., Audemard F., Osorio J. A., Montes N., Velandia F. y Romero J., 2006. *Modelado Morfotectónico de la Falla Transcurrente de Ibagué, Colombia*. Revista de la Asociación Geológica Argentina 61(4): 492-503

Folk R., 1974 *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company Austin, Texas

Marrett R. y Peacock D. 1998, *Strain and Stress*, Journal of Structural Geology www.elsevier.nl/locate/jstrugeo

Martínez C. J. R., 2003. *Geología Estructural y dinámica Global*, Departamento de Geología, Universidad de Salamanca Tema 5 p. 139-163

Mojica J. y Villarroel A. 1984. *Contribución al conocimiento de las unidades paleozoicas del área de floresta (Cordillera Oriental colombiana; departamento de Boyacá) y en especial de la Formación Cucho*. Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias.



Rosenau, M. R. 2004. Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38° - 42°S) Department of Earth Sciences Universidad de Berlin, Tesis Doctoral, Capitulo 6, Fault Kinematics.

Roeder D, and R. L. Chamberlain 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic–Neogene crustal evolution. AAPG Memoir 62, p. 633–645.

Sperner, B., 1996. Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures. In: Frisch, W. (Ed.), Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten Reihe A, 27, Tübingen.

Swanson M. T. 2006. Late Paleozoic strike-slip faults and related vein arrays of Cape Elizabeth, Maine. Department of Geosciences, University of Southern Maine, Gorham, ME 04038, USA

Toro J., 1990, The termination of the Bucaramanga Faulting the Cordillera Oriental, Colombia: Master's Thesis, University of Arizona, Department of Geosciences, Tucson, 60 p.

Toro-Ramírez, A., Osorio, J. 2005. Determinación de los tensores de esfuerzos actuales para el segmento norte de los Andes calculadas a partir de mecanismos focales de sismos mayores. Ingeominas. Bogotá.

Vargas R. H., Arias A., Jaramillo L. Téllez N., 1987. Geología de la Plancha 152 Soatá INGEOMINAS, Versión digital 2009. Escala 1:100.000

Velandia, F. 2005 Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de Imágenes LANDSAT TM Boletín de Geología Vol. 27, No. 44

Ward D., Goldsmith R., Cruz J., Restrepo H., 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona U.S. Geological Survey, Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras



Woodcock N., Fischer M., 1986. Strike-slip duplexes. Journal of Structural Geology, Vol. 8, No. 7 p 725 - 735

Referencias en la Web

Alcaldía de Sátivanorte Información General. Consultada el 22 de abril de 2013, Última actualización 21 Noviembre de 2012 <http://sativanorte-boyaca.gov.co/nuestromunicipio.shtml?apc=mlxx-1-&m=f>

ArcGISResource Center Conceptos de Herramientas Hidrología. Consultada en Abril 6 de 2013, <http://help.arcgis.com/es/arcgisdesktop/10.0/help/index.html#/na/009z0000005m000000/>

Fundación venezolana de investigaciones Sismológicas (Funvisis), consultada en Diciembre 3 de 2012 <http://www.funvisis.gob.ve/neotectonica.php>

Burg J. P., 2011 Strike- Slip and Oblique Slip Tectonics consultado en Abril 26 de 2013 <http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/JPB/files/English/5wrench.pdf>

National Aeronautics and Space Administration (NASA), NASA's Earth Observing System Data and Information System (EOSDIS) consultada en 6 de diciembre de 2012. <https://urs.eosdis.nasa.gov/>