

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO SUR DE LA FALLA DE
BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE ONZAGA, SANTANDER**

MILTON ANDRÉS GALVIS GÓMEZ

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA**

2016

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO SUR DE LA FALLA DE
BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE ONZAGA, SANTANDER**

MILTON ANDRÉS GALVIS GÓMEZ

**Trabajo de grado para optar el título de
Geólogo**

Director:

**FRANCISCO ALBERTO VELANDIA PATIÑO
Geólogo MSc.**



**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER
FACULTAD DE INGENIERÍAS FÍSICOQUÍMICAS
ESCUELA DE GEOLOGÍA
BUCARAMANGA
2016**

DEDICATORIA

A la perfecta Naturaleza, que cada día nos maravilla con algo más y aún nos falta mucho por aprender. Teniendo el atrevimiento de dar a entender una muy pequeña parte de este complejo sistema mediante el postulado:

“Entia non sunt multiplicanda praeter necessitatem”.

A mi familia por su apoyo en cada una de las diferentes etapas de mi vida, especialmente a mi hermana y mis padres.

A Joaquín, deseando que le espere un mundo mejor en el futuro.

En memoria del mayor de los Galvis, descansa en paz nono.

“Mente et malleo”

AGRADECIMIENTOS

El autor agradece al Grupo de Investigación en Geología Básica y Aplicada (GIGBA) que hizo posible la elaboración de este proyecto a través del financiamiento tanto de la compra las fotografías aéreas y mapas necesarios para su realización como de las campañas de campo.

Al profesor Francisco Velandia, principalmente por su paciencia y no dejar de creer en el proyecto a pesar del tiempo que tomó su realización. Espero que cumpla sus expectativas.

A todos aquellos que de diferentes maneras aportaron ideas y me fueron enseñando pequeñas cosas en este camino de aprendizaje constante.

Finalmente, a todas esas personas encontradas en los lugares recorridos por su colaboración desinteresada.

TABLA DE CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	20
1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	22
2 JUSTIFICACIÓN	23
3 OBJETIVOS	24
3.1 OBJETIVO GENERAL	24
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	24
4 LOCALIZACIÓN	25
5 METODOLOGÍA.....	26
5.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA	26
5.2 INTERPRETACIÓN FOTOGEOLOGICA	27
5.3 TRABAJO DE CAMPO	28
5.4 INTERPRETACIÓN, ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS	31
5.5 PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS	32
6 MARCO CONCEPTUAL	34
6.1 GEOMORFOLOGÍA.....	34
6.1.1 Geomorfología tectónica	34
6.1.2 Geomorfología kárstica	37
6.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL.....	40
6.2.1 Análisis estructural detallado	40
6.2.2 Deformación y esfuerzo.	41
6.2.3 Fallas geológicas	43
6.2.4 Fallas de rumbo	44
6.2.5 Pliegues geológicos	51
7 MARCO TECTÓNICO	56
7.1 FALLA DE BUCARAMANGA.....	58
8 ESTRATIGRAFÍA	65
8.1 ROCAS METAMÓRFICAS	66
8.1.1 Neis de Bucaramanga (pCb).....	66
8.1.2 Ortoneis de Berlín (pDo)	67
8.1.3 Esquistos de Silgará (pDs).....	69
8.1.4 Formación Floresta	71

8.2 ROCAS ÍGNEAS.....	73
8.2.1 Batolito de Mogotes (JTRcm).....	73
8.2.2 Riolita de Onzaga (JTRr)	74
8.3 ROCAS SEDIMENTARIAS.....	76
8.3.1 Formación Rionegro (Kirn).....	79
8.3.2 Formación Tibú-Mercedes (Kitm).....	81
8.3.3 Formación Aguardiente (Kia)	83
8.3.4 Formación Capacho (Ksc)	85
8.3.5 Formación La Luna (Ksl).....	85
8.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS.....	88
8.4.1 Aluvión	88
8.4.2 Coluvión, Talud y Derrumbes.....	88
8.4.3 Terrazas y Conos de deyección.....	89
9 GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA.....	90
9.1 ESPELEOTEMAS.....	91
9.2 EXOKÁRST	92
9.2.1 Dolinas.....	93
10 MORFOTECTÓNICA.....	102
10.1 SECTOR CHICACUTA	105
10.2 SECTOR RICAURTE.....	107
10.3 SECTOR CERRO NEGRO	110
10.4 SECTOR LAS TAPIAS.....	111
10.5 SECTOR ONZAGA.....	114
11 ANÁLISIS ESTRUCTURAL	118
11.1 CONTROL CARTOGRÁFICO.....	118
11.2 ESTRUCTURAS PRINCIPALES	122
11.2.1 Falla de Bucaramanga.....	123
11.2.2 Lineamientos SW-NE.....	125
11.2.3 Falla de los Micos	130
11.2.4 Falla de Onzaga.....	131
11.2.5 Falla de Boyacá	135
11.2.6 Sinclinal de Onzaga al occidente de la Falla de Chaguacá	138
11.2.7 Falla de la Orquita.....	144
11.2.8 Falla de las Escaleras	145
11.2.9 Falla de Chaguacá.....	145
11.2.10 Falla Maracuta	147
11.2.11 Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá.....	149
11.2.12 Sinclinal de Onzaga al sur de la Falla de la Quebrada El Potrero	149
11.2.13 Falla de la Quebrada el Potrero	154

11.2.14 Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada el Potrero.....	156
11.2.15 Falla de la Quebrada Tumbita.....	160
11.2.16 Falla de Cortaderas o Santa Fe	162
11.2.17 Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada Tumbita	162
11.3 SINCLINAL DE ONZAGA	163
12 DISCUSIÓN.....	166
12.1 ESTRATIGRAFÍA	166
12.2 FALLA DE BUCARAMANGA	169
12.2.1 Evolución del río Chicamocha.....	178
12.2.2 Lineamientos SW-NE.....	182
12.3 SINCLINAL DE ONZAGA	183
13 CONCLUSIONES	186
14 RECOMENDACIONES.....	188
BIBLIOGRAFÍA.....	189
ANEXOS.....	202

LISTA DE FIGURAS

Pág.

FIGURA 1 Localización del área de estudio. a) Mapa geológico de Colombia. b) Mapa geológico de Santander. c) Planchas geológicas 136-Málaga y 152-Soatá. d) Área de estudio completa e) Área de estudio detallada.	25
FIGURA 2 Metodología seguida para la realización del presente trabajo.	26
FIGURA 3 Diferentes combinaciones de bandas experimentadas para la zona de estudio. a) RGB-573 b) RGB-457* c) RGB-472 d) RGB-452. *En el presente trabajo se utilizó principalmente la RGB-457.....	28
FIGURA 4 Recorridos realizados dentro y alrededor del área de estudio (negro) y la ubicación de las estaciones (estrellas azules).	30
FIGURA 5 Bloque diagrama del conjunto de principales geofformas asociadas a las fallas de rumbo.....	36
FIGURA 6 Principales tipos de dolinas. A. Dolina de disolución. B. Dolina aluvial. C. Dolina de subsidencia. D. Dolina de colapso.	39
FIGURA 7 Nueve componentes de un estado de esfuerzo. Tres componentes perpendiculares (normales, σ_n) y seis componentes paralelos (cizalla, τ_n)..	42
FIGURA 8 Cuatro transformaciones básicas. a) Translación. b) Rotación. c) Dilatación. d) Distorsión.....	43
FIGURA 9 Bloques diagramas que muestran los tipos de falla según la clasificación por desplazamiento. a) Fallas de desplazamiento en el rumbo. b) Fallas de desplazamiento en el buzamiento. c) Fallas oblicuas. d) Fallas rotacionales.....	44
FIGURA 10 Modelo análogo del desarrollo de una falla de rumbo. a) Antes de la deformación. La arcilla (clay) representa la corteza débil; los bloques de madera (wood) representan la corteza inferior más rígida; el límite vertical representa la falla de rumbo. b) Durante la deformación. Desarrollo de cizalle Riedel en la arcilla. c) Vista en planta de las estructuras formadas.....	46
FIGURA 11 Fracturas desarrolladas en una falla de rumbo dextral. Fracturas R, R' y P.	47
FIGURA 12 Modelo de evolución de una falla de rumbo vista en planta.....	48
FIGURA 13 Relación de transpresión y transtensión con movimientos de contracción, rumbo y extensión..	49
FIGURA 14 a) Curva de relajamiento (releasing bend) b) Curva de restricción (restraining bend)..	50
FIGURA 15 A) Duplex extensional (Estructura en flor negativa) B) Duplex contraccional (Estructura en flor positiva).	51
FIGURA 16 Principales partes de un pliegue.....	52
FIGURA 17 Clasificación de pliegues según la edad relativa de los planos y su curvatura. a) Anticlinal. b) Sinclinal. c) Sinclinal antiforme. d) Anticlinal sinforme.	52
FIGURA 18 Vergencia de los pliegues parásitos en un anticlinal.....	54
FIGURA 19 a) ¿Qué tipo de pliege es: antiforme o sinforme? b) No es un antiforme, ya que la asimetría de los pliegues parásitos contradice el movimiento de los estratos. c) El patrón de los pliegues parásitos corresponde a un sinforme.....	55
FIGURA 20 Bloque Norandino y su interacción con las Placas de Nazca, Caribe y Suramericana	56
FIGURA 21 Esquema estructural del Departamento de Santander.....	57
FIGURA 22 Rango de desplazamiento sinistral del SFBS en kilómetros según diversos autores.....	59
FIGURA 23 Rango de edades propuestas para el SFBS según la opinión de diversos autores.	60
FIGURA 24 Desarrollo del SFBS como una estructura de escape debido al incremento en la compresión y acreción de un arco de islas al occidente de Colombia.....	61
FIGURA 25 Diferencias en la segmentación del SFBS.....	62

FIGURA 26 Esquema que muestra el desplazamiento del ápice del Abanico de Bucaramanga a lo largo de la Falla de Bucaramanga aproximadamente 2.5 km.....	63
FIGURA 27 Interpretación de la estructura dúplex en la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.	64
FIGURA 28 a) Contacto del Neis de Bucaramanga con la Cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes en la parte superior de la Mesa de Fraile cerca a Ricaurte (Tomada desde la estación MG-12) b) Detalle del Neis de Bucaramanga (Estación MG-12).	67
FIGURA 29 a) Afloramiento del Ortoneis de Berlín cortado por venas de cuarzo en la vía que comunica a Onzaga con El Boquerón (Estación MG-41) b) Detalle del Ortoneis de Berlín fuertemente meteorizado (Estación MG-41).	68
FIGURA 30 Vista panorámica de los Esquistos de Silgará en contacto con la Riolita de Onzaga en el Páramo de Guata (Tomada desde la estación MG-24) (b) Nivel de cuarcitas dentro de los Esquistos de Silgará en la vía Onzaga – El Boquerón (Estación MG-42) c) Estratos fuertemente inclinados de los Esquistos de Silgará en la Cuchilla de Mompá (Estación MG-15).....	70
FIGURA 31 Afloramiento de la Formación Floresta metamorfozada en cercanías a la escuela de Chaguacá (Estación MG-51) b) Microplegamiento dentro de las rocas de la Formación Floresta en la Vereda Siachía (Estación MG-31) c) Filita morada con pirita (Estación MG-31).	72
FIGURA 32 Desarrollo de un patrón dendrítico de drenaje en el Batolito de Mogotes cerca de Cerro Negro (Estación MG-13) b) Afloramiento de la Cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes afectado por una vena de cuarzo cerca de Canoas (Estación MG-8) c) Diferenciación composicional de las rocas ígneas del Batolito de Mogotes con enclaves máficos (Estación MG-9).	74
FIGURA 33 Cerro El Mojón al occidente de Onzaga formado por rocas de la Riolita de Onzaga (Tomada desde la estación MG-48) b) Afloramiento de la Riolita de Onzaga por la vía que comunica hacia el Cerro El Mojón (Estación MG-29) c) Muestra de la Riolita de Onzaga (Estación MG-29).....	75
FIGURA 34 Correlación y nomenclatura de las rocas del Cretácico y Cenozoico de las Cuencas del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca Catatumbo-Maracaibo	77
FIGURA 35 Relación estratigráfica entre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (occidente) y la Cuenca de Catatumbo-Maracaibo.	78
FIGURA 36 Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Catatumbo.....	79
FIGURA 37 Contraste morfológico de la Formación Rionegro con los Esquistos de Silgará (contacto inferior discordante) y con la Formación Tibú-Mercedes (contacto superior concordante) en el Alto de las Curces (Tomada desde la estación MG-24) b) Lodolitas moradas pertenecientes a la Formación Rionegro en la Vereda Cortaderas (Estación MG-57) c) Detalle de las lodolitas moradas (Estación MG-57).	80
FIGURA 38 Expresión morfológica de la Formación Tibú-Mercedes caracterizada por pendientes suaves y la presencia de geoformas exokársticas (Estación MG-59) b) Afloramiento de las calizas pertenecientes a la Formación Tibú-Mercedes (Estación MG-58) c) Detalle de las calizas donde se alcanzan a observar fósiles de bivalvos (Estación MG-58).....	82
FIGURA 39 a) Escarpes formados por las areniscas de la Formación Aguardiente en la Vereda Cortaderas y el contraste geomorfológico con las lodolitas de la Formación Capacho (Tomada desde la estación MG-48) b) Niveles gruesos de areniscas sobre lodolitas moradas de la Formación Aguardiente en la Vereda Cortaderas (Estación MG-61) c) Areniscas fracturadas con desarrollo de bandas de Liesegang en la Formación Aguardiente en la Cuchilla los Alcaparros (Estación MG-60) d) Lodolitas negras de la Formación Capacho en la Vereda Tinavita con concreciones calcáreas (Estación MG-21) e) Detalle de una concreción de aproximadamente 50 cm de diámetro.	84
FIGURA 40 Formación La Luna repetida por una falla geológica y el contacto infrayacente con la Formación Capacho marcada por un cambio geomorfológico (Tomada desde la estación MG-15) b) Chert blanco con intercalaciones de chert oscuro perteneciente a la Formación La Luna en la Loma las Escaleras (Estación MG-27) c) Chert fuertemente fracturado dentro de la Formación La Luna (Estación MG-18) d) Lodolitas moradas con intercalaciones de areniscas de grano fino en la parte superior de la Formación La Luna (Estación MG-23) e) Pliegue parásito dentro del chert de la Formación La Luna (Estación MG-47).	86

FIGURA 41 Diferentes terrazas dejadas por el río Chicamocha las cuales alcanzan un espesor de varios metros (Estación MG-1).....	88
FIGURA 42 Corte geológico de la parte alta de la loma de las Cruces. Se observa el flanco oriental del Sinclinal de Onzaga del cual hacen parte las formaciones Rionegro (Kir) y Tibú – Mercedes (Kitm)	90
FIGURA 43 Evidencias de precipitación del carbonato de calcio en la estación MG-58. A) Superficie de recristalización del CaCO ₃ en un afloramiento de las rocas de la Fm. Tibú-Mercedes. B) Estalactitas. C) Cristales de calcita recristalizada. D) Calcita y aragonito precipitado.	91
FIGURA 44 A) Macizo kárstico disuelto el cual deja como evidencia bloques conocidos como clints y pináculos. B) Diagrama explicativo del origen de dichos bloques. Tomado de Bögli (1980). C) Clint pulido en forma de canal por la acción del agua (karren).(Estación MG-59).....	92
FIGURA 45 A) Terreno característico en el cual se han desarrollado las dolinas. B y C) Partes de las dolinas: 1. Área central plana; 2. Anillo de pendientes empinadas. 3. Cinturón exterior de pendientes suaves. D) Dolina inundada. E) Dolina compleja (Estación MG-59).....	94
FIGURA 46 A) Histograma de las áreas de las dolinas (n=108). B) Área mínima, media y máxima de las dolinas. C) Clases y frecuencias del histograma.....	95
FIGURA 47 A) Histograma de los diámetros calculados a partir de las áreas de las dolinas. B) Diámetro mínimo, medio y máximo de las dolinas. C) Clases y frecuencias del histograma.....	96
FIGURA 48 A) Ubicación de las dolinas en el mapa geológico. B) Mapa de densidad (número de dolinas por unidad de área).....	97
FIGURA 49 A) Mapa de pendientes. El área de interés de la Formación Tibú-Mercedes se encuentra resaltada. B) Categorías y rangos utilizados para elaborar el mapa. C) Porcentaje de área total de cada rango.....	98
FIGURA 50 A) Ubicación de las dolinas en cada uno de los rangos de pendientes establecidos. B) El 94.4% de las dolinas se encuentra en terrenos con pendientes ligeramente inclinada y ondulada.....	98
FIGURA 51 Los colores indican la orientación de la pendiente. La línea negra punteada marca la divisoria de aguas y las flechas rojas la tendencia general de la pendiente en cada sector.....	99
FIGURA 52 Principales direcciones en las cuales se encuentran alineadas las dolinas: Azul (N60W), verde (N25W), amarillo (N40E). Imagen tomada de Google Earth; Fecha de adquisición: Abril del 2009.....	100
FIGURA 53 Los círculos rojos indican la ubicación esquemática de las dolinas dentro del Sinclinal de Onzaga en la Loma de las Cruces.	101
FIGURA 54 Ejemplo de la interpretación de las fotografías 30 (Sector Chicacuta) y 16 (Sector Ricaurte) del vuelo C-2678 del IGAC.	102
FIGURA 55 Fotografías aéreas interpretadas georreferenciadas en un Modelo Digital de Elevación (DEM).	103
FIGURA 56 División del área de estudio en cinco sectores: 1. Chicacuta. 2. Ricaurte. 3. Cerro Negro. 4. Las Tapias. 5. Onzaga.	104
FIGURA 57 Sector de Chicacuta A) Imagen LANDSAT con los principales accidentes geográficos. Los polígonos rojos indican la ubicación de las geoformas de la FIGURA 58. B) Interpretación de la geomorfología y geología estructural del sector de Chicacuta.	105
FIGURA 58 Principales geoformas del sector de Chicacuta. A) Facetas triangulares y trazo de una falla normal en el borde de la Cuenca de Chicacuta. B) Gancho de falla en Chicacuta. C) Lomos de presión, ganchos de falla y silletas de falla al norte del sector de Chicacuta cerca del corregimiento de San Miguel.....	106
FIGURA 59 A) Imagen LANDSAT del sector de Ricaurte. Los polígonos rojos indican la ubicación de las FIGURA 60 y FIGURA 61 B) Interpretación de las geomorfología e identificación de los trazos R, R' y P asociados a la Falla de Bucaramanga.	107
FIGURA 60 A y B) Fotografías del Lomo de Hondura desde dos perspectivas diferentes (Estaciones MG-8 y MG-12 respectivamente) C) Ubicación del Lomo de Hondura, la orientación de este lomo es N30W.	108

FIGURA 61 A) Fotografías de los lomos de presión ubicados en las cercanías de Ricaurte junto al Río Chicamocha (Tomada desde la estación MG-13) B) Ubicación de los lomos de presión de la Mesa de Fraile, del Tendido y del Morro. La orientación de estos lomos es N25W.....	109
FIGURA 62 A) Imagen LANDSAT del sector Cerro Negro. Los polígonos rojos indican la ubicación de la FIGURA 63 B) Patrón de drenaje dendrítico del Sector Cerro Negro generado a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM).....	110
FIGURA 63 A y B) Desarrollo de un patrón de drenaje dendrítico en la parte sur de Cerro Negro sobre rocas ígneas del Batolito de Mogotes (Tomadas desde las estaciones MG-11 y MG-13). C) Ubicación de las imágenes A y B en la base de Cerro Negro.	111
FIGURA 64 Imagen LANDSAT del sector Las Tapias. Los polígonos rojos indican la posición de la FIGURA 65 B) Principales lineamientos y morfoestructuras de este sector. C) Valle del río Onzagá en el sector Las Tapias.....	112
FIGURA 65 A y B) Ganchos de falla que provocan pequeños cambios en la dirección del río Onzagá al norte del sector las Tapias. C y D) Ganchos de falla y cuenca alrededor del río Onzaga. E y F) Lomo de presión orientado norte-sur y gancho de falla al sur del sector las Tapias G) Fotografía del gancho de falla de las figuras (E) y (F), Se pueden observar sus pequeñas dimensiones. Tomada desde la estación MG-61.....	113
FIGURA 66 A) Imagen LANDSAT del sector Onzaga. Los polígonos rojos indican la ubicación de la FIGURA 67. B) Interpretación de los principales lineamientos y morfoestructuras de este sector.	114
FIGURA 67 A) Ubicación de los ganchos de falla asociados a la Falla de Chaguacá. B) Fotografía de los ganchos de falla, los cuales alcanzan hasta 1000 metros de longitud. Tomada desde la estación MG-25. C) Domo volcánico conocido como el Cerro El Mojón y la cuenca alargada en la ribera del río Susa. Tomada desde la estación MG-15. D) Ubicación del Cerro El Mojón y la cuenca. E) Cerro El Mojón. Tomada desde la estación MG-24. F) Detalle de la cuenca alargada	115
FIGURA 68 Mapa morfoestructural de la zona de estudio.....	117
FIGURA 69 Mapa de estaciones	120
FIGURA 70 Mapa geológico con su respectiva leyenda geológica.	121
FIGURA 71 Principales lineamientos y fallas dentro de la zona de estudio.	122
FIGURA 72 Trazos de la Falla de Bucaramanga en el río Chicamocha. Al norte en el sector de Chicacuta se comporta de manera transtensiva y, al sur en el sector de Ricaurte de manera transpresiva.	124
FIGURA 73 Lineamientos con orientación suroeste-noreste en la zona norte del área de estudio.	126
FIGURA 74 A. Afloramiento de las rocas ígneas del Batolito de Mogotes donde se midieron estrías de falla (Estación MG-10). B. Diagrama de Angelier que muestra los planos donde se encuentran las estrías de falla y el sentido de movimiento de los mismos (23 en total). C Diagrama de roseta de las estrías medidas se observa una orientación preferencial SW-NE paralela a los lineamientos. D. Diagrama de diedros rectos que muestra la compresión y extensión. E. Ubicación de los tensores de esfuerzo, la ubicación del σ_2 vertical indica una componente importante de rumbo.	129
FIGURA 75 Trazos de la Falla de Los Micos al oriente del área de estudio.....	130
FIGURA 76 Segmentos de dirección norte-sur que conforman la falla de Onzaga. La flecha amarilla indica el desplazamiento en dextral que tiene la falla cerca de la Loma Santa Teresita.	132
FIGURA 77 Mapa geológico del sur del área de estudio en los alrededores del municipio de Onzaga. Las líneas negras indican la ubicación de los cortes geológicos.	134
FIGURA 78 A. Trazo rectilíneo de la Falla de Boyacá al sur del Onzaga. Se observa el contraste geomorfológico entre el bloque colgante (Páramo de Guata) y el bloque yacente (Cuchilla de las Escaleras) (Tomada desde la estación MG-41). B. Trazo de la falla de Onzagá cubierta por depósitos cuaternarios (Tomada desde la estación MG- 27).	136
FIGURA 79 Corte geológico B-B' del Sinclinal del Onzaga al occidente de la Falla de Chaguacá.	137

FIGURA 80 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga al sur de la Falla de Chaguacá. A, C, E y G. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D, F y H. Planos, polos y contornos de los datos graficados.	139
FIGURA 81 Vista panorámica del flanco oriental del Sinclinal de Onzagá al sur de la Falla de Chaguacá. Se pueden observar las principales fallas que se encuentran además en el corte geológico B-B': Falla de las Escaleras, Falla de la Orquita y Falla de Boyacá. Además los contactos y contrastes geomorfológicos entre las formaciones sedimentarias (Tomada desde la estación MG-15).	140
FIGURA 82 A. Deformación interna de la Formación Capacho (Estación MG-21). De amarillo está marcado un estrato guía; de verde el eje de los pliegues; de rojo una falla y, de azul la orientación normal de las concreciones. B. Círculos mayores de los flancos y eje del pliegue del NNE. C. Círculos mayores de los flancos y eje del pliegue del SSW.	142
FIGURA 83 A. Deformación interna en la Formación La Luna (Estación MG-17). B. Detalle del pliegue parásito ubicado al NW de la imagen anterior.	143
FIGURA 84 A. Trazo de la Falla de la Orquita, muy cerca a este se produjo un deslizamiento en Noviembre de 1996 (Tomada desde la estación MG-15). B. Estado actual de la vía donde ocurrió este deslizamiento, se puede observar la corona del deslizamiento muy cerca de la carretera (Estación MG-23).	144
FIGURA 85 Depósito cuaternario de gran espesor adyacente al río Chaguacá. La base de este depósito (ver imagen de la derecha) corresponde a sedimentos aluviales con gradación normal y, en la parte alta está conformado por sedimentos coluviales (Estación MG-54).....	146
FIGURA 86 Corte geológico A-A' del Sinclinal del Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá ...	148
FIGURA 87 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga entre la Falla de Chaguacá y la Falla de la Quebrada el Potrero. A, C y E. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D y F. Planos, polos y contornos de los datos graficados.	150
FIGURA 88 A. Deformación interna de la Formación La Luna. En la base del afloramiento se observa material erosionado del mismo (Estación MG-47). B. Detalle del pliegue parásito ubicado al oriente de la imagen anterior.	152
FIGURA 89 Vista panorámica del Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá entre las fallas de Maracuta y Quebrada el Potrero (Tomada desde la estación MG-16).	153
FIGURA 90 A. Trazos de las principales fallas al norte de Onzaga B. Interpretación de la cinemática de la Falla de la Quebrada El Potrero y de la formación de la cuenca y los lomos de presión formados por un pandeo a la derecha y saltos a la izquierda del trazo de la falla respectivamente. C. Sedimentos depositados en un espacio abierto debido a un pequeño pandeo de la Falla de la Quebrada El Potrero (Tomada desde la estación MG-43). D. Panorámica de los lomos de presión ubicados en la Hacienda Chimbuca y al norte de la misma (Tomada desde la estación MG-42).	155
FIGURA 91 Contraste geomorfológico de las areniscas de la Formación Aguardiente en la Cuchilla los Alcaparros con la Formación Tibú-Mercedes en la parte inferior.	156
FIGURA 92 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga entre la Falla de la Quebrada el Potrero y la Falla de la Quebrada Tumbita. A, C y E. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D y F. Planos, polos y contornos de los datos graficados.	158
FIGURA 93 Vista panorámica el Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá en donde se aprecia el flanco occidental en la Cuchilla los Alcaparros al norte de la Falla de la Quebrada el Potrero y, el flanco oriental al sur de esta misma falla (Tomada desde la estación MG-48).	159
FIGURA 94 Vista panorámica del Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada El Potrero y de la Falla de la Quebrada Tumbita (Tomada desde la estación MG-24).	161
FIGURA 95 Configuración interna en bloques del Sinclinal de Onzaga (de color verde) y comportamiento de las fallas que lo limitan. 1. Norte de la Falla de la Quebrada Tumbita. 2. Norte	

de la Falla de la Quebrada El Potrero. 3. Sur de la Falla de la Quebrada El Potrero. 4. Basamento. 5. Oriente de la Falla de Chaguacá.	163
FIGURA 96 Bloque diagrama de los bloques delimitados por fallas del Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá (y de la Falla de Onzaga). Se observa la ausencia de la secuencia sedimentaria completa en los bloques 1 y 2. Las flechas rojas indican el sentido del movimiento de cada bloque.....	165
FIGURA 97 Formación Nogontova (propuesta por Moreno-Sánchez et al. 2016) discordante sobre la Formación Floresta (Estación MG-2).	167
FIGURA 98 Ubicación del lugar de depositación de las rocas sedimentarias del Cretácico que conforman el Sinclinal de Onzaga (polígono rojo) A. Restauración palinspástica del espesor de la secuencia para el Hauteriviano-Barremiano B. Bloque diagrama que ilustra la separación entre las subcuencas del Tablazo y El Cocuy durante el Cretácico Inferior C. Relación estratigráfica entre de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de Catatumbo/Cocuy D. Variaciones de espesor de las rocas sedimentarias en las dos subcuencas y la edad de depositación E. Sección transversal entre las estructuras de rift (graben) de Guantiva y Floresta. Esta es realizada al sur del área de estudio..	170
FIGURA 99 Compilación del mapa morfoestructural realizado en el presente estudio (polígono negro continuo) y el realizado por Villamizar (2014) (polígono negro punteado)	173
FIGURA 100 Patrón de lentes anastomosados paralelos al rumbo de la Falla de Bucaramanga en el cañón del río Chicamocha similar al obtenido de los modelos análogos de Naylor et al. (1986).	176
FIGURA 101 Esquema de segmentación interna de las fallas.	177
FIGURA 102 A Reconstrucción de la red de drenaje de los ríos Suárez y Chicamocha antes de las capturas fluviales. B Red hidrográfica actual. Los números indican codos de captura.....	178
FIGURA 103 Similitudes entre los lomos de presión de la Mesa de Fraile y del Tendido ubicados en márgenes opuestas del río Chicamocha al sur de Ricaurte los cuales pudieron represar el río formando posteriormente el Lago de Soatá propuesto por Villaroel et al. (2001). Posteriormente ocurrió la erosión progresiva del lomo hasta que finalmente el río logró socavarlo y seguir el rumbo de la Falla de Bucaramanga hacia el norte. (Tomada desde la estación MG-11).....	180
FIGURA 104 Extensión del lago con una cota altitudinal máxima de 1950 msnm propuesto por Villaroel et al. (2001) de color azul oscuro. El polígono color azul claro corresponde a la extensión total del lago al sur hasta el municipio de Socotá y al norte hasta donde el valle del río Chicamocha se hace más estrecho (polígonos negros rayados). Además, se observan la ubicación de las depósitos de interés que pueden aportar argumentos en la existencia del lago (Portugalete, Jútua y La Mesa) La línea azul punteada corresponde al nivel alcanzado por el avance glacial (3.000 msnm) en la época en que pudo existir el lago según Van der Hammen et al. (1980) en el área del Cocuy.	181
FIGURA 105 Rotación interna de bloques por cizalla simple al occidente de Soatá, estructura similar al Sinclinal de Onzaga..	185

LISTA DE TABLAS

Pág.

TABLA 1 Software utilizados para la elaboración de los diferentes diagramas de los datos estructurales. *Las rosetas fueron graficadas utilizando la red de Schmidt (hemisferio inferior y equiareal).....	32
TABLA 2 Nomenclatura y colores utilizados para cada una de las formaciones representadas en el presente trabajo.....	33
TABLA 3 Datos de estrías medidos en la estación MG-10.....	128
TABLA 4 Espesores tomados a partir de la geología de superficie y los cortes geológicos. La Formación Rionegro se puede estar acuñando hacia el sur.....	138
TABLA 5 Propuesta de nomenclatura de las estructuras en la terminación al sur del Sistema de Fallas de Bucaramanga.....	170

LISTA DE ANEXOS

	Pág.
ANEXO A: Mapa de estaciones Plancha 136. Escala 1:100.000.....	202
ANEXO B: Mapa de estaciones Plancha 152. Escala 1:100.000.....	203
ANEXO C: Mapa de estaciones Onzaga. Escala 1:25.000.....	204
ANEXO D: Mapa de estaciones Onzaga Norte. Escala 1:10.000.....	205
ANEXO E: Mapa de estaciones Onzaga Sur. Escala 1:10.000.....	206
ANEXO F: Mapa geológico Plancha 136. Escala 1:100.000.....	207
ANEXO G: Mapa geológico Plancha 152. Escala 1:100.000.....	208
ANEXO H: Mapa geológico Onzaga. Escala 1:25.000.....	209
ANEXO I: Mapa geológico Onzaga Norte. Escala 1:10.000.....	210
ANEXO J: Mapa geológico Onzaga Sur. Escala 1:10.000.....	211
ANEXO K: Corte geológico A-A'.....	212
ANEXO L: Corte geológico B-B'.....	213

RESUMEN

TÍTULO

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SEGMENTO SUR DE LA FALLA DE BUCARAMANGA EN EL MUNICIPIO DE ONZAGA, SANTANDER*

AUTOR

MILTON ANDRÉS GALVIS GÓMEZ**

PALABRAS CLAVE

Falla de Bucaramanga, fallas de rumbo, geomorfología tectónica, morfotectónica, Cañón del río Chicamocha, Sinclinal de Onzaga.

DESCRIPCIÓN

La Falla de Bucaramanga es una estructura regional importante en el oriente de Colombia bastante evidente por sus características geomorfológicas a lo largo de varios kilómetros sin embargo, el conocimiento que se tiene actualmente de esta estructura es muy escaso y en algunos casos contradictorio entre sí. En general, se ha aceptado como una falla de rumbo sinistral con orientación N15W. Mediante la interpretación de imágenes satelitales y el trabajo de campo este proyecto aporta al conocimiento de esta estructura y su comportamiento en la terminación al sur entre el cañón del río Chicamocha (Corregimiento de Ricaurte) y el municipio de Onzaga en Santander.

Se observa un conjunto de evidencias geomorfológicas (lomos de presión, de obturación, cuencas de tracción, cauces controlados entre otras) las cuales generan un patrón lenticular-anastomosado relacionado al trazo de la Falla de Bucaramanga en el cañón del río Chicamocha los cuales permiten cuantificar una zona de daño de aproximadamente 4 km de ancho en este sector.

Finalmente, se propone una nueva nomenclatura de las estructuras relacionadas con la terminación al sur de la Falla de Bucaramanga y se realiza una descripción de cada una de ellas, además de profundizar en la evolución geológica del Sinclinal de Onzaga identificando por lo menos tres eventos deformativos relacionados con la reactivación de las fallas que delimitan la estructura, un fallamiento en rumbo sinistral aproximadamente norte-sur y el cabalgamiento de bloques con levantamiento dirigido NW-SE.

* Trabajo de grado

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

ABSTRACT

TITLE

STRUCTURAL ANALYSIS OF THE SOUTH SEGMENT OF THE BUCARAMANGA FAULT IN THE ONZAGA TOWN, SANTANDER*

AUTHOR

MILTON ANDRÉS GALVIS GÓMEZ**

KEYWORDS

Bucaramanga Fault, strike-slip faults, tectonic geomorphology, morphotectonics, Chicamocha river canyon, Onzaga syncline.

DESCRIPTION

Bucaramanga Fault is a major regional structure in the east of Colombia, which is evident by its geomorphological features along several kilometers, nevertheless the knowledge that we have today about this structure is very limited and in some cases it is self-contradictory. It has been interpreted as a left strike-slip fault oriented N15W. By interpreting satellite images and the field work this project contributes to a better understanding of the structure and its behavior at the south end between the Chicamocha river canyon (Ricaurte town) and Onzaga town in Santander.

A set of geomorphological evidence is observed (pressure ridges, shutter ridges, pull - apart basins, linear valleys, etc.) which generate a lenticular - anastomosed pattern related to the Bucaramanga Fault in the Chicamocha river canyon which allow to quantify a damage zone of approximately 4 km in this area.

Finally, a new nomenclature of structures related to the south end of the Bucaramanga Fault is proposed as well as a description of them, in addition to deepen the geological evolution of the Onzaga Syncline, where it can be identified at least three deformational events related to the reactivation of the faults that delimit the structure, sinistrial faulting strike north-south and overthrusting of blocks with NW - SE direction.

* Undergraduate thesis

** Faculty of physico-chemical Engineering. School of geology. Director: Francisco Alberto Velandia Patiño

INTRODUCCIÓN

El conocimiento multidisciplinario del territorio colombiano nos permite comprender el entorno donde están situadas nuestras ciudades actualmente, cuáles son sus recursos naturales, amenazas y sitios de expansión que permitirán el crecimiento socioeconómico de nuestra población. Para ello, es importante profundizar en diversos ámbitos de la geología, que no solo nos permitan interpretar al mundo como una fuente de minerales y recursos si no que nos aporten al crecimiento organizado y sostenible con el medio ambiente, para ello es necesario conocer las estructuras geológicas de nuestra región y comprender la amenaza sísmica a la cual estamos expuestos con el fin de estar preparados para enfrentar una posible emergencia.

La Falla de Bucaramanga es una estructura geológica regional bastante evidente tanto en campo como a través de imágenes satelitales paradójicamente lo que se conoce actualmente de esta estructura es escaso y contradictorio entre sí debido al poco interés que existe en Colombia de investigar temas sin beneficios económicos a corto plazo lo cual da como resultado el desconocimiento de la amenaza sísmica que tiene estructura por parte de la comunidad científica, la población y las autoridades competentes.

Con el fin de aportar en el conocimiento de la Falla de Bucaramanga en el departamento de Santander se decide estudiar su expresión geomorfológica al sur del departamento entre el cañón del río Chicamocha y el municipio de Onzaga y comprender los procesos geológicos a los cuales ha estado expuesta esta región a través del tiempo enfocado principalmente en las fallas geológicas asociadas y su potencial sísmico.

Con este trabajo se pretende conocer la zona de influencia de la Falla de Bucaramanga, su terminación al sur y la relación con otras estructuras a través de la interpretación tanto de fotografías aéreas como de imágenes satelitales y el reconocimiento de campo con especial énfasis en el análisis estructural de las

rocas sedimentarias que conforman el Sinclinal de Onzaga debido a que estas se encuentran en un lugar estratégico desde el punto de vista estructural y estratigráfico.

La importancia del presente trabajo se centra en aportar al conocimiento de la geología regional y la amenaza sísmica a la cual está expuesta la población al encontrarse cerca de una estructura geológica de gran magnitud además de abrir nuevos temas de investigación que permitan comprender la evolución a lo largo del tiempo de nuestra región.

1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

A pesar de que la Falla de Bucaramanga corresponde a una estructura importante a nivel regional en el oriente colombiano y tiene una expresión morfológica bastante evidente, ha sido muy poco estudiada. Los trabajos realizados en el departamento de Santander la han considerado como un lineamiento único hasta el municipio de Piedecuesta y, su trazo al sur en el Cañón del Chicamocha según la opinión de algunos autores deja de ser tan evidente a pesar de la presencia de geoformas relacionadas con el fallamiento de rumbo.

En el municipio de Onzaga entre los Macizos de Santander y Floresta afloran rocas sedimentarias del Cretácico pertenecientes a las formaciones Rionegro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho y La Luna las cuales forman una estructura sinclinal y a su vez, se encuentran afectadas por el trazo de la Falla de Bucaramanga, sin embargo la relación entre el trazo de la falla y las rocas sedimentarias no es evidente en las planchas geológicas realizadas anteriormente. Debido a las propiedades reológicas contrastantes de estas rocas con las rocas adyacentes (rocas ígneas principalmente) este sector se convierte en un lugar estratégico para entender el comportamiento de la Falla de Bucaramanga y su terminación al sur.

2 JUSTIFICACIÓN

Este trabajo de investigación pretende aportar en el conocimiento de una de las estructuras de mayor importancia en el oriente colombiano, por medio de la identificación de morfoestructuras relacionadas con el fallamiento en rumbo de la Falla de Bucaramanga en el sector sur del valle del río Chicamocha en los alrededores del corregimiento de Ricaurte y su continuación hacia el sur en el municipio de Onzaga.

Además, este trabajo pretende realizar un análisis estructural detallado de las rocas sedimentarias aflorantes en los alrededores de Onzaga que permitan profundizar un poco más el entendimiento que se tiene actualmente acerca de la Falla de Bucaramanga en el sur del departamento de Santander.

3 OBJETIVOS

3.1 OBJETIVO GENERAL

Realizar un análisis estructural en las rocas sedimentarias del Cretácico afectadas por la acción de la Falla de Bucaramanga aflorantes en los alrededores del municipio de Onzaga en el departamento de Santander.

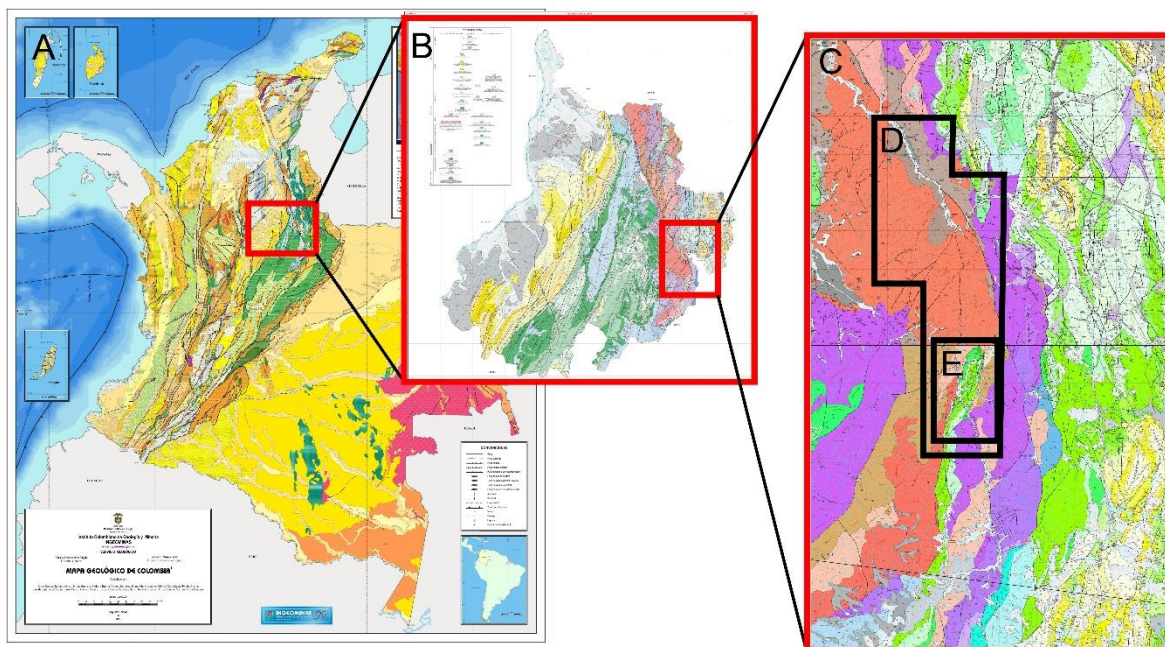
3.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar la cartografía geológica a escala 1:10.000 de las rocas sedimentarias aflorantes en los alrededores del municipio de Onzaga, Santander.
- Caracterizar las morfoestructuras relacionadas al fallamiento de rumbo que se encuentran en el segmento sur de la Falla de Bucaramanga entre el corregimiento de Ricaurte y el municipio de Onzaga.
- Realizar cortes geológicos en el Sinclinal de Onzaga.
- Realizar un análisis estructural del área de estudio con especial énfasis en las rocas sedimentarias del Sinclinal de Onzaga por medio de las estructuras (pliegues, basculamientos) que se han desarrollado debido a la acción de la Falla de Bucaramanga.
- Comprender los procesos geológicos que se han presentado en el área de estudio.

4 LOCALIZACIÓN

El área de estudio se encuentra en la Cordillera Oriental de Colombia al sur del departamento de Santander en el municipio de Onzaga entre los Macizos de Santander y Floresta. Dicho municipio se encuentra limitado al norte por Molagavita; al este y sur por el departamento de Boyacá por los municipios de Covarachía, Tipacoque, Soatá, Susacón, Sativa Norte y Tutazá; y al oeste por Coromoro y San Joaquín (FIGURA 1).

FIGURA 1. Localización del área de estudio. a) Mapa geológico de Colombia. b) Mapa geológico de Santander. c) Planchas geológicas 136-Málaga y 152-Soatá. d) Área de estudio completa e) Área de estudio detallada.



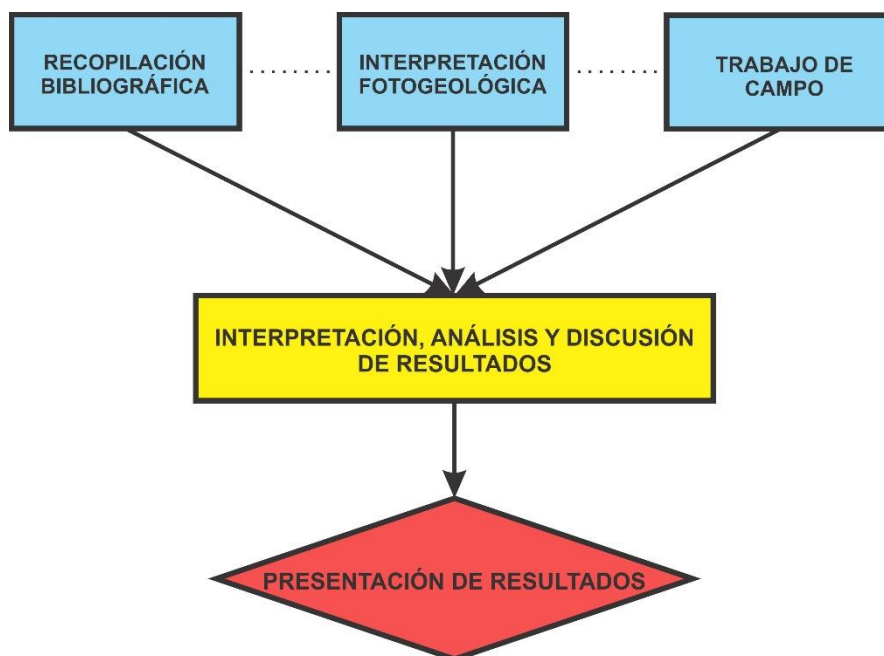
Fuente: Modificado de Gómez et al. (2007), Royero & Vargas (1999), Vargas et al. (1976), Vargas et al. (1987).

La vía principal de acceso desde la capital santandereana corresponde a un desvío hacia el oriente de la vía Bucaramanga-Bogotá la cual comunica a San Gil con los municipios de Mogotes, San Joaquín y Onzaga. El acceso por el departamento de Boyacá se realiza por la vía Duitama – Belén – Onzaga.

5 METODOLOGÍA

La metodología seguida para la realización del presente trabajo consistió en cinco fases principales en las cuales se realizó una recopilación, selección y análisis bibliográfico, interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales y trabajo de campo. Con la información obtenida a partir de las anteriores tres fases, se procedió a la interpretación, análisis y discusión de los resultados obtenidos para finalmente compilar dicha información en un informe y sus respectivos anexos (mapas geológicos). En la FIGURA 2 se ilustra el flujo de trabajo llevado a cabo en el presente proyecto.

FIGURA 2 Metodología seguida para la realización del presente trabajo.



5.1 RECOPIACIÓN BIBLIOGRÁFICA

Consistió en la consulta, selección y análisis del material bibliográfico disponible y relacionado principalmente con aspectos teóricos de la geomorfología y la geología estructural, trabajos realizados a nivel regional y local acerca de la Falla de Bucaramanga (y el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta),

estratigrafía del lugar y sectores aledaños, mapas topográficos y geológicos, memorias explicativas de dichos mapas, informe técnicos, entre otros.

Finalmente, se realizó una discusión del estado del arte que contó con la participación de los profesores Francisco Velandia y Giovanni Jiménez y varios estudiantes interesados en abordar esta temática en un semillero programado.

5.2 INTERPRETACIÓN FOTOGEOLÓGICA

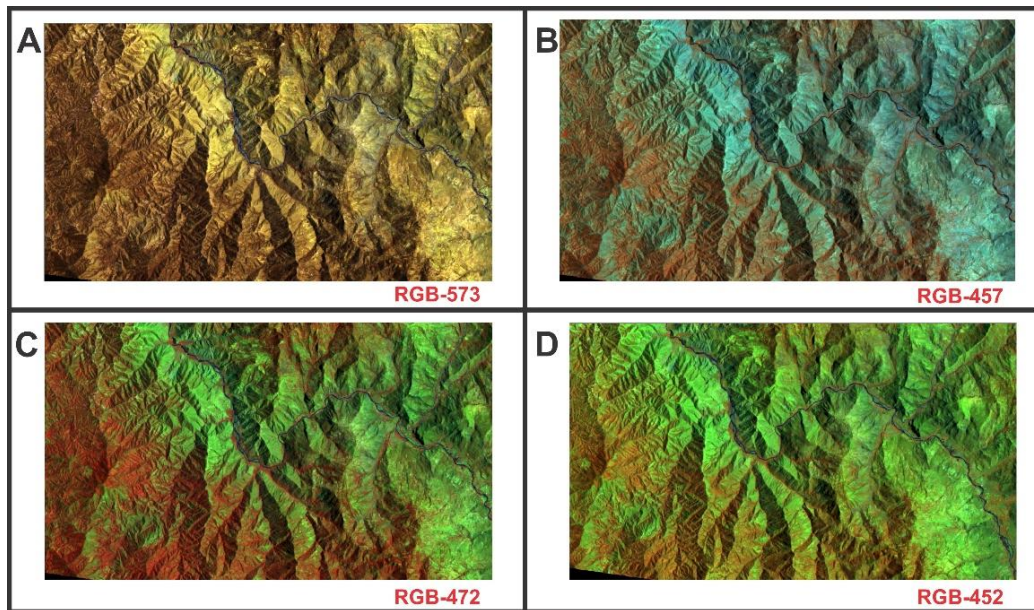
Esta fase de trabajo se realizó con el fin de obtener la mayor información posible acerca del área de estudio antes de realizar la fase de campo para evitar contratiempos y aprovechar al máximo esta última fase. Dicha información es posible extraerla a partir de fotografías aéreas, imágenes de satélite y modelos digitales de terreno. Finalmente esta información se integró en un Sistema de Información Geográfica (SIG) por medio de una *geodatabase*.

Para el área de estudio, se obtuvieron 17 fotografías aéreas provenientes del vuelo C-2678 del Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC) que corresponden a las fotografías 0014 – 0030, las cuales fueron tomadas en Julio del 2003 por un sensor Leica Wild RC-30 a escala 1:49.530. La interpretación de la geomorfología y los lineamientos presentes se realizó a través de un estereoscopio de espejos Karl-Zeiss.

Entre las imágenes de satélites utilizadas se encuentran principalmente las obtenidas a partir del programa Google Earth e imágenes LANDSAT 7 (Path: 007, Row: 055-056) obtenidas gratuitamente de la página de la “*Earth Science Data Interface*” (<http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/>). El tratamiento de las imágenes consistió principalmente en mejoras de proyección, aumento de contraste y estudio de los espectros para la elección de las bandas a combinar. Finalmente, las imágenes de falso color o RGB (*Red, Green, Blue*) consisten en la combinación de tres bandas de información con el fin de formar una imagen en color, esta combinación se realiza según lo que se desee resaltar en un área específica (vegetación, hidrografía, macizos rocosos, etc.). Para los intereses de

este proyecto se consideró la combinación RGB 457 como la más favorable (FIGURA 3).

FIGURA 3 Diferentes combinaciones de bandas experimentadas para la zona de estudio. a) RGB-573 b) RGB-457* c) RGB-472 d) RGB-452. *En el presente trabajo se utilizó principalmente la RGB-457.



En cuanto a los modelos digitales de terreno (*DEM* por sus siglas en inglés) se obtuvieron gratuitamente de la página del *Earth Explorer* (<http://earthexplorer.usgs.gov/>) perteneciente al *United States Geological Survey* (USGS). Estos *DEM* fueron obtenidos por la NASA a partir de la *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) con resolución de 1 arco-segundo, la resolución en el terreno es de 30m x 30m. Se utilizaron principalmente los pertenecientes a la latitud Norte 5 y Norte 6 y a la longitud Oeste 73 (SRTM1N05W73V3 Y SRTM1N06W73V3).

Toda esta información obtenida fue integrada en el software ArcGIS 10.1 desarrollado por la empresa ESRI (*Environmental Systems Research Institute*).

5.3 TRABAJO DE CAMPO

Se realizaron una serie de recorridos programados en la zona de estudio en los cuales se hicieron estaciones con intereses particulares para cada una de ellas

(FIGURA 4). Debido a la gran extensión del área de estudio y, a diferentes objetivos dentro de ella fue necesario manejar dos escalas de trabajo diferentes.

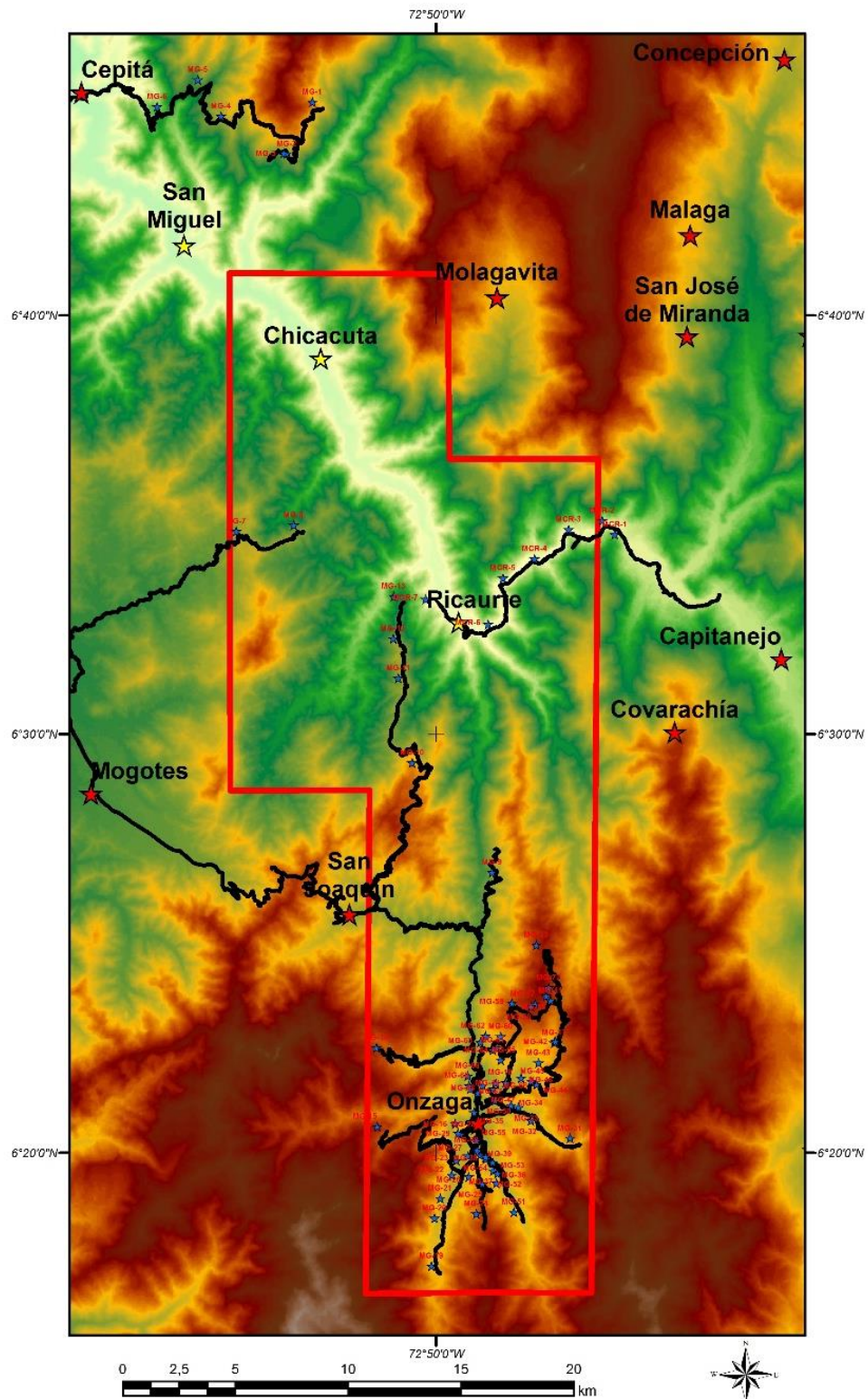
En el Cañón del río Chicamocha donde el interés fue principalmente geomorfológico, la escala de trabajo utilizada fue 1:100.000. Para ello se realizaron dos comisiones de campo: la primera, se recorrió la parte alta del sector occidental del valle del río Chicamocha en los sectores aledaños al corregimiento de Ricaurte y, el otro recorrido se realizó por la ribera del río desde el municipio de Capitanejo hasta Ricaurte. Además, se recorrió el sector de Las Tapias entre San Joaquín y Onzaga. Las estaciones realizadas en estos recorridos consistieron principalmente del reconocimiento litológico de las formaciones aflorantes, toma de datos estructurales y análisis de vistas panorámicas.

En los alrededores del municipio de Onzaga la escala trabajada fue más detallada (1:10.000) debido a que uno de los intereses principales era determinar con precisión los contactos de las formaciones sedimentarias para calcular posibles desplazamientos por fallas. El reconocimiento de este sector, tal como se observa en la FIGURA 4 fue mejor, así como la cantidad de estaciones realizadas. En estas estaciones los análisis litológicos, toma de datos estructurales y fotografías se ajustó a la escala de trabajo.

En total se realizaron 77 estaciones, las cuales se encuentran en los mapas anexos al presente trabajo. Algunas de estas estaciones se realizaron fuera del área de estudio con el fin de obtener vistas panorámicas de sectores específicos.

A medida que se aumentaban los días dentro de esta fase, fue necesario ir organizando información referente principalmente a la toma de muestras, información del GPS (construcción de una *geodatabase*) y, fotografías de cada una de las estaciones.

FIGURA 4 Recorridos realizados dentro y alrededor del área de estudio (negro) y la ubicación de las estaciones (estrellas azules).



5.4 INTERPRETACIÓN, ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

En primer lugar, se realizó una descripción estratigráfica de las formaciones que se encuentran dentro del área de estudio, para ello fue necesario la descripción y fotografías de las muestras de mano y fotografías de afloramiento, las cuales se orientaron según los puntos cardinales en los que se encontraban los extremos de las imágenes.

A continuación se corroboraron los límites de estas formaciones con ayuda de la geomorfología, lo cual permitió la elaboración de los mapas geológicos presentados a diferentes escalas. En el caso particular de la Formación Tibú-Mercedes, en donde fue necesario una profundización debido a que su expresión geomorfológica mostraba características de especial interés, se realizó un análisis morfométrico, mapa de densidad espacial de las dolinas, y una caracterización del terreno donde se encontraban (pendientes y su orientación) todo esto con ayuda de Google Earth y procesamiento en el software ArcGIS (versión 10.1).

Para el análisis estructural fue necesario en primer lugar renombrar cada una de las estructuras debido a la confusión existente en su nomenclatura y, la descripción geomorfológica apoyada en algunos casos por datos de estrías, fotografías panorámicas, características a nivel de afloramiento (pliegues, fallas), geoformas particulares, datos estructurales discriminados por formaciones según hubiese sido el caso. Muchas de estas estructuras se ilustraron a nivel regional por medio de las imágenes LANDSAT (RGB-457), imágenes de Google Earth y mapas de sombras elaborados por medio de ArcGIS con los Modelos Digitales de Elevación (en la gran mayoría de los casos el ángulo de incidencia de la luz fue de 315° y la inclinación sobre el horizonte de 45°).

La representación de los datos estructurales se hizo utilizando principalmente los programas que se encuentran en la TABLA 1. Se utilizaron las versiones de prueba y, en algunos casos versiones libres.

*TABLA 1 Software utilizados para la elaboración de los diferentes diagramas de los datos estructurales. *Las rosetas fueron graficadas utilizando la red de Schmidt (hemisferio inferior y equiareal).*

Diagrama	Software	Versión	Desarrollador
Angelier	TectonicsFP	1.7.8	Reiter, F. & Acs, P. 2016
Contornos, círculos mayores y polos	OpenStereo	0.1.2	Grohmann, C. & Campanha, G. 2011
Diedros rectos	TectonicsFP	1.7.8	Reiter, F. & Acs, P. 2016
Dihedra/sigmas	TectonicsFP	1.7.8	Reiter, F. & Acs, P. 2016
Ejes de los pliegues	GeoCalculator	4.9.8	Holcombe, R. 2013
Rosetas (inclinación)	TectonicsFP	1.7.8	Reiter, F. & Acs, P. 2016
Rosetas* (azimut de rumbo)	OpenStereo	0.1.2	Grohmann, C. & Campanha, G. 2011
Rosetas* (rumbo)	TectonicsFP	1.7.8	Reiter, F. & Acs, P. 2016
Tensores de extensión/compresión	WinTensor	5.8.4	Delvaux, D. 2015

Se realizaron dos cortes geológicos en el Sinclinal de Onzaga para apoyar la descripción e interpretación del mismo los cuales son perpendiculares al rumbo de las formaciones (aprox. NW-SE) y no tienen exageración vertical. La digitalización de los cortes se hizo con ayuda del perfil topográfico tomado de Google Earth y en Corel Draw X7.

Adicionalmente, se elaboró un bloque diagrama de una parte del sinclinal con el fin de comprender mejor la relación interna entre bloques. El cual corresponde a un modelo sin escala con proyección isométrica.

La discusión de los resultados se abordó desde tres puntos relevantes en el presente trabajo: Estratigrafía, Falla de Bucaramanga y Sinclinal de Onzaga. La cual se apoyó en trabajos académicos elaborados anteriormente y se propusieron nuevas ideas y campos de investigación que pueden llegar a aportar en el conocimiento de la Falla de Bucaramanga.

5.5 PRESENTACIÓN DE LOS RESULTADOS

Consistió en la publicación del presente informe cumpliendo las normas exigidas por la Universidad Industrial de Santander (NTC 1486) y sus respectivos anexos los cuales corresponden principalmente a mapas (tanto geológicos como de estaciones).

Los mapas anexos se ajustaron según los “Estándares de cartografía geológica digital a escala 1:100.000 y mapas departamentales” publicados por el INGEOMINAS en el 2012, dichas normas tuvieron unos pequeños ajustes.

Los colores usados para cada una de las formaciones se tomaron de las planchas 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1976) y 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987) como se observa en la TABLA 2 así como la nomenclatura utilizada.

TABLA 2 Nomenclatura y colores utilizados para cada una de las formaciones representadas en el presente trabajo.

Formación	Nomenclatura	Color	R/G/B
Neis de Bucaramanga	pCb		188/158/143
Ortoneis de Berlín	pDo		246/233/213
Esquistos de Silgará	pDs		221/177/108
Formación Floresta	Df		204/102/255
Formación Girón	Jg		209/246/250
Riolita de Onzaga	JRr		255/117/102
Batolito de Mogotes	JTRcm		255/186/179
Formación Rionegro	Kir		0/255/26
Formación Tibú - Mercedes	Kitm		77/255/99
Formación Aguardiente	Kia		204/255/209
Formación Capacho	Ksc		163/255/102
Formación La Luna	Ksl		152/255/0
Formación Colón - Mito Juan	Kscm		225/255/204
Aluvión	Qal		242/242/242
Coluvión, talud y derrumbes	Qc		241/241/244
Terraza y cono de deyección	Qtf		213/213/221

6 MARCO CONCEPTUAL

6.1 GEOMORFOLOGÍA

Etimológicamente, la palabra Geomorfología deriva de las raíces griegas: *geo* (Tierra), *morphos* (forma) y *logos* (tratado); es decir, que es la ciencia que se estudia las formas de la superficie terrestre (Thornbury, 1960; De Pedraza *et al.*, 1996; Gutiérrez, 2008). En un sentido más amplio, la geomorfología trata el análisis, descripción sistemática y entendimiento de las formas de la tierra así como los procesos que las afectan (Bloom, 2004). Según De Pedraza *et al.*, (1996) el relieve terrestre está regulado en función de su estructura (litología, tectónica, vulcanismo, etc.), proceso (acciones modeladoras o factores ambientales) y estado (tiempo o factor evolutivo).

El análisis de las geoformas se ha concentrado especialmente en base a los procesos que modelan la tierra (Bloom, 2004), este estudio se efectúa en un sistema proceso-respuesta, siendo el proceso el agente creador y la respuesta la forma resultante (Gutiérrez, 2008). Dichos procesos se han dividido en diversos campos de especialización siendo los más conocidos: morfología de pendientes, procesos fluviales, geomorfología kárstica, volcánica, árida, eólica, glacial, periglacial, tropical y costera o litoral. Otro campo de especialización que ha tomado mayor importancia en los últimos años es la geomorfología tectónica (Bloom, 2004).

6.1.1 Geomorfología tectónica

La geomorfología tectónica puede ser definida de dos maneras: en primer lugar, como el estudio de las geoformas producidas por los procesos tectónicos; o, como la aplicación de los principios geomorfológicos para la solución de los problemas tectónicos, lo cual tiene un valor útil en el sentido en que usa a la geomorfología como una herramienta para evaluar la historia, magnitud y tasa de los procesos tectónicos (Keller & Pinter, 1999).

El fallamiento activo provoca una serie de geoformas en donde cada categoría mayor en la que se han clasificado las fallas (rumbo, normal e inversa) puede ser discutida en términos de un ensamblaje o conjunto de geoformas características (Keller & Pinter, 1999; Burbank & Anderson, 2001).

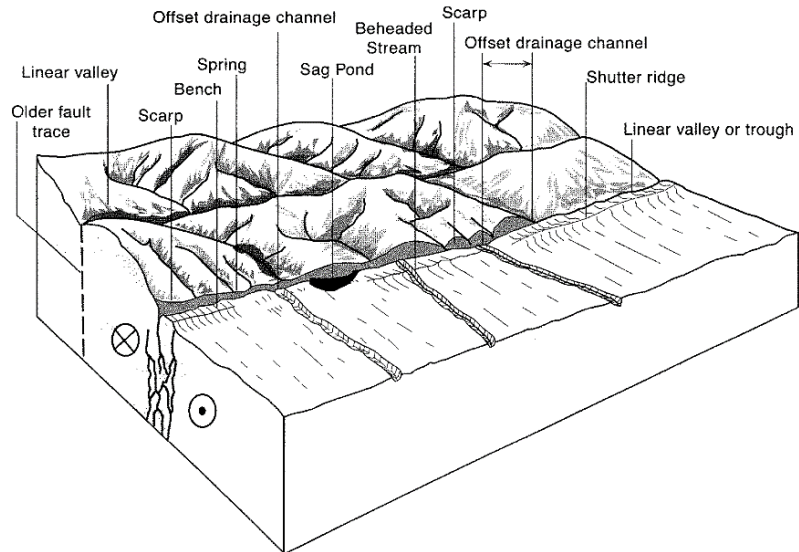
6.1.1.1 Geoformas asociadas al fallamiento en rumbo.

Una de las características más distintivas de las fallas de rumbo activas o recientemente activas es su linealidad topográfica y estructural por largas distancias junto al arreglo de ciertas características fisiográficas distintivas. Sin embargo, el reconocimiento de dichas geoformas se encuentra limitado por la durabilidad de las pequeñas y fácilmente erosionables geoformas como lagunas de falla o corrientes desviadas cuya preservación depende principalmente del clima (Sylvester, 1988).

Las principales geoformas (FIGURA 5) que hacen parte del ensamblaje característico relacionado con las fallas de rumbo fueron compiladas por Wesson *et al.* (1975) y definidas posteriormente por Keller & Pinter (1999) según:

- **Valles lineares (*Linear valleys*):** Son canales a lo largo de los trazos de falla principales. Se desarrollan debido al continuo movimiento de un trazo de la falla que debilita la roca y la hace vulnerable a la erosión. Las corrientes de agua comúnmente siguen estas zonas de debilidad.
- **Corrientes desviadas (*Deflected streams*):** Son corrientes que entran a una zona de falla con un ángulo oblicuo y fluyen paralela a la falla por cierta distancia antes de retomar su orientación original de flujo. Dichas corrientes pueden ser desviadas tanto en sentido dextral o en sentido sinistral.
- **Corrientes desplazadas (*Offset streams*):** Son corrientes desplazadas por el fallamiento; e indican la dirección de desplazamiento relativo.
- **Lomos de presión (*pressure ridges*):** Son pequeñas áreas levantadas producidas por la compresión entre múltiples trazos en una zona de falla.

FIGURA 5 Bloque diagrama del conjunto de principales geoformas asociadas a las fallas de rumbo.



Fuente: Modificado por Burbank y Anderson (2001) de Wesson et al. (1975).

- **Lomos de obturación (*shutter ridges*):** Se forman donde una falla provoca un desplazamiento topográfico y mueve la cresta de un lomo de un lado a otro. Se pueden formar donde una falla rompe a través de un lomo de presión pre-existente. Estos lomos de obturación están relacionados fuertemente con las corrientes desviadas y desplazadas.
- **Escarpes (*Scarps*):** Pueden ser producidos por dos mecanismos posibles:
 - Una componente pequeña de desplazamiento vertical de un trazo de falla lo que provoca una separación vertical local.
 - Relieve topográfico en el desplazamiento de geoformas lo cual provoca un escarpe paralelo de falla.
- **Lagunas de falla (*Sag ponds*):** Se encuentran frecuentemente en una zona de falla y generalmente están relacionados a un hundimiento entre dos trazos de falla.
- **Resumaderos (*Springs*):** Se encuentran a lo largo de una zona de falla debido a que la roca asociada al fallamiento puede actuar como una barrera

efectiva o un conducto de agua subterránea, forzándola a salir a la superficie.

- **Hombreras (*Benches*):** Consisten en zonas con topografía relativamente plantas y elevadas formadas frecuentemente por el desplazamiento entre varios segmentos de falla.

6.1.2 Geomorfología kárstica

El término “*karst*” hace referencia a un terreno con una hidrología distintiva y diferentes morfologías las cuales surgen a partir de la combinación de rocas muy solubles con una porosidad secundaria bien desarrollada (Ford & Williams, 1989). La formación de estas geofomas particulares está relacionada a la ocurrencia de cierto tipo de rocas principalmente: rocas carbonáticas (calizas, dolomitas), evaporitas (yeso, anhidrita, sal), y en cuarcitas (solo bajo condiciones de extrema humedad) (Bögli, 1980).

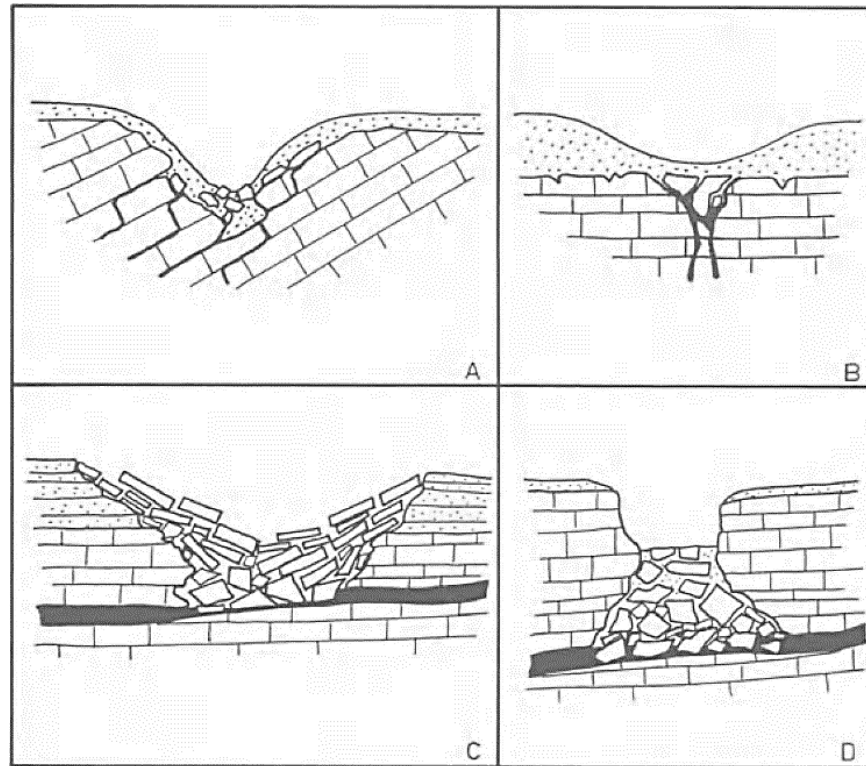
El estudio de los macizos kársticos puede abordarse desde tres puntos de vista según lo que se pretenda conocer: **geomorfológico** (descripción de las formas superficiales a las que el proceso de karstificación da lugar), **hidrogeológico** (conocimiento de las características de los acuíferos desarrollados en estas zonas y su explotación) y/o **espeleológico** (estudio de las cavidades subterráneas formadas por el agua) (Fernández *et al.*, 1995).

El conjunto de geofomas desarrolladas en la superficie de los terrenos kársticos es conocido como **exokarst**; y su desarrollo está condicionado por diversos factores entre los principales se encuentran: hidrológicos (tipo de recarga), geológicos (litología y estructura) y climáticos (precipitaciones y temperatura) (Fernández *et al.*, 1995). Por otro lado, el **endokarst** hace referencia a las cavidades y formas relacionadas dentro de estos terrenos que tienen lugar bajo superficie desarrolladas por la acción de las aguas subterráneas (Bögli, 1980; Gutiérrez, 2008).

Se conocen diversas geoformas kársticas debido a la abundancia principalmente de calizas en el mundo, sin embargo en ningún lugar se encuentran todas las formas individuales que se han descrito (Thornbury, 1960). A continuación se describen las principales:

- **Dolinas (*sinkhole*):** Se ha reconocido como el principal componente de la topografía kárstica (Bloom, 2004). Son depresiones cerradas de forma circular o elipsoidal (vista en planta) las cuales pueden tener un diámetro de pocos metros hasta un kilómetro y su profundidad va desde pocos metros hasta más de un centenar (Gutiérrez, 2008; Ritter *et al.*, 2011). Frecuentemente las dolinas se presentan agrupadas formando campos de dolinas (Gutiérrez, 2008) los cuales se forman principalmente por un control estructural, solubilidad diferencial o evento aleatorios como colapsos de cuevas entre otros. Se han realizado una distinción contrastante de carácter genético entre dolinas de disolución y dolinas de colapso, sin embargo en muchos casos se pueden observar los dos procesos (FIGURA 6) (Bögli, 1980).
- **Karren o lapiaz:** Son micromodelados o canales de gran variedad morfológica que se desarrollan debido a la disolución de la roca por la acción del agua (Gutiérrez, 2008). Estos se han clasificado en diversos tipos según su tamaño, superficie, pendiente, crestas entre los cuales se incluyen: rillenkarrén, trittkarrén, rinnenkarrén, spitzkarrén, meanderkarrén, rundkarrén, kamenitzas, kluftkarrén, holhkarrén y deckenkarrén (Sweeting, 1972 en Gutiérrez, 2008).

FIGURA 6. Principales tipos de dolinas A. Dolina de disolución. B. Dolina aluvial. C. Dolina de subsidencia. D. Dolina de colapso.



Fuente: Tomado de Bögli (1980)

- **Uvalas:** Conocida también como dolina compuesta; corresponde a una depresión de tamaño considerable formada por la intersección o coalescencia de varias dolinas (Bloom, 2004; Ritter *et al.*, 2011).
- **Poljes:** Se consideran las formas más evolucionadas de las regiones kársticas. Son depresiones cerradas de gran tamaño o valles ciegos encerrados entre rocas solubles e insolubles los cuales se encuentran elongados usualmente en su eje tectónico (Bloom, 2004). Presentan bordes planos rodeados de laderas que suelen tener unos 30° de inclinación y su tamaño se encuentra entre $0,5 \text{ km}^2$ y 500 km^2 (Gutiérrez, 2008).

- **Valles kársticos:** Este término fue introducido por Cvijic (1893) y diferenció cuatro tipos, posteriormente Sweeting (1972) agrega un quinto tipo (valle alógenos):
 - **Valles ciegos (*Blind valley*):** El flujo se pierde en un punto y se introduce en el interior del sistema kárstico.
 - **Valles semiciegos:** El agua se absorbe generalmente en un punto pero cuando ocurre una inundación, el agua fluye más allá del punto normal de desaparición.
 - **Valles en saco o de cabecera escarpada (*Pocket valleys*):** Son opuestos a los valles ciegos, ya que se caracterizan por una resurgencia kárstica.
 - **Valles secos (*Dry valleys*):** Carecen de canales fluviales y se encuentran generalmente en la cabecera de la red fluvial. Allí se favorece el desarrollo de dolinas.
 - **Valles alógenos (*Allogenic valleys*):** Son cañones estrechos y de pendientes escarpadas desarrollados a favor del fracturamiento.

6.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

6.2.1 Análisis estructural detallado

El análisis estructural detallado de alguna región de interés consiste en la cartografía de las estructuras geológicas y sistemas de estructuras, descripción de la deformación, interpretación (si es posible) de los patrones de deformación y explicación de el origen de dichas estructuras a través de los mecanismos y la tectónica comprendiendo la formación de estas estructuras en el contexto de su historia geológica (Davis *et al.*, 2011).

Dicho análisis estructural de las características específicas de una roca naturalmente deformada consiste en la realización de un análisis descriptivo (geometría), cinemático (deformación) y dinámico (esfuerzo). Este análisis debe responder respectivamente las siguientes preguntas: ¿Cuáles son las estructuras?

¿Qué movimientos o desplazamientos produjeron las estructuras? y ¿Por qué estas estructuras se formaron? (Marrett & Peacock, 1999; Davis *et al.*, 2011).

El **análisis descriptivo** o geométrico se concentra en la caracterización de la forma y apariencia de las estructuras geológicas es decir, en el reconocimiento y descripción de las estructuras y la medición de su localización, geometrías (forma y tamaño) y orientación. Este análisis es la base para el análisis de la deformación ya que tiene en cuenta como han sido los cambios de forma (distorsión) y cambios de tamaño (dilatación) que han sufrido los cuerpos (Marrett & Peacock, 1999; Van der Pluijm & Marshak, 2004; Davis *et al.*, 2011).

El **análisis cinemático** consiste en la determinación de los patrones de movimiento que han sufrido las rocas o parte de las mismas durante su transformación desde un estado sin deformación a un estado final deformado sin tener en hacer referencia a las fuerzas que han causado dicho movimiento (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Davis *et al.*, 2011).

Finalmente, el **análisis dinámico** surge a partir del análisis cinemático y consiste en la interpretación de la deformación en términos de fuerza y/o esfuerzo responsables de la formación de las estructuras. Este corresponde a la parte más interpretativa del análisis estructural por tanto es la parte de mayor cuidado ya que dicha interpretación debe ser producto de las observaciones las cuales le dan validez y eventualmente terminan en un modelo (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Davis *et al.*, 2011).

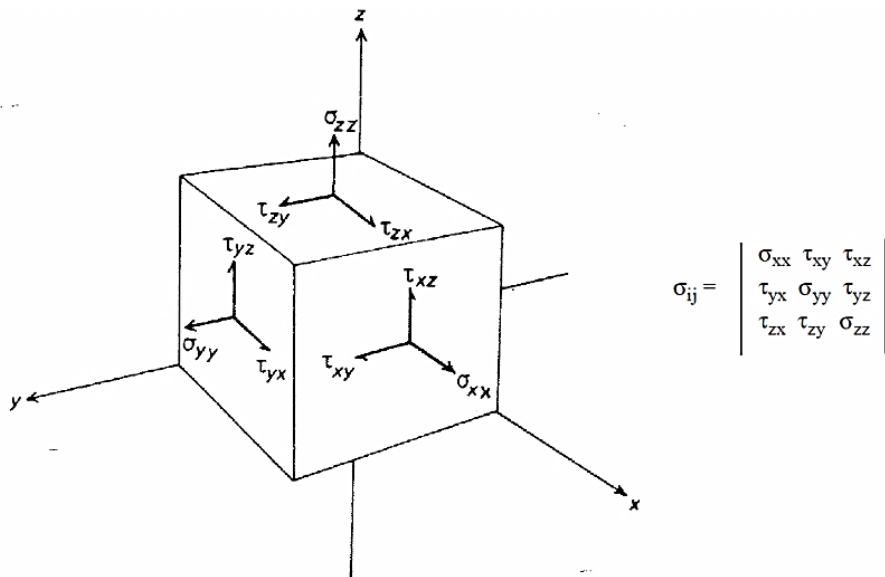
6.2.2 Deformación y esfuerzo.

El análisis estructural involucra los términos deformación y esfuerzo, los cuales tienen ciertas características en común ya que, ambos pueden ser expresados en términos analíticos como tensores simétricos de segundo orden asociados con tres direcciones principales ortogonales entre sí (FIGURA 7); ambos pueden ser

representados gráficamente por elipsoides en el Circulo de Mohr; y, ambos pueden variar en el espacio a través del tiempo (Marret & Peacock, 1999).

La deformación (o tasa de deformación) y el esfuerzo están íntimamente relacionados según las propiedades reológicas de los materiales (Marret & Peacock, 1999).

FIGURA 7. Nueve componentes de un estado de esfuerzo. Tres componentes perpendiculares (normales, σ_n) y seis componentes paralelos (cizalla, τ_n).

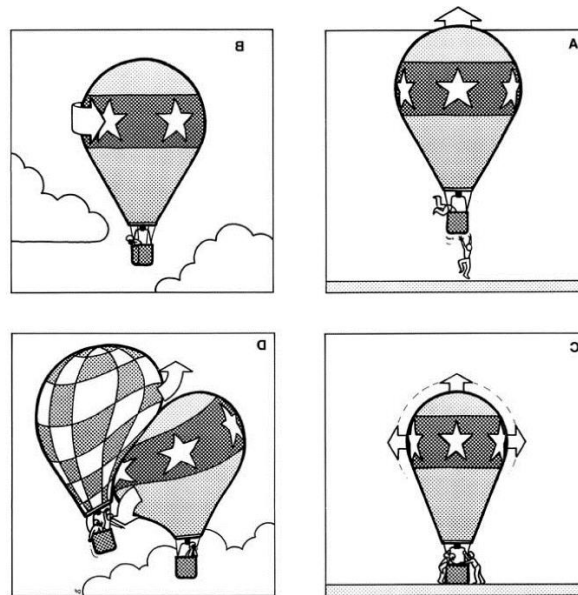


Fuente: Tomado de Martínez (2003).

La **deformación** consiste en el cambio en la forma y/o tamaño de un cuerpo el cual puede ser definido como el cambio o tasa de cambio en longitud de una línea dividido en su longitud inicial. Estos cambios pueden constar hasta de cuatro transformaciones básicas (FIGURA 8): translación (cambio de posición), rotación (cambio en la orientación), dilatación (cambio en el volumen) y distorsión (cambio en la forma) (Davis *et al.*, 2011).

El **esfuerzo**, es el responsable de la deformación de un cuerpo y es entendido como la concentración de la fuerza es decir, fuerza por unidad de área. (Davis *et al.*, 2011).

FIGURA 8. Cuatro transformaciones básicas. a) Translación. b) Rotación. c) Dilatación. d) Distorsión.



Fuente: Tomado de Davis et al. (2011).

6.2.3 Fallas geológicas

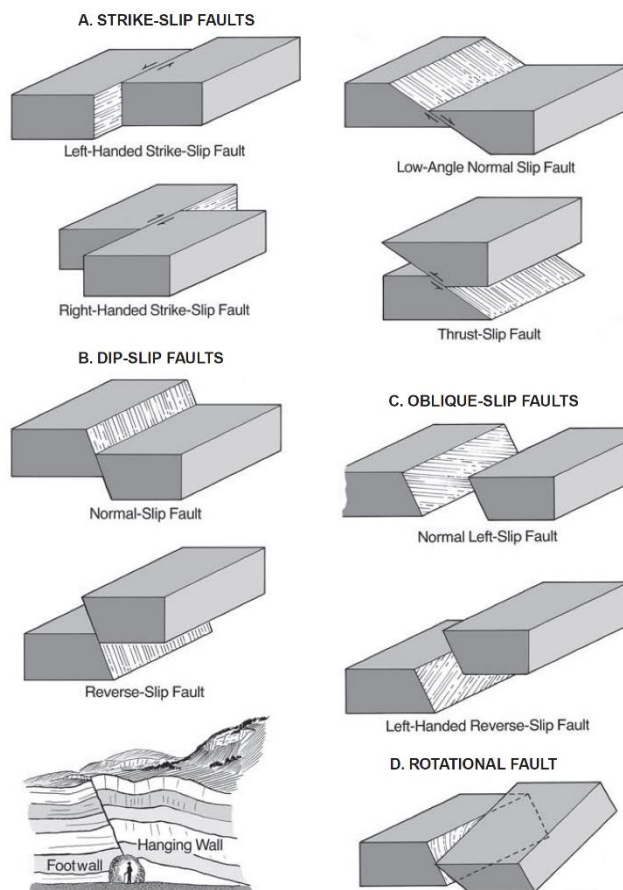
Es una discontinuidad a lo largo de la cual hay un desplazamiento visible (Van der Pluijm & Marshak, 2004; Davis et al., 2011). En un sentido más estricto, las fallas se desarrollan debido a procesos de deformación frágil (Van der Pluijm & Marshak, 2004). Estas superficies pueden ocurrir como un rompimiento sencillo o una serie de rompimientos repetitivos (zona de falla) compuesto por superficies subparalelas e interconectadas espacialmente (Davis et al., 2011).

6.2.3.1 Clasificación por desplazamiento:

Se tiene en cuenta la magnitud, dirección y el sentido del movimiento, refleja el desplazamiento relativo actual entre el bloque colgante y el bloque yacente (Davis et al., 2011). De acuerdo a esto, las fallas pueden ubicarse en cualquiera de estos cuatro tipos (FIGURA 9):

- Fallas de desplazamiento en el rumbo (Strike-slip faults)
- Fallas de desplazamiento en el buzamiento (Dip-slip faults)
- Fallas oblicuas (Oblique-slip faults)
- Fallas rotacionales (rotational or scissors faults)

FIGURA 9 Bloques diagramas que muestran los tipos de falla según la clasificación por desplazamiento. a) Fallas de desplazamiento en el rumbo. b) Fallas de desplazamiento en el buzamiento. c) Fallas oblicuas. d) Fallas rotacionales.



Fuente: Tomado de Davis et al. (2011).

6.2.4 Fallas de rumbo

Corresponde a una falla en donde el movimiento es paralelo al rumbo de la misma (Bates & Jackson, 1987 en Sylvester, 1988). Se clasifican en dos grandes grupos:

transformantes (observables a escala regional las cuales cortan a través de la litosfera y por lo general forma un límite de placa tectónica o acomodan el movimiento entre dos placas) y **transcurrentes** (se encuentran confinadas en la corteza y no cortan la litosfera) (Sylvester, 1988).

6.2.4.1 Reconocimiento de las fallas de rumbo.

La característica más distintiva de las fallas de rumbo activas o recientemente activas es su extrema linealidad topográfica y estructural a lo largo de largas distancias (cientos de kilómetros en algunos casos) junto a un arreglo de características fisiográficas distintivas como: valles lineales, corrientes desviadas, corrientes desplazadas, lomos de presión, lomos de obturación, escarpes, lagunas de falla, resumaderos, hombreras, etc. (Ver Morfología tectónica – FIGURA 5). Sin embargo, el reconocimiento de estas estructuras geomorfológicas está limitado debido a la durabilidad de pequeñas y fácilmente erosionables geoformas cuya preservación depende principalmente del clima (Sylvester, 1988).

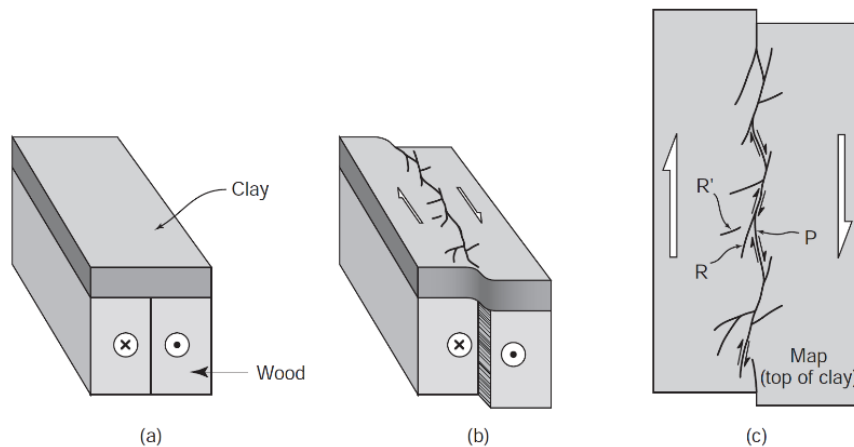
La presencia de una falla de rumbo es indicada frecuentemente por un arreglo en *echelon* de las fracturas, fallas y pliegues en una zona estrecha y elongada; además de la truncación de características de referencia como estratificación, foliación, pliegues, diques, silos, otras fallas o, la yuxtaposición de rocas de diferentes litologías, facies, edad, origen y estructura (Sylvester, 1988). Además, es normal el desarrollo de actividad ígnea syn-tectónica a lo largo de las fallas de rumbo (Sylvester, 1988).

6.2.4.2 Estructuras asociadas a las fallas de rumbo.

Los modelos análogos de laboratorio en cajas con diferentes materiales (arena seca, arcilla húmeda, silicona, entre otros) han contribuido significativamente al entendimiento de las estructuras desarrolladas bajo regímenes predominantemente de rumbo (Dooley & Shreurs, 2012). Este tipo de modelamiento simula la transferencia de la deformación desde una falla de basamento vertical, recta y

reactivada (FIGURA 10) a una sobrepuesta sin deformación aunque fue Cloos (1928) quien describe este tipo de experimento en detalle, estos son conocidos como **Experimentos Riedel** (Tchalenko, 1970).

FIGURA 10. Modelo análogo del desarrollo de una falla de rumbo. a) Antes de la deformación. La arcilla (clay) representa la corteza débil; los bloques de madera (wood) representan la corteza inferior más rígida; el límite vertical representa la falla de rumbo. b) Durante la deformación. Desarrollo de cizalla Riedel en la arcilla. c) Vista en planta de las estructuras formadas.



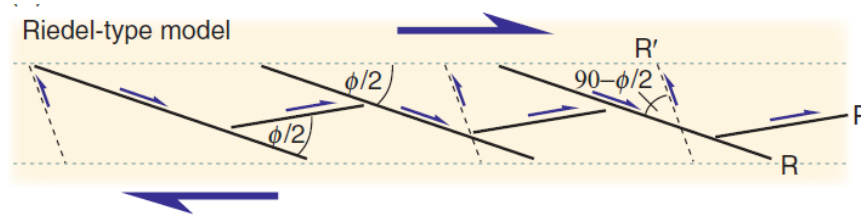
Fuente: Tomado de Van der Pluijm & Marshak (2003).

El experimento Riedel ha sido modelado varias veces con diferentes tipos de materiales y otras variables entre los modelos más conocidos se encuentran los desarrollados por: Cloos (1928), Riedel (1929), Tchalenko (1970), Wilcox (1973), Naylor *et al.* (1983) y Dooley (2012). A pesar de las diferencias entre los modelos, las cuales van desde los materiales usados hasta las velocidades de deformación y espesores de los materiales se han obtenido una serie de similitudes en el desarrollo de las fallas de rumbo.

En general, se desarrollan una serie de fracturas subsidiarias que se clasifican en base a su orientación y sentido de desplazamiento con respecto al desplazamiento del sistema. Un primer conjunto es conocido como **fracturas de cizalla Riedel** (R-shear), de bajo ángulo ($\sim 15^\circ$) con respecto a la zona de cizalla total y en el mismo sentido del desplazamiento. Otro conjunto son fracturas antitéticas las cuales

tienen un ángulo alto ($\approx 75^\circ$) con respecto a la zona de cizalla total son conocidas como **fracturas de cizalla R'** (R' shear), este grupo generalmente esta menos desarrollado que las fracturas R. Y, un tercer grupo conocido como **fracturas de cizalla P** (P shear), cuyo desarrollo probablemente está relacionado a las variaciones temporales en el campo de esfuerzos local de una zona de cizalla (FIGURA 10C y FIGURA 11). El arreglo de estas fracturas es en *echelon*, es decir, que las fracturas de cada conjunto son paralelas entre sí y están dispuestas a lo largo de una línea común que coincide con la zona total de cizalla. (Foosen, 2010; Davis *et al.*, 2011).

FIGURA 11. Fracturas desarrolladas en una falla de rumbo dextral. Fracturas R, R' y P.



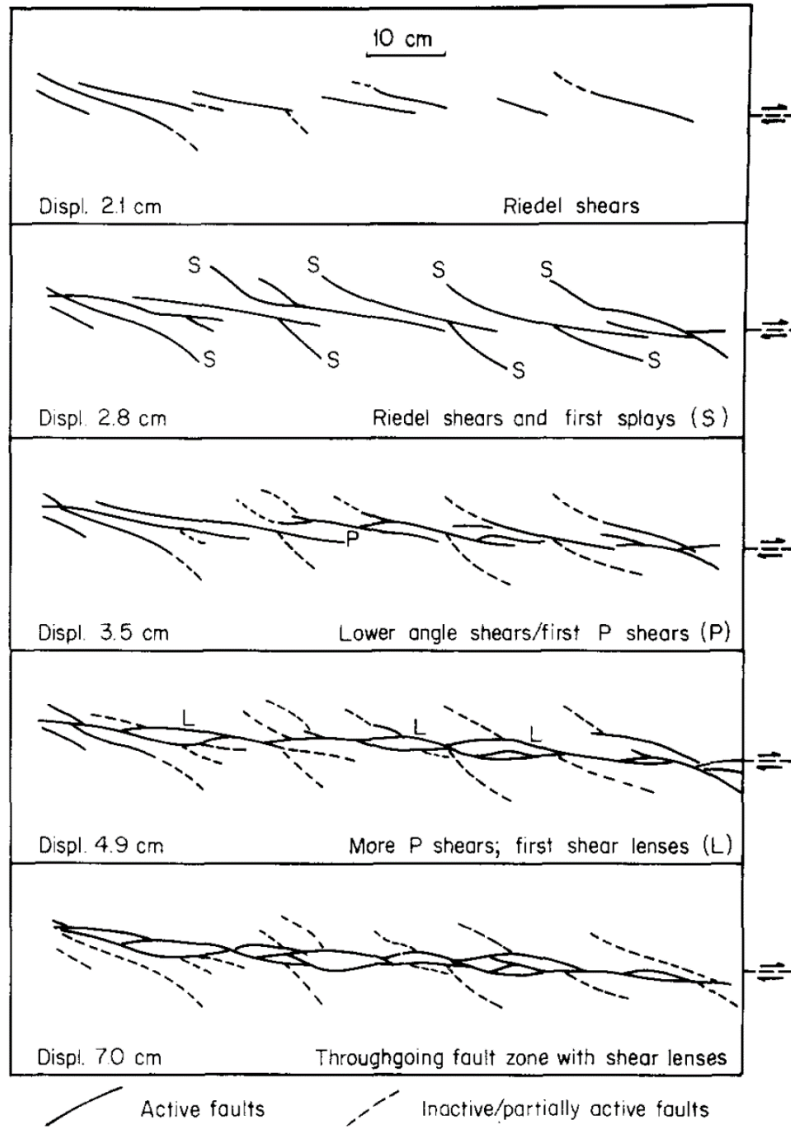
Fuente: Tomado de Foosen (2010).

Naylor *et al.* (1986) en base a sus experimentos Riedel concluye la evolución de las zonas afectadas por fallas de rumbo en cuatro pasos según el aumento en el desplazamiento del basamento:

- 1) Cizallas Riedel en echelon.
- 2) Ramificaciones de fallas de corta duración.
- 3) Desarrollo de fracturas Anti-Riedel (R').
- 4) Fracturas P (P shear).

Finalmente, el patrón resultante de la falla es una zona anastomosada definida por lentes cizallados (FIGURA 12).

FIGURA 12. Modelo de evolución de una falla de rumbo vista en planta.



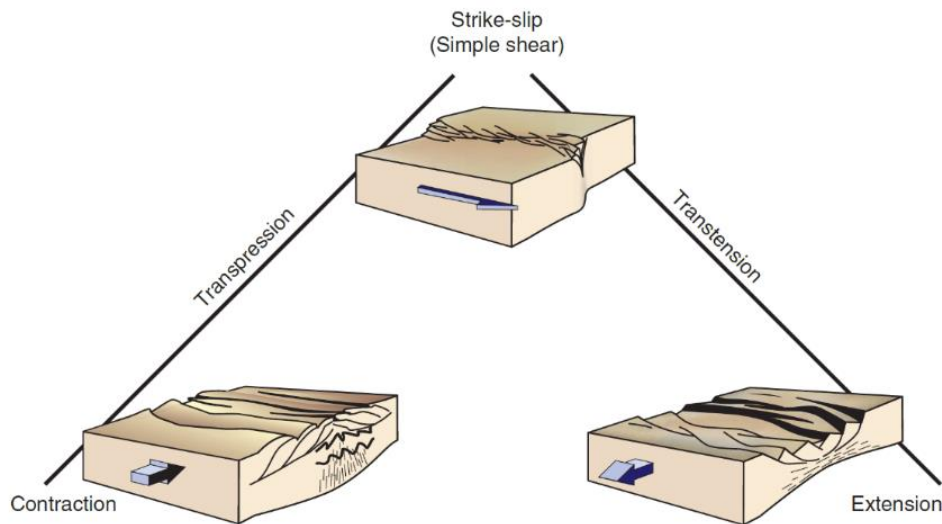
Fuente: Tomado de Naylor et al. (1986).

6.2.4.3 Transpresión y transtensión.

El trazo de una falla de rumbo vista en planta no corresponde a una sola línea con un rumbo constante, al contrario, corresponde a una compleja zona en donde se desarrollan curvaturas o pandeos del trazo principal lo cual produce componentes locales de contracción o extensión (Foosen, 2010). En general, la **transpresión** es

la combinación simultánea de movimiento en el rumbo y acortamiento en una zona, mientras que la **transtensión** es la combinación de movimiento en el rumbo y extensión de una zona (FIGURA 13) (Foosen, 2010). Este acortamiento ocurrido en zonas de transpresión causa fallamiento y levantamiento dentro o adyacente a la zona de falla lo cual produce lomos de presión, mientras que en las zonas de transtensión se evidencian depresiones topográficas (sag ponds) donde ocurre fallamiento normal y subsidencia (Van der Pluijm & Marshak, 2003).

FIGURA 13. Relación de transpresión y transtensión con movimientos de contracción, rumbo y extensión.



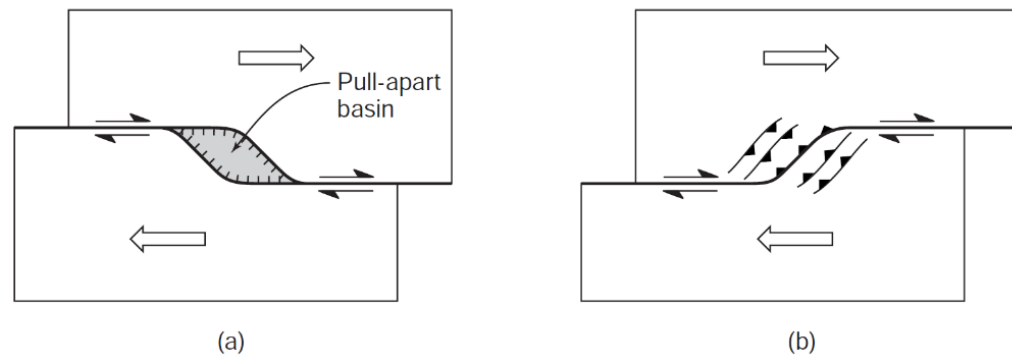
Fuente: Tomado de Foosen (2010).

6.2.4.4 Estructuras desarrolladas en las curvaturas de las fallas de rumbo.

En muchos sitios, la transpresión y transtensión tiene lugar en las curvaturas de las fallas de rumbo. La convergencia o divergencia de estas zonas depende del sentido de movimiento de la falla y el sentido de la curvatura (Davis *et al.*, 2011). Una curvatura en donde ocurre transpresión, es decir acortamiento cortical y levantamiento es conocida como una **curva de restricción** o *contracción* (*restraining bend*); mientras que una curvatura donde ocurre transtensión, es decir

que se crea un espacio abierto es conocida como una **curva de relajamiento** (*releasing bend*) (FIGURA 14) (Van der Pluijm & Marshak, 2003).

FIGURA 14. a) Curva de relajamiento (*releasing bend*) b) Curva de restricción (*restraining bend*).

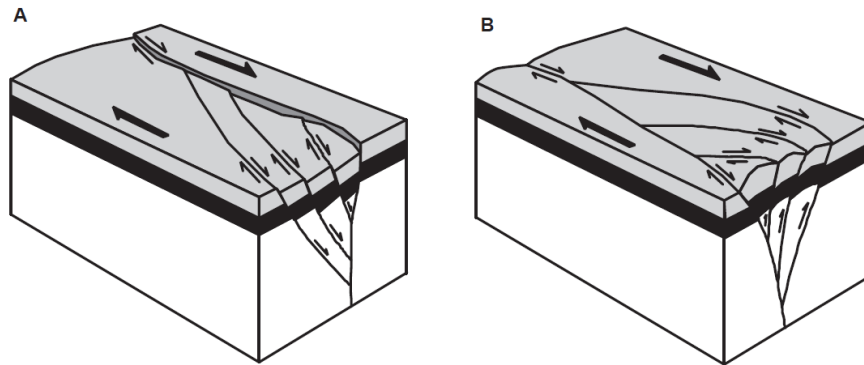


Fuente: Tomado de Van der Pluijm & Marshak (2003).

6.2.4.5 Dúplex y estructuras en flor.

Un dúplex de rumbo consiste en un arreglo de muchas fallas paralelas entre sí en una curvatura de una falla de rumbo (Van der Pluijm & Marshak, 2003). Movimiento a lo largo de una falla principal es transferido a otras, y estas fallas están conectadas a profundidad, lo cual da un patrón de fallamiento visto en un corte estructural conocido como **estructuras en flor** (FIGURA 15). Estos dúplex pueden ser contraccionales (desarrollo de una estructura en flor positiva) o extensionales (flor negativa) (Davis *et al.*, 2011).

FIGURA 15. A) Dúplex extensional (Estructura en flor negativa) B) Dúplex contraccional (Estructura en flor positiva).



Fuente: Tomado de Davis et al. (2011).

6.2.5 Pliegues geológicos

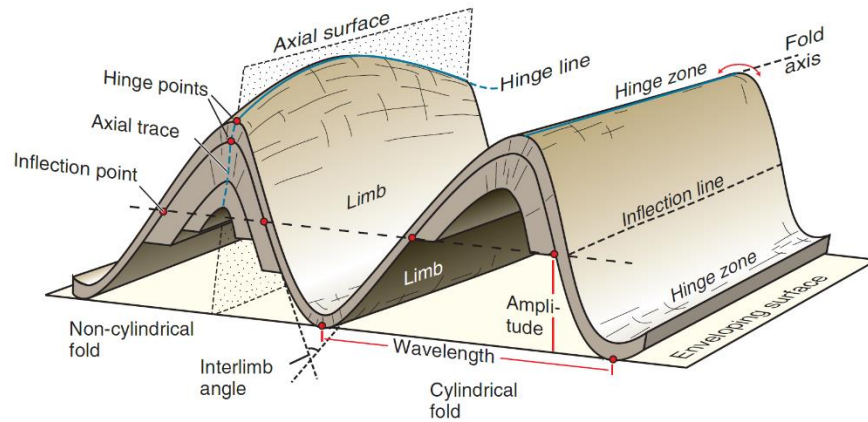
Un pliegue geológico es una característica estructural que se forma cuando una superficie planar (estratos de las rocas sedimentarias, volcano-sedimentarias y/o metamórficas) es doblada producto de la deformación de la corteza terrestre (Van der Pluijm & Marshak, 2003).

6.2.5.1 Partes de un pliegue

Las partes principales de un pliegue son (FIGURA 16):

- **Cresta:** Corresponde a la línea que une los puntos topográficamente más altos de un pliegue.
- **Valle:** Es la línea que une los puntos topográficamente más bajos de un pliegue.
- **Charnela:** Es la línea que une los puntos de máxima curvatura de cada capa dentro de un pliegue.
- **Flanco:** Es la porción menos curvada de un pliegue, se ubican a ambos lados de la charnela.
- **Plano axial:** Es la superficie que contiene las charnelas de todas las capas dentro de un pliegue.

FIGURA 16. Principales partes de un pliegue.



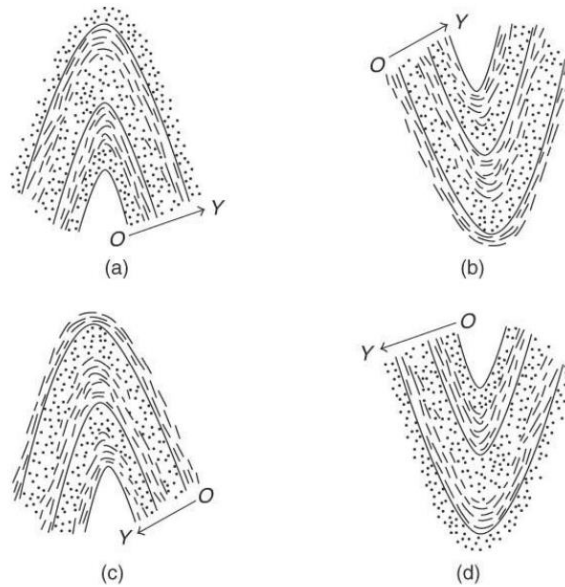
Fuente: Tomado de Foosen (2010).

6.2.5.2 Anticlinal y Sinclinal.

Según la posición de los estratos relativamente más jóvenes dentro de un pliegue se pueden clasificar en:

- **Anticlinal:** Corresponde a un pliegue que es convexo en la dirección de las capas más jóvenes en una secuencia plegada. Si la curvatura se da hacia abajo, es conocido como anticlinal sinforme (FIGURA 17)
- **Sinclinal:** Es un pliegue que es convexo en la dirección de los estratos más antiguos dentro de una secuencia plegada. Si esta secuencia se encuentra orientada hacia arriba, es conocido como sinclinal antiforme (FIGURA 17).

FIGURA 17. Clasificación de pliegues según la edad relativa de los planos y su curvatura. a) Anticlinal. b) Sinclinal. c) Sinclinal antiforme. d) Anticlinal sinforme.



Fuente: Tomado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

Además, los pliegues se pueden describir en base a la forma, ángulo entre flancos, tamaño, simetría, entre otros.

6.2.5.3 Estructuras menores desarrolladas durante el plegamiento.

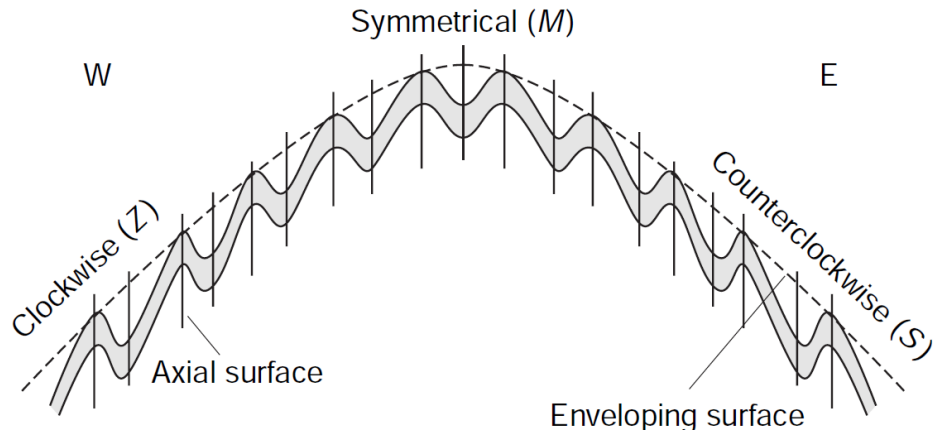
Estas estructuras menores reflejan la combinación de cuatro mecanismos complementarios de deformación los cuales se desarrollan durante el plegamiento: acortamiento sobre la capa superior, deslizamiento paralelo de las capas en los limbos del pliegue, alargamiento paralelo a las capas del arco exterior de la charnela y acortamiento paralelo de las capas en el arco interior de la charnela. (Davis *et al.*, 2011).

Los **pliegues de parásitos** o pliegues de arrastre (*drag or parasitic folds*) son pliegues menores asimétricos los cuales se han dividido en tres grupos según su simetría (FIGURA 18):

- **Pliegues Z:** Asimetría horaria.
- **Pliegues M:** Simétricos.

- **Pliegues S:** Asimetría anti-horaria.

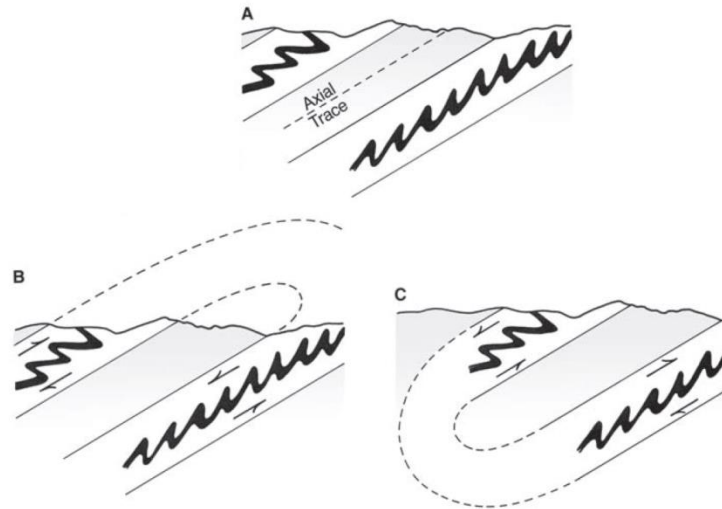
FIGURA 18. Vergencia de los pliegues parásitos en un anticlinal.



Fuente: Tomado de Van der Pluijm & Marshak (2003).

Estos pliegues menores son de gran importancia por al menos tres razones; Primero, la cizalla de los estratos superiores en una sección va desde el sinclinal hacia el anticlinal y, el sentido de la cizalla de los pliegues S y Z indica la dirección del pliegue del anticlinal. Segundo, el eje de los pliegues parásitos es subparalelo al eje del pliegue mayor al cual está asociado por tanto, si la charnela del pliegue no está expuesta, esta puede ser deducida aproximadamente en campo. Finalmente, en lugares con pobre exposición de pliegue, la ubicación del plano axial del pliegue mayor puede ser identificada en base al cambio de la asimetría de los pliegues menores del Z al S o viceversa (FIGURA 19).

FIGURA 19. a) ¿Qué tipo de pliegue es: antiforme o sinforme? b) No es un antiforme, ya que la asimetría de los pliegues parásitos contradice el movimiento de los estratos. c) El patrón de los pliegues parásitos corresponde a un sinforme.

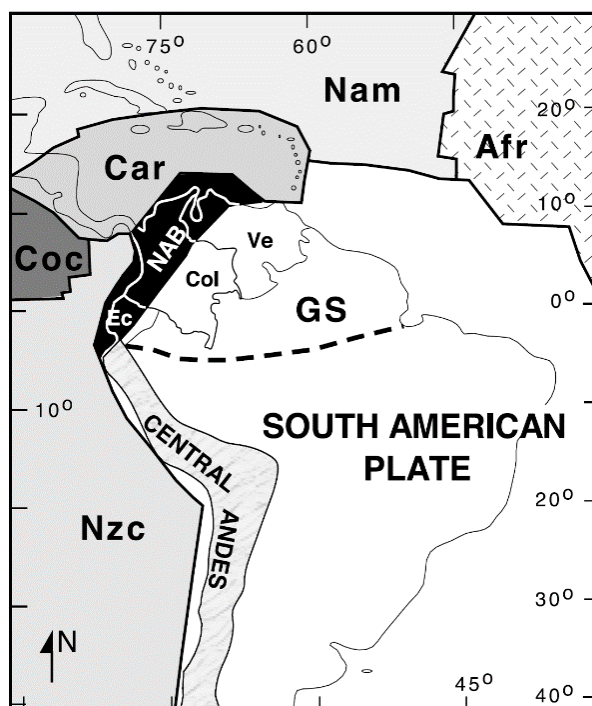


Fuente: Tomado de Davis et al. (2011).

7 MARCO TECTÓNICO

Los Andes de Ecuador, Colombia y Venezuela han sido reconocidos como un segmento geológicamente diferente de la Cordillera de los Andes el cual es conocido como el Bloque Norandino (FIGURA 20) (Cediel *et al.*, 2003). Este segmento corresponde a un territorio geológicamente complejo y tectónicamente dinámico (Royero & Clavijo, 2001) en donde ocurre la interacción de tres placas litósfericas principales: la Placa de Nazca ubicada en el Pacífico, la Placa Caribe al norte y la Placa Suramericana (Cediel *et al.*, 2003). Esta compleja evolución ha dado origen a la dispersión, rotación de bloques como la Sierra Nevada de Santa Marta entre otros, acompañado por movimiento es de traslación, el cual es absorbido por las fallas de rumbo que se encuentran dentro del Bloque Norandino (Montes *et al.*, 2009).

FIGURA 20. Bloque Norandino y su interacción con las Placas de Nazca, Caribe y Suramericana.

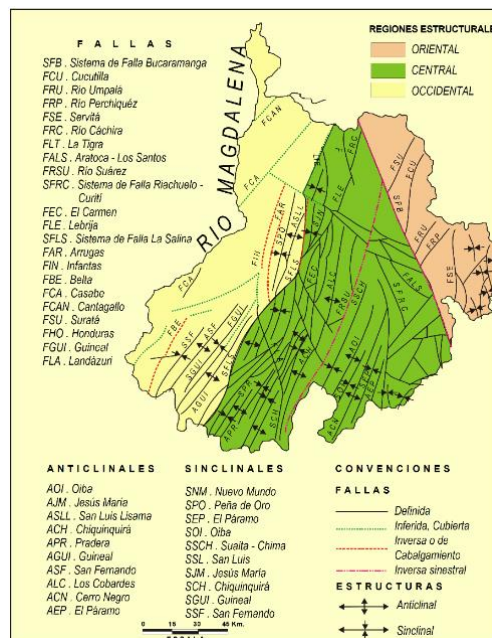


Fuente: Tomado de Cediel et al. (2003).

En el sentido de Etayo *et al.* (1983) el departamento de Santander se encuentra conformado por los Terrenos de Santander, Floresta y el Supraterreno Cretácico. El uso de estos términos ha dado lugar a una serie de confusiones en la aplicación e interpretación de los mismos, por tal razón Royero & Clavijo (2001) han subdividido el departamento en tres subprovincias: el Macizo de Santander, la Cordillera Oriental y el Valle Medio del Magdalena (FIGURA 21). Cada una de estas tres subprovincias se caracteriza por tener un estilo estructural diferenciable.

La región oriental, la cual comprende el Macizo de Santander se caracteriza por un fallamiento en bloques rumbo norte-sur y un sector de pliegues anticlinales y sinclinales estrechos. Las fallas más importantes que se encuentran en esta región son: la Falla de Suratá, Umpalá, Perchiquez, Baraya y Servitá. El límite entre la región oriental y la región central es la Falla de Bucaramanga (Royero & Clavijo, 2001).

FIGURA 21 Esquema estructural del Departamento de Santander.



Fuente: Tomado de Royero & Clavijo (2001).

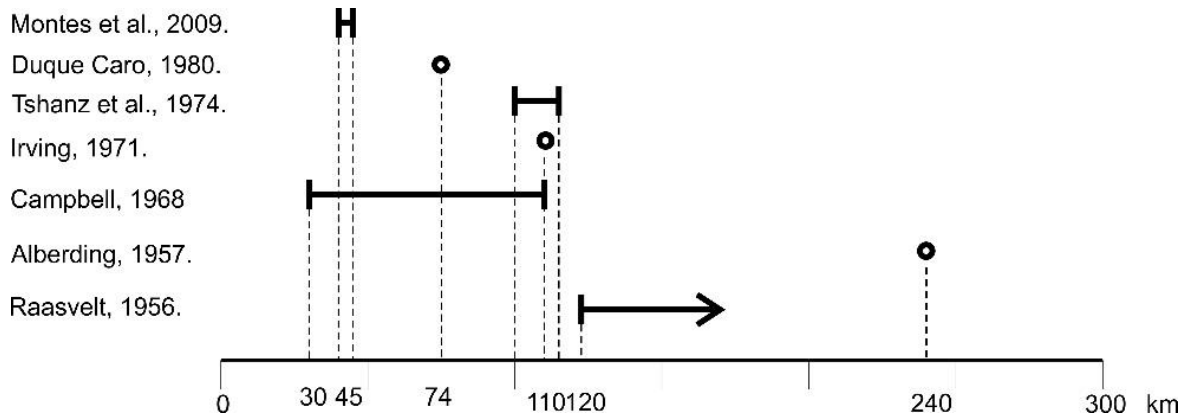
La región central geográficamente conforma la cadena montañosa de las estribaciones occidentales de la Cordillera Oriental, allí se destacan estructuras anticlinales y sinclinales amplias limitadas por fallas inversas y de cabalgamiento con inclinación hacia el oriente, entre las cuales se destacan el Anticlinal de los Cobardes, el Anticlinal de Jesús María, el Sinclinal de Suaita-Chima, el Sinclinal de Nuevo Mundo y el Sinclinal de Jesús María. Las fallas más importantes de esta región son: la Falla del Suárez, Riachuelo, El Carmen, Honduras y Landázuri. El límite entre la región central y la región occidental es la Falla de la Salina (Royero & Clavijo, 2001).

La región occidental representa una región hundida ubicada en gran parte del Valle Medio del Magdalena. Estructuralmente está conformada por anticlinales y sinclinales amplios conformados por rocas del Cenozoico y fallas inversas con inclinación hacia el oriente. Las principales estructuras geológicas de esta región son: el Anticlinal de San Luis-Lisama, Sinclinal de Peña de Oro, Sinclinal de Guinela, Anticlinal de San Fernando; y las fallas de la Salina, Arrugas, Infantas, Casabe y Cantagallo (Royero & Clavijo, 2001).

7.1 FALLA DE BUCARAMANGA.

La Falla de Bucaramanga corresponde al segmento meridional del Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta (SFBS) en el sentido de Ujueta (2003) y París *et al.* (2000). Este sistema de fallas tiene una orientación aproximada de N15°W y una longitud total entre 550 y 600 km si se asume con un trazo único. Es considerado como un sistema de fallas de rumbo con movimiento sinistral con un desplazamiento estimado entre 30 y 240 km (FIGURA 22) la incertidumbre en la cantidad de desplazamiento se debe a la falta de marcadores reconocibles que permitan cuantificarlo (Raasvelt, 1956; Alberding, 1957; Irving, 1971; Tschanz *et al.*, 1974; Boinet *et al.*, 1989; Ward *et al.*, 1973, Duque Caro, 1980; Toro, 1990; Montes *et al.*, 2009).

FIGURA 22. Rango de desplazamiento sinistral del SFBS en kilómetros según diversos autores.



Fuente: Recopilado por Ujueta (2000).

Se han propuesto diversas edades para este sistema de fallas (FIGURA 23), sin embargo la opinión de los autores se puede dividir en dos grupos: un primer grupo se inclina por el Cenozoico temprano (Young *et al.*, 1956; Irving, 1971; Tshanz *et al.*, 1974; Cáceres *et al.*, 1980); un segundo grupo se inclina por una edad más reciente en el Cenozoico tardío (Campbell, 1968; Duque Caro, 1980). Incluso algunos autores han considerado el sistema activo desde el Precámbrico durante la Orogenia Grenville-Orinoco (Boinet *et al.*, 1989; Cediél y Cáceres, 2000).

FIGURA 23. Rango de edades propuestas para el SFBS según la opinión de diversos autores.

CENOZOICO TEMPRANO.

YOUNG et al. 1956.
 IRVING, 1971.
 TSCHANZ et al. 1974.
 CACERES et al. 1980.

Epoch	Sub-Epoch	Stage	Age (Ma)
Cenozoic	Holocene	Upper	0.0115
		Middle	0.126
		Lower	0.761
	Pleistocene	Galassan	1.806
		Pliocenes	2.588
		Zandean	3.600
	Pliocene	Messinian	5.332
		Tortonian	7.246
		Serravallian	11.806
	Miocene	Langhian	13.65
Burdigalian		15.97	
Aquitanian		20.43	
Oligocene	Chattian	23.03	
	Rupelian	28.4	
	Prabonian	33.9	
Paleogene	Barroisian	37.2	
	Lutetian	40.4	
	Ypresian	48.8	
Eocene	Thanetian	55.8	
	Selandian	58.7	
	Danian	61.7	
Paleocene	Danian	65.5	
	Maastrichtian	70.6	
	Campanian	83.5	
Cretaceous	Santonian	85.8	
	Coniacian	89.3	
	Turonian	93.5	
Cretaceous	Cenomanian	99.6	
	Albian	112.0	
	Aptian	120.0	
Lower	Barroisian	130.0	
	Maastrichtian	135.0	
	Ypresian	136.4	
Triassic	Ypresian	142.2	
	Berriasian	145.5	

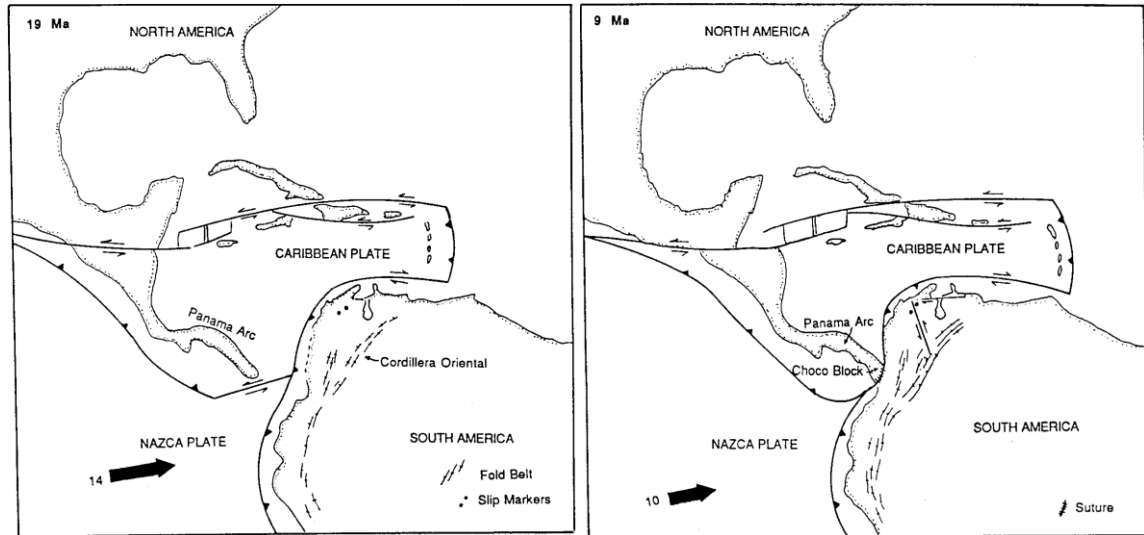
CENOZOICO TARDÍO.

CAMPBELL, 1968
 DUQUE CARO, 1980.
 BOINET et al, 1980.

Fuente: Recopilado por Ujueta (2000).

Según Toro (1990) el SFBS se desarrolla como una estructura de escape debido al incremento en la compresión y acreción de un arco de islas contra la margen occidental de Colombia (FIGURA 24) en este sentido, Taboada (2000) menciona la colisión de un bloque exótico (conocido como el Bloque Chocó) en el Mioceno medio (12 Ma según Duque Caro, 1990) el cual se acrecionó a la Cordillera Occidental y, posteriormente ocurrió la colisión entre el arco de islas de Panamá y Suramérica (Mioceno tardío a Plioceno), estas colisiones hacen posible la diferenciación de los Andes del Norte con los Centrales en diversos aspectos que incluye la edad y naturaleza del basamento y el margen continental, la naturaleza y evolución de los regímenes de esfuerzo durante el levantamiento, la edad de subducción (colisión) de la corteza oceánica, el tiempo y estilo de deformación y magmatismo, lo cual genera un régimen colisional transpresional en este sector norte de Suramérica (Cediel et al., 2003).

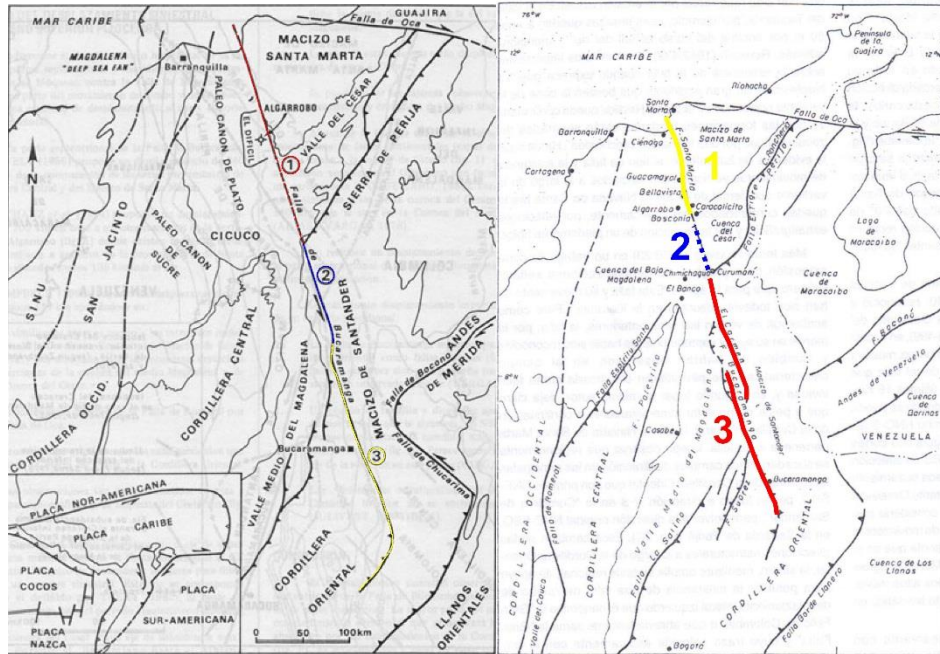
FIGURA 24 Desarrollo del SFBS como una estructura de escape debido al incremento en la compresión y acreción de un arco de islas al occidente de Colombia.



Fuente: Tomado de Toro (1990).

Este sistema de fallas se ha dividido en tres sectores (FIGURA 25): el segmento norte el cual se conoce como la Falla de Santa Marta corresponde al límite occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta entre la costa caribe de Colombia y la población de Bosconia el cual tiene una expresión morfológica que se puede reconocer fácilmente en imágenes satelitales (Boinet *et al.*, 1989; Ujueta, 2003). Se caracteriza por tener una componente de movimiento normal y un desplazamiento lateral izquierdo entre 40 y 45 km (Montes *et al.*, 2009) además de presentar actividad neotectónica (Idárraga y Romero, 2010). El límite de estos tres segmentos se ha establecido en diferentes sectores según el autor (Boinet *et al.*, 1989; Ujueta, 2003).

FIGURA 25 Diferencias en la segmentación del SFBS



Fuente: Tomado de Boinet et al. (1989) y Ujueta (2003).

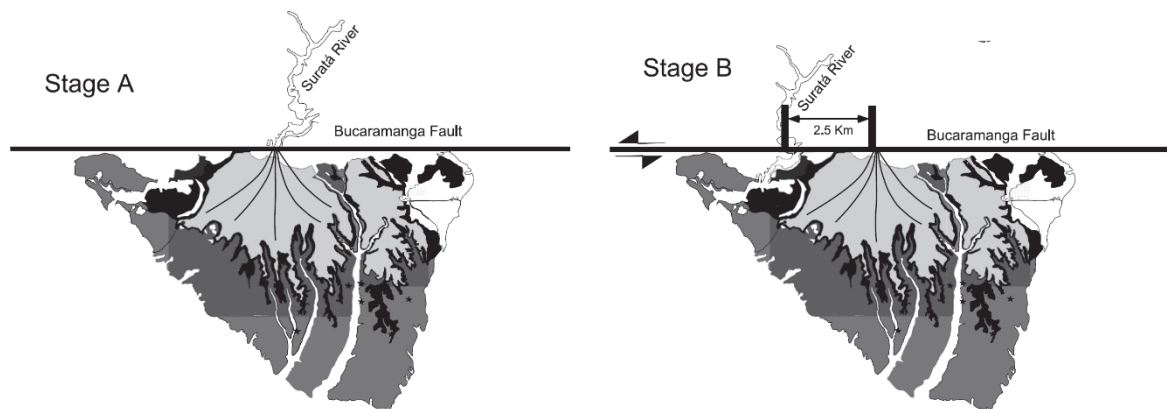
El segmento intermedio del SFBS se localiza entre las localidades de Bosconia y Curumaní y es conocida como la Falla de Algarrobo, la cual tiene una longitud de aproximadamente 100 km los cuales se encuentran cubiertos por depósitos cuaternarios (Ujueta, 2003; Mora y García, 2006).

El segmento meridional es conocido como la Falla de Bucaramanga, el cual corresponde al límite occidental del Macizo de Santander. Este sector se caracteriza por un expresión morfológica bastante evidente de fallamiento de rumbo (Royero y Clavijo, 2001; Ward et al., 1973) entre los cuales se incluyen lomos de presión, lomos de obturación, silletas de falla, cauces desviados entre otros (Wesson et al., 1975). Entre otras estructuras relacionadas con este trazo de la falla se encuentra el Dúplex de Ocaña y el Abanico Aluvial de Bucaramanga (Osorio et al., 2008).

El movimiento lateral izquierdo de la Falla de Bucaramanga se destaca principalmente en el desplazamiento de aproximadamente 2.5 km del río Suratá

hacia el norte del ápice del Abanico de Bucaramanga (FIGURA 26), ya que este río se ha considerado como el principal afluente que aportó los sedimentos de dicho abanico (Diederix *et al.*, 2008; Jiménez *et al.*, 2015). La tasa de desplazamiento de la Falla de Bucaramanga ha sido calculada en un máximo de 3mm/yr según investigaciones paleomagnéticas de los sedimentos del Abanico de Bucaramanga (Jiménez *et al.*, 2015).

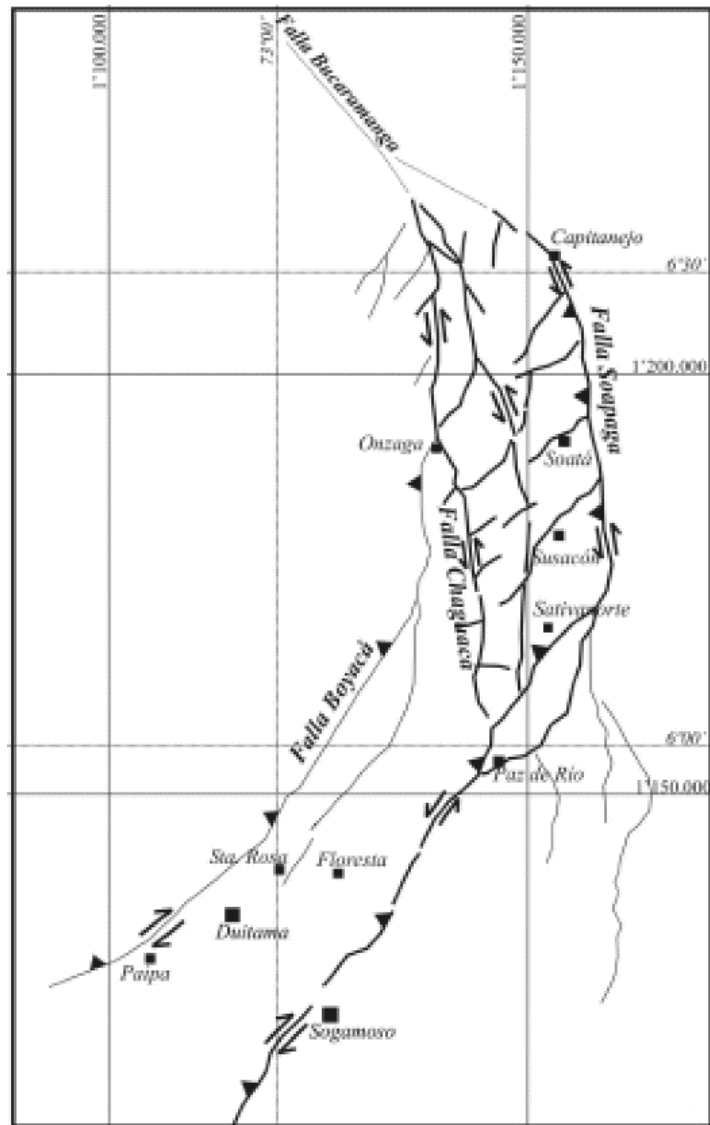
FIGURA 26 Esquema que muestra el desplazamiento del ápice del Abanico de Bucaramanga a lo largo de la Falla de Bucaramanga aproximadamente 2.5 km.



Fuente: Tomado de Jiménez et al. (2015).

La terminación de la Falla de Bucaramanga en el sur se ha relacionado con las Fallas de Soapaga y Boyacá, las cuales han sido consideradas fallas de cabalgamiento que amortiguan su movimiento. Estas fallas tienen una dirección NW-SE similar a la Falla de Bucaramanga hasta la latitud de $6^{\circ} 15'$, y son consideradas su prolongación al sur; a partir de dicha latitud cambian su orientación a NE-SW (Velandia, 2005). Esta interacción entre las Fallas de Bucaramanga, Boyacá y Soapaga ha conformado una estructura dúplex por transpresión interpretada a partir de imágenes satelitales como lo muestra la FIGURA 27.

FIGURA 27 Interpretación de la estructura dúplex en la terminación sur de la Falla de Bucaramanga.



Fuente: Tomado de Velandia (2005).

8 ESTRATIGRAFÍA

En el departamento de Santander afloran rocas ígneas, metamórficas y sedimentarias con edades que varían desde el Proterozoico hasta el Holoceno (Royero & Clavijo, 2001). Las rocas más antiguas del Macizo de Santander corresponden a rocas metamórficas del precámbrico las cuales se han agrupado en las formaciones **Neis de Bucaramanga, Esquistos de Silgará y Ortoneis de Berlín** (Paleozoico) (Royero y Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2009). Estas rocas metamórficas se encuentran suprayacidas localmente por una secuencia sedimentaria fundamentalmente de edad Paleozoico superior correspondientes a las **formaciones Floresta, Diamante y Bocas**, las cuales en algunos sectores han sufrido metamorfismo de bajo grado relacionado posiblemente con intrusiones batolíticas (Goldsmith *et al.*, 1971). Discordantemente y en algunos sectores con inconformidad angular se encuentra una secuencia sedimentaria continental de edad Triásico-Jurásico correspondiente a las **formaciones Jordán y Girón** (Goldsmith *et al.*, 1971). En este período (aprox. 190-210 Ma) inicia un magmatismo relacionado con subducción (Dörr *et al.*, 1995) el cual emplaza plutones de composiciones dioríticas a graníticas representados por el **Granito de Chuscales, la Monzonita de Onzaga, el Batolito de Mogotes, la Granodiorita de Santa Bárbara, el Granito de Pescadero y el Granito de Páramo Rico** (Mantilla *et al.*, 2009). Durante el Cretácico continua la sedimentación continental y gradualmente ocurre una transgresión del mar dejando como evidencia una espesa secuencia sedimentaria de areniscas, lutitas y calizas entre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de Maracaibo. A finales del Cretácico y comienzos del Cenozoico se produce un retiro del mar acompañado por un levantamiento diferencial de la Cordillera Oriental lo cual da inicio a una etapa compresiva (Dengo & Covey, 1993; Cooper *et al.*, 1995; Roeder & Chamberlain, 1995; Royero y Clavijo, 2001). Dicho levantamiento ocasionó que las rocas sedimentarias de este sector fueran erosionadas en gran parte exceptuando bloques aislados que se preservaron gracias al hundimiento por fallas (Ward *et*

al., 1973). Durante el Mioceno medio se inicia el levantamiento generalizado de la Cordillera Oriental la cual continúa hasta el presente (Boinet *et al.*, 1985).

A continuación se describen cada una de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio, el mapa geológico fue modificado de las Planchas geológicas publicadas por el INGEOMINAS 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1976) y 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987).

8.1 ROCAS METAMÓRFICAS

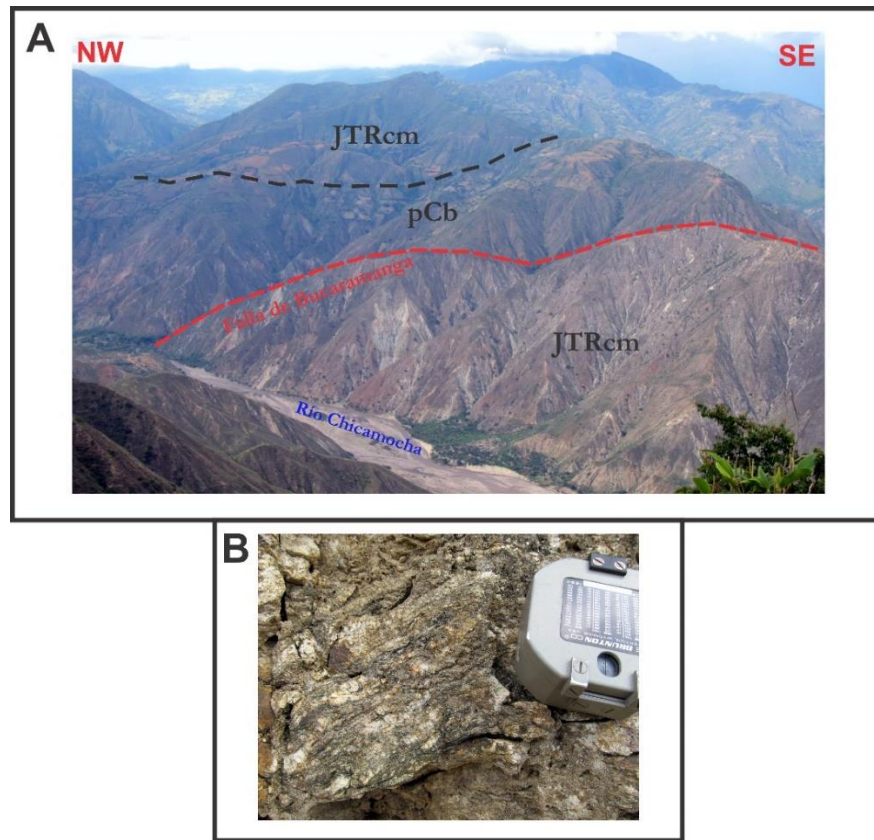
8.1.1 Neis de Bucaramanga (pCb)

El Neis de Bucaramanga (Complejo Bucaramanga según Royero & Clavijo, 2001) fue utilizado por Goldsmith *et al.* (1971) y posteriormente propuesto y definido por Ward *et al.* (1973). La unidad aflora en diversas fajas en el Macizo de Santander (Faja Bucaramanga, Faja Central y Faja Oriental) con litologías más o menos semejantes difiriendo principalmente en su proporción (Ward *et al.*, 1973). La localidad tipo se encuentra entre el Cerro la Judía y el Cerro Morro Negro al oriente de Bucaramanga (Royero & Clavijo, 2001). En el área de estudio aflora en la vía San Joaquín-Ricaurte en el Cañón del Río Chicamocha y esta unidad es intruida por el Batolito de Mogotes al oeste y su límite oriental es la Falla de Bucaramanga (FIGURA 28)

El Neis de Bucaramanga incluye rocas metasedimentarias que consiste principalmente de paraneis pelíticos, cuarzofeldespáticos, y cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente anfibolitas (Ward *et al.*, 1973; Vargas *et al.*, 1981; Boinet *et al.*, 1985; Royero & Clavijo, 2001; Cordani *et al.*, 2005; García *et al.*, 2005). Estas rocas presentan un alto grado de metamorfismo bajo condiciones de alta temperatura (660-750°C) y media presión (5.5-7.2 kbar) alcanzando las facies anfibolita durante la Orogenia Grenvilliana (García & Ríos, 1999; Cordani *et al.*, 2005; García *et al.*, 2005; Mantilla *et al.*, 2009; Urueña y Zuluaga, 2011).

El Neis de Bucaramanga constituye la roca más antigua del Macizo de Santander. El pico de metamorfismo esta datado en 1057+- 28 Ma por geocronología U-Pb SHRIMP en zircones (Cordani *et al.*, 2005).

FIGURA 28 a) Contacto del Neis de Bucaramanga con la Cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes en la parte superior de la Mesa de Fraile cerca a Ricaurte (Tomada desde la estación MG-12) b) Detalle del Neis de Bucaramanga (Estación MG-12).



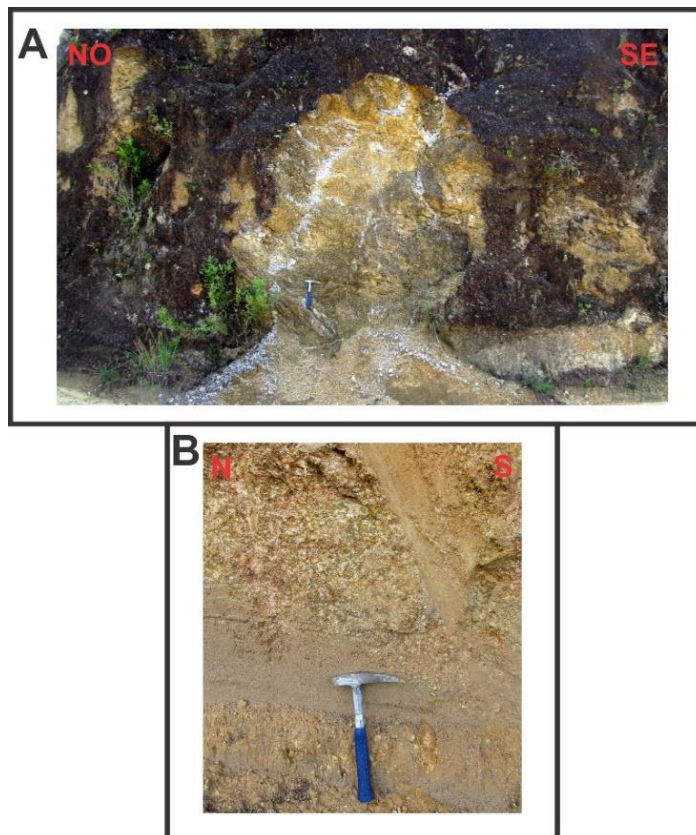
8.1.2 Ortoneis de Berlín (pDo)

Conocido simplemente como Ortoneis, fue inicialmente definido por Ward *et al.* (1973). El lugar donde se encuentra mejor expuesto y en mayor extensión es en los alrededores de Berlín en donde se encuentra su sección tipo por esta razón Royero y Clavijo (2001) le asignan el nombre de Ortoneis de Berlín. Esta unidad aflora en diversas partes del Macizo de Santander destacándose en Berlín, Chitagá, Silos y Pamplona, en el sur del macizo dentro de la zona de estudio,

aflora en las cercanías de Ricaurte y Chicacuta al oriente de la Falla de Bucaramanga sobre el Río Chicamocha, además al noreste del municipio de Onzaga en la vía que conduce hacia el sitio conocido como El Boquerón (FIGURA 29). El Ortoneis intruye a los Esquistos de Silgará, y está cubierto discordantemente por rocas sedimentarias del Paleozoico (Devónico).

El Ortoneis de Berlín es un cuerpo metamórfico de origen ígneo con composición félsica a intermedia con estructura gnéisica y aspecto masivo; su color varía de tonalidades naranjas a rosadas, están compuestos principalmente por cuarzo, feldespatos meteorizados a caolín y moscovita. Estas rocas presentan un alto grado de meteorización lo cual las hace fácilmente disgregables. El Ortoneis es cortado por venas de cuarzo masivo las cuales cortan su foliación.

FIGURA 29 a) Afloramiento del Ortoneis de Berlín cortado por venas de cuarzo en la vía que comunica a Onzaga con El Boquerón (Estación MG-41) b) Detalle del Ortoneis de Berlín fuertemente meteorizado (Estación MG-41).



El metamorfismo que afecto al Ortoneis de Berlín fue de medio a alto grado hasta alcanzar las facies esquistos verdes (Ward, 1973; García *et al.*, 2005). La edad no se ha determinado con exactitud, se ubica entre el Proterozoico Superior hasta el Paleozoico Inferior con dataciones de 450+-80 y 413+-30 Ma Por sus relaciones de campo se considera pre Devónico debido a que es suprayacido en algunos sectores por la Formación Floresta y es contemporáneo o syn-tectónico a los Esquistos de Silgará sin embargo, aún no hay evidencia clara que demuestre esta relación (Ward *et al.*, 1973).

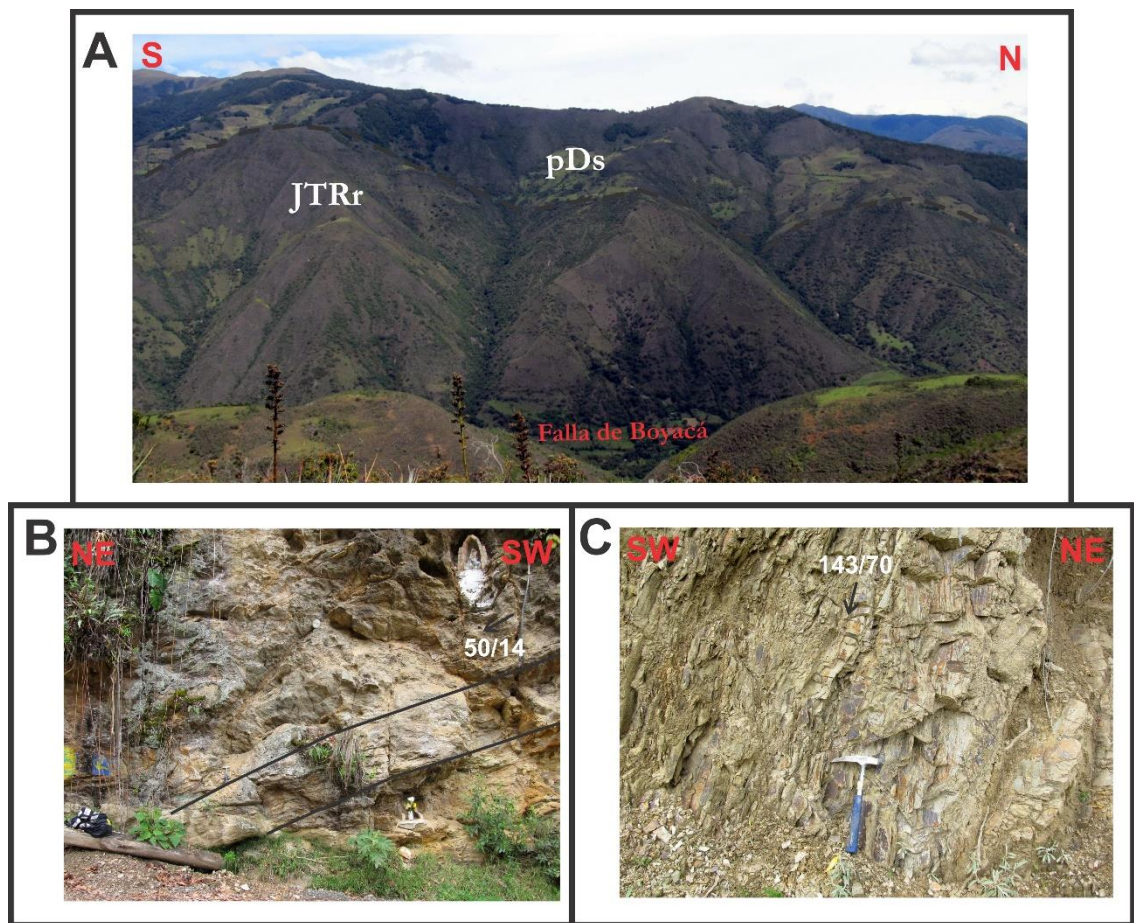
8.1.3 Esquistos de Silgará (pDs)

El nombre de Formación Silgará fue propuesto por Ward et al (1973), sin embargo también es conocida esta unidad como Esquistos de Silgará ya que de acuerdo con la *International Commission on Stratigraphy (ICS)* el término “formación” implica una posición y estratificación conocida dentro de una secuencia estratigráfica, por tanto es más apropiado nombrarla en base a términos litológicos sencillos. La sección tipo de esta unidad se encuentra en la Quebrada Silgará, afluente del Río Salamanca al occidente de Cáchira (Norte de Santander) (Royero & Clavijo, 2001). Recientemente Mantilla *et al.* (2016) propone una escisión de los Esquistos de Silgará en tres unidades diferentes (Esquistos de Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro) teniendo en cuenta diferencias litológicas, edades U-Pb en circones detríticos y edades en el pico de metamorfismo encontradas entre las rocas aflorantes al norte entre Matanza y Cachirí y, al sur entre Piedecuesta y Aratoca.

Esta unidad aflora en tres fajas en el Macizo de Santander (Cachirí, Río Chicamocha y Silos-Pamplona). En la zona de estudio se encuentra la faja del Río Chicamocha la cual según Vargas *et al.* (1981) se puede dividir en la Faja Cepitá-Mogotes y la Faja San Joaquín-Onzaga-Páramo de Canutos. Dentro de esta última faja se destaca dentro de la zona de estudio la presencia de esta unidad al occidente de Onzaga en la Cuchilla Mompá la cual está intruida por la Riolita de

Onzaga (FIGURA 30) y por el Batolito de Mogotes (Cuarzomonzonita). Al oriente de Onzaga por la vía hacia El Boquerón aflora suprayaciendo a la Formación Floresta (metamorfoseada) además es intruida por la Cuarzomonzonita y por el Ortoneis de Berlín.

FIGURA 30 Vista panorámica de los Esquistos de Silgará en contacto con la Riolita de Onzaga en el Páramo de Guata (Tomada desde la estación MG-24) b) Nivel de cuarcitas dentro de los Esquistos de Silgará en la vía Onzaga – El Boquerón (Estación MG-42) c) Estratos fuertemente inclinados de los Esquistos de Silgará en la Cuchilla de Mompá (Estación MG-15).



Los Esquistos de Silgará corresponden a una secuencia de rocas sedimentarias metamorfoseadas compuestas por filitas, cuarcitas, esquistos y meta-areniscas. Los esquistos están compuestos principalmente por minerales micáceos. Los niveles blandos que se encuentran dentro de capas más competentes presentan

microplegamiento. Esta sección descrita parece pertenecer a los Esquistos del Chicamocha en el sentido de Mantilla *et al.* (2016). Las relaciones estratigráficas no son evidentes en la zona de estudio, sin embargo se considera que esta unidad se encuentra suprayacida por la Formación Floresta (metamorfoseada).

Las rocas de los Esquistos de Silgará sufrieron un metamorfismo tipo Barreviano a condiciones de temperatura entre 460 y 650 °C y presiones entre 4 y 7 kbar, lo cual ubica estas rocas en el grado de metamorfismo medio alcanzando las facies esquistos verdes o las facies anfibolita baja (Ward *et al.*, 1973; Castellanos, 2001; Castellanos *et al.*, 2004; Ríos, 2005; García *et al.*, 2005). Los Esquistos de Silgará se han considerado precámbricos en cuanto a su protolito, pero de edad Ordovícica en cuanto a su metamorfismo (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001; Mantilla *et al.*, 2009).

8.1.4 Formación Floresta

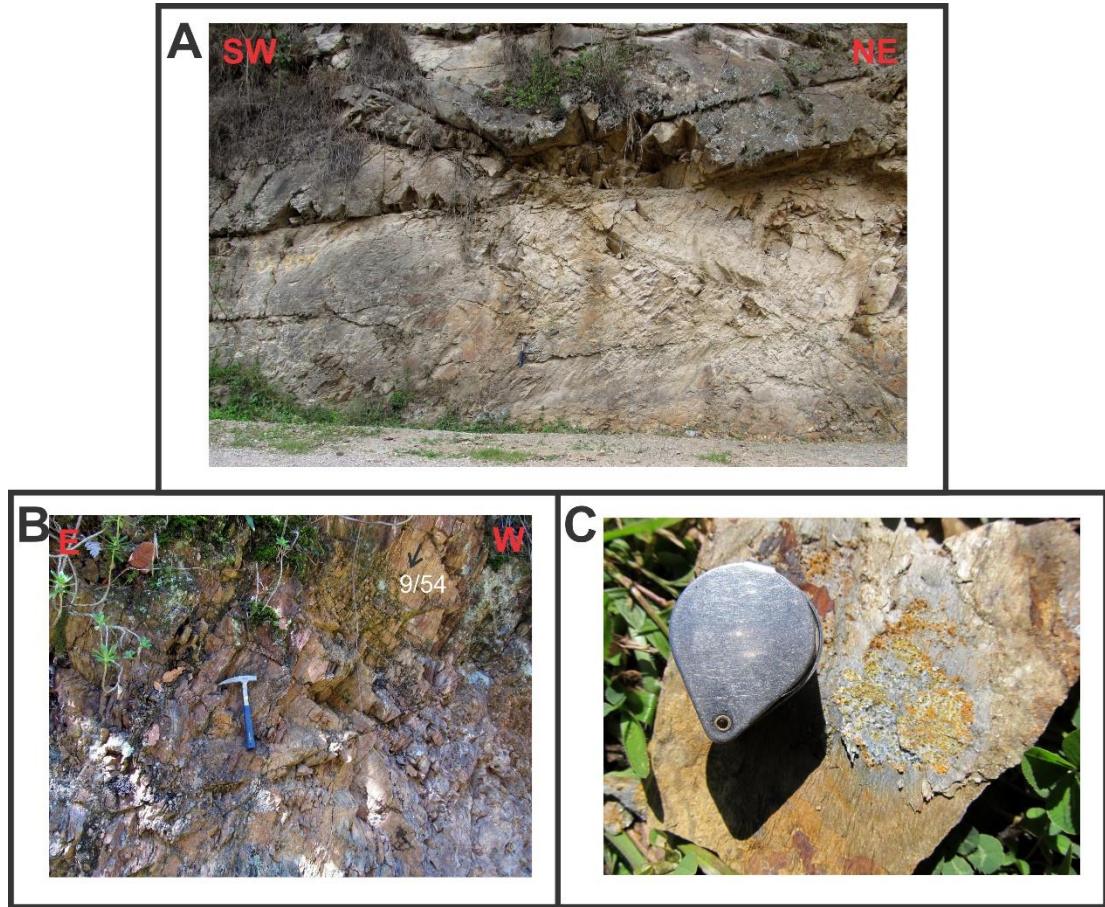
Esta unidad fue nombrada inicialmente por Olsson y Ramírez (en Hubach, 1957), estudiado posteriormente por Botero (1950) y redefinido por Cediell (1969). La sección tipo corresponde a unas rocas sedimentarias constituidas por arcillolitas negras y areniscas multicolores con intercalaciones de arcillolitas ocre, violetas y amarillas depositadas en un ambiente de plataforma marina la cual se encuentra en los alrededores del Municipio de Floresta en el Departamento de Boyacá. Dentro de esta unidad se destaca la presencia de fósiles del Devónico que incluye principalmente briozoos, braquiópodos, corales, trilobites, equinodermos, ostrácodos y gasterópodos (Ward *et al.*, 1973)

8.1.4.1 Miembro Floresta metamorfoseada (Dfm)

En el área de estudio aflora este miembro, el cual corresponde principalmente a unas filitas moradas, grises, rojizas y amarillentas con un grado muy bajo de metamorfismo. En algunos sectores se observa un leve plegamiento de la unidad. Aflora en la vereda Siachía en los alrededores de la Loma el Corcovado en donde

se observa además la presencia de pirita; en la vía Onzaga – Chaguacá y en la Loma las Escaleras al sur de Onzaga (FIGURA 31).

FIGURA 31 Afloramiento de la Formación Floresta metamorfoseada en cercanías a la escuela de Chaguacá (Estación MG-51) b) Microplegamiento dentro de las rocas de la Formación Floresta en la Vereda Siachía (Estación MG-31) c) Filita morada con pirita (Estación MG-31).



Este miembro se encuentra suprayaciendo a los Esquistos de Silgará, sin embargo debido a que las condiciones de metamorfismo entre las dos unidades son parecidas es difícil distinguir entre las dos.

8.2 ROCAS ÍGNEAS

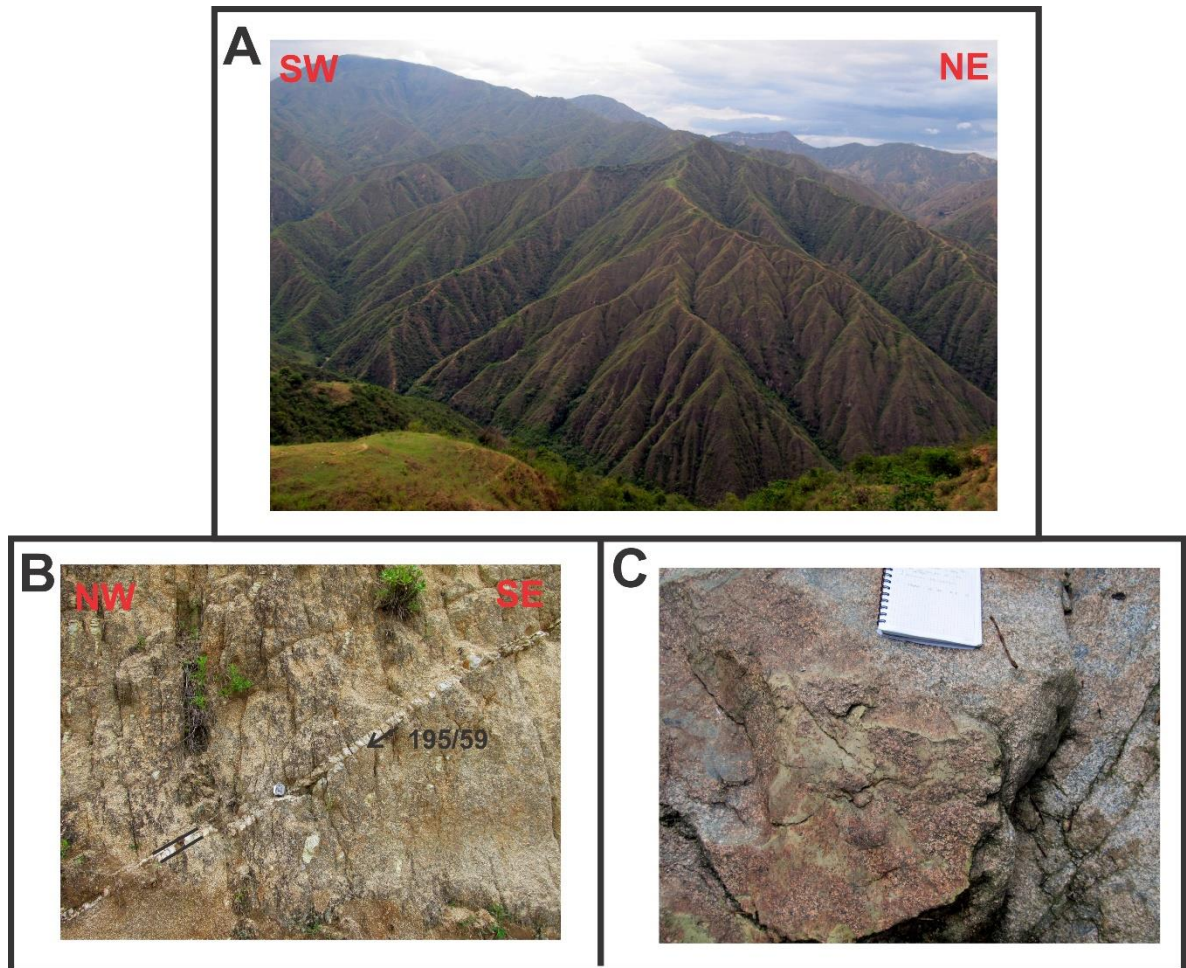
8.2.1 Batolito de Mogotes (JTRcm)

Definido por Ward *et al.* (1973) el cual la subdivide en dos grupos: la Cuarzomonzonita y la Granodiorita. El Batolito de Mogotes es una de los cuerpos ígneos más grandes del Departamento de Santander, tiene más de 40 km de largo y aproximadamente 15 km de ancho en promedio. Se extiende desde el occidente de Cepitá al norte hasta el norte de Onzaga. Ocupa una gran parte del área de estudio principalmente entre Ricaurte y Onzaga a ambos lados de la Falla de Bucaramanga (FIGURA 32). El Batolito de Mogotes intruye principalmente al Neis de Bucaramanga y a los Esquistos de Silgará.

Este batolito contiene rocas ígneas de diferentes características, el tipo principal es la cuarzomonzonita de color rosado, naranja y/o gris compuesta principalmente por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Su textura es equigranular y pegmatítica en muchos sectores, ya que el tamaño de los cristales es muy grueso (aprox. 20 mm). Se encuentra afectada por venas de cuarzo de hasta 15 cm., diques ígneos félsicos de grano más finos, diques máficos y en algunos sectores se observan enclaves máficos. Recientemente en la asignatura de Campo II orientada por el profesor Luis Carlos Mantilla de la Universidad Industrial de Santander se ha profundizado en el conocimiento litológico de este cuerpo ya que presenta muchas variaciones sin embargo, hasta el momento no se han publicado los resultados de dichos proyectos.

En gran parte de la zona de estudio el Batolito de Mogotes se encuentra fuertemente meteorizado. En las zonas donde afloran rocas no tan alteradas es posible distinguir varias familias de diaclasas desarrolladas debido a la acción de las fallas, en sectores donde no hay tanto control estructural se observa el desarrollo de un patrón dendrítico del drenaje.

FIGURA 32 Desarrollo de un patrón dendrítico de drenaje en el Batolito de Mogotes cerca de Cerro Negro (Estación MG-13) b) Afloramiento de la Cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes afectado por una vena de cuarzo cerca de Canoas (Estación MG-8) c) Diferenciación composicional de las rocas ígneas del Batolito de Mogotes con enclaves máficos (Estación MG-9).



Esta Cuarzomonzonita del Batolito de Mogotes se asocia con el Granito de Pescadero y la Cuarzomonzonita de Santa Bárbara. Las dataciones radiométricas dentro de estos cuerpos han dado edades entre 172 ± 7 Ma y 195 ± 7 Ma lo cual indica una edad del Jurásico Inferior a Medio (Goldsmith *et al.*, 1971).

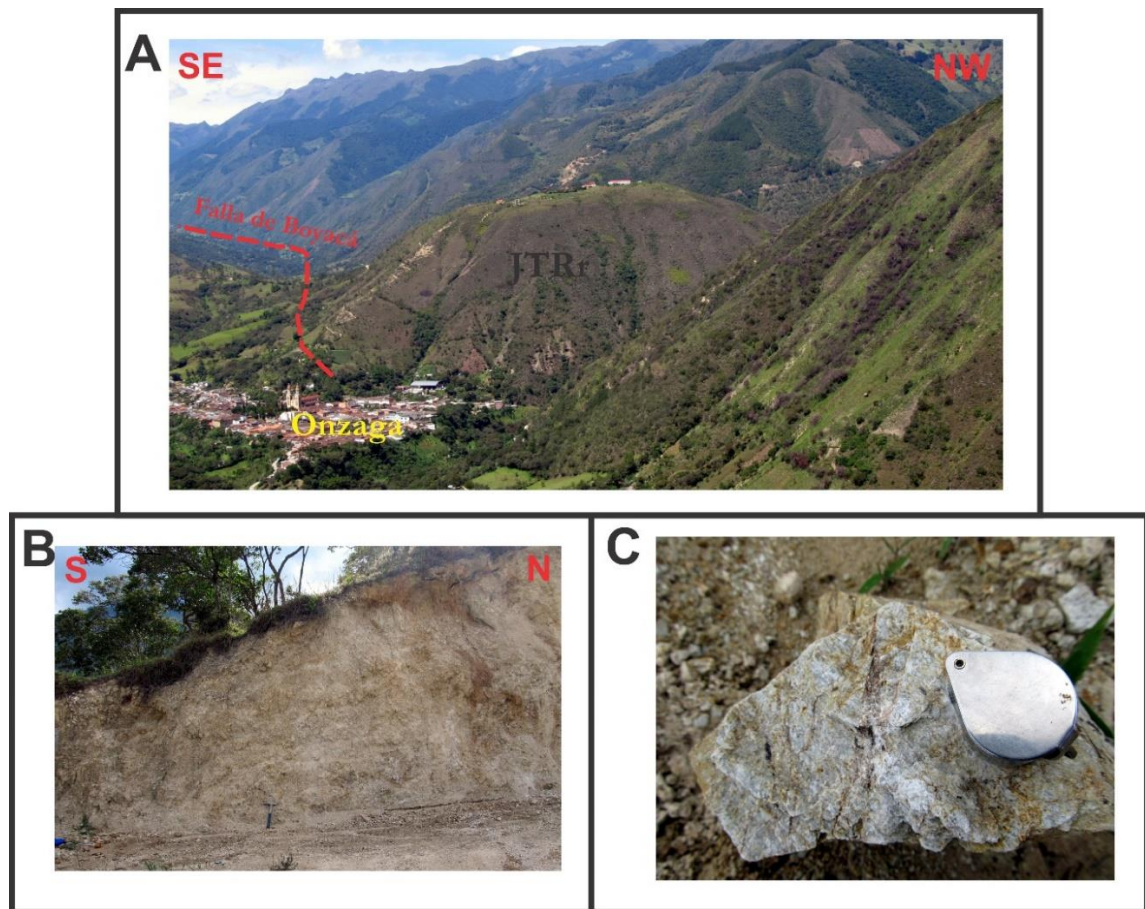
8.2.2 Riolita de Onzaga (JTRr)

Ward *et al.* (1973) menciona cuerpos riolíticos que atraviesan al Batolito de Mogotes y a la Formación Bocas sin embargo, la unidad fue definida por Vargas *et*

al. (1981). Aflora al sur-occidente del Municipio de Onzaga, su límite occidental es el Stock de Canutos y los Esquistos de Silgará y su límite oriental es la Falla de Boyacá, la cual ubica a las Riolitas de Onzaga adyacente a las rocas sedimentarias del Cretácico. Dentro del área de estudio se destaca principalmente en el Cerro el Mojón (FIGURA 33).

El color de esta unidad es gris claro, gris amarillento, blanco y rosado, está compuesta principalmente por cuarzo en mayor porcentaje, plagioclasa y minerales de alteración como el caolín. La textura de la roca es afanítica.

FIGURA 33 Cerro El Mojón al occidente de Onzaga formado por rocas de la Riolita de Onzaga (Tomada desde la estación MG-48) b) Afloramiento de la Riolita de Onzaga por la vía que comunica hacia el Cerro El Mojón (Estación MG-29) c) Muestra de la Riolita de Onzaga (Estación MG-29).



El contacto con los Esquistos de Silgará es intrusivo debido a la presencia de diques y silos dentro de esta última unidad, al sur en el Páramo de Canutos las riolitas aparecen como silos dentro de la Formación Tíbet (Devónico) y Montebel (Jurásico), en otros sitios los estratos de la Formación Montebel se depositaron inconformemente sobre la Riolita de Onzaga (Vargas *et al.*, 1981).

De acuerdo con Vargas *et al.*, (1981) las Riolitas de Onzaga podrían ser los correspondientes efusivos de los cuerpos graníticos del Batolito de Mogotes y Santa Rosita, en este sentido, se consideran parte de las facies tardías del evento plutónico Jura-Triásico del Macizo de Santander, sin embargo la falta de dataciones hasta el momento deja esta conclusión como un interrogante. Aguilera (2011) con datos de elementos de tierras raras ubica a esta unidad dentro de los granitos intraplaca (WPG) y por la serie calcoalcalina rica en potasio los ubica en un ambiente geodinámico de subducción formadas en márgenes continentales activos.

8.3 ROCAS SEDIMENTARIAS.

Las rocas sedimentarias encontradas dentro del área de estudio se correlacionan debido a su descripción litológica y su ubicación geográfica con las rocas del Cretácico inferior y superior correspondiente a la nomenclatura de la Cuenca Catatumbo-Maracaibo de acuerdo a la sugerencia de Royero & Clavijo (2001) de agrupar las rocas en las regiones oriental y occidental a la Falla de Bucaramanga, sin embargo, queda abierto el interrogante debido a la falta de dataciones o estudios paleontológicos en estas rocas. Para la región occidental, la nomenclatura utilizada debe ser la correspondiente a la Cuenca del Valle Medio del Magdalena. La FIGURA 34 muestra la correlación estratigráfica de las dos cuencas.

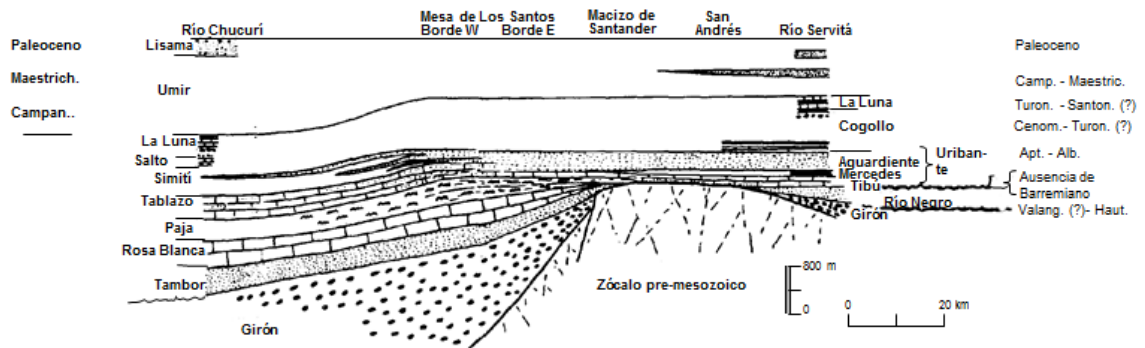
FIGURA 34 Correlación y nomenclatura de las rocas del Cretácico y Cenozoico de las Cuencas del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca Catatumbo-Maracaibo.

REGION		OCCIDENTAL		ORIENTAL		
NOMENCLATURA		CUENCA VALLE DEL RIO MAGDALENA		CUENCA CATATUMBO - MARACAIBO		
E D A D		UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA		UNIDAD LITOESTRATIGRAFICA		
SISTEMA	SERIE		SIMBOLO		SIM-BOLO	
CUATERNARIO	PLEISTOCENO	ALUVIONES TERRAZAS	Q _{al} Q _{tf}	DEPOSITOS ALUVIALES, FLUVIO GLACIARES Y TERRAZAS.	Q _{al} Q _{tf}	
TERCIARIO	PLIOCENO	GRUPO MESA	TQ			
	MIOCENO	GRUPO REAL	Tmp			
	OLIGOCENO	GRUPO CHUSPAS	FM. COLORADO	Tom		
			FM. MUGROSA	Teo		
	EOCENO	GRUPO CHORRO	FM. ESMERALDAS	Tpe	FM. CARBONERA	T ₂
			FM. LA PAZ			
	PALEOCENO		FM. LISAMA		FM. MIRADOR	
CRETACICO	MAASTRICHTIANO		K _{com}	FM. COLON - MITOJUAN	K _s	
	CAMPANIANO	FM. UMIR				
	SANTONIANO		K _{alc}	FM. LA LUNA	K _i	
	CONIACIANO	FM. LA LUNA				
	TURONIANO		K _{bal}	FM. CAPACHO	K _i	
	CENOMANIANO	FM. SIMITI				
	ALBIANO		K _{bal}	FM. AGUARDIENTE	K _i	
	APTIANO	FM. TABLAZO				
	BARREMIANO		K _{beh}	FM. TIBU - MERCEDES	K _i	
	HAUTERIVIANO	FM. PAJA				
	VALANGINIANO	FM. ROSA BLANCA	K _{beh}	FM. RIO NEGRO	K _i	
	BERRIASIANO	FM. CUMBRE				
			FM. LOS SANTOS (TAMBOR)			
JURASICO		FM. GIRON	J _s	FM. GIRON	J _s	

Fuente: Tomado de Royero & Clavijo (2001).

Los límites entre las dos cuencas para el momento de depositación de estas rocas fue el Macizo de Santander, lo cual facilitó los cambios estratigráficos entre FIGURA 35.

FIGURA 35 Relación estratigráfica entre la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (occidente) y la Cuenca de Catatumbo-Maracaibo.



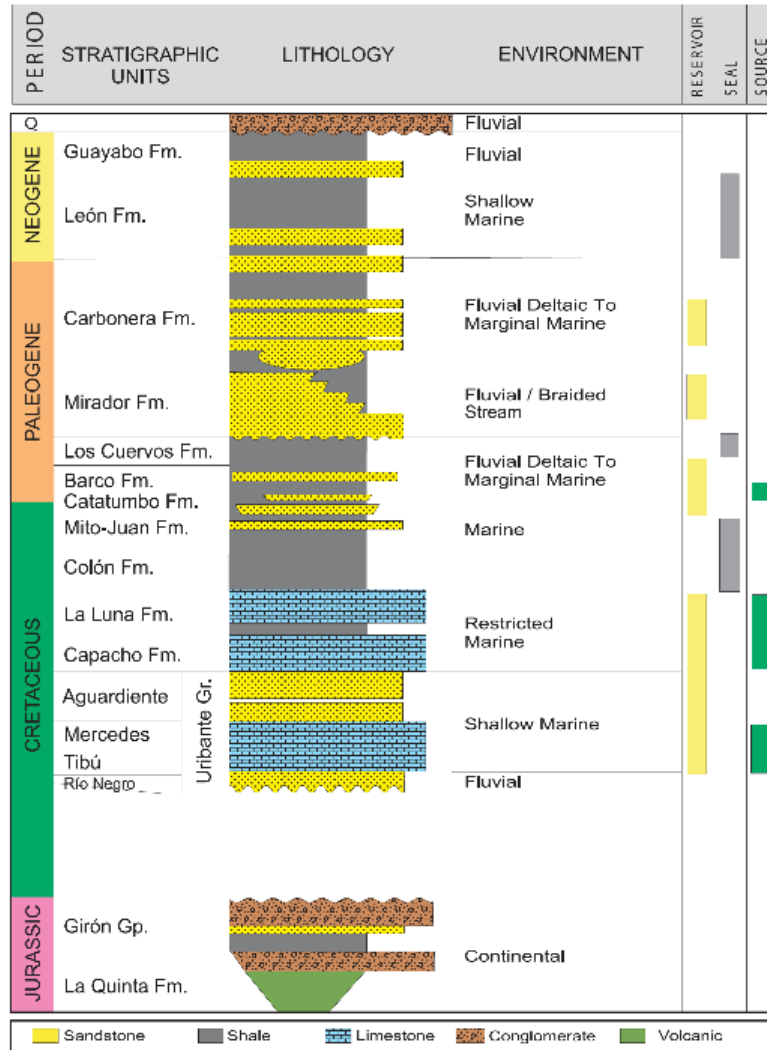
Fuente: Tomado de Julivert (1968).

Dentro del área de estudio se encontraron las formaciones Río Negro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho, La Luna y Colón Mito-Juan, las cuales fueron descritas de la siguiente forma:

GRUPO URIBANTE

En el sentido de Sievers (1888) las Formaciones Rionegro, Tibú, Mercedes y Aguardiente forman parte del Grupo Uribante, tal como lo muestra la columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Catatumbo (Barrero *et al.*, 2007).

FIGURA 36 Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Catatumbo.



Fuente: Tomado de Barrero et al. (2007).

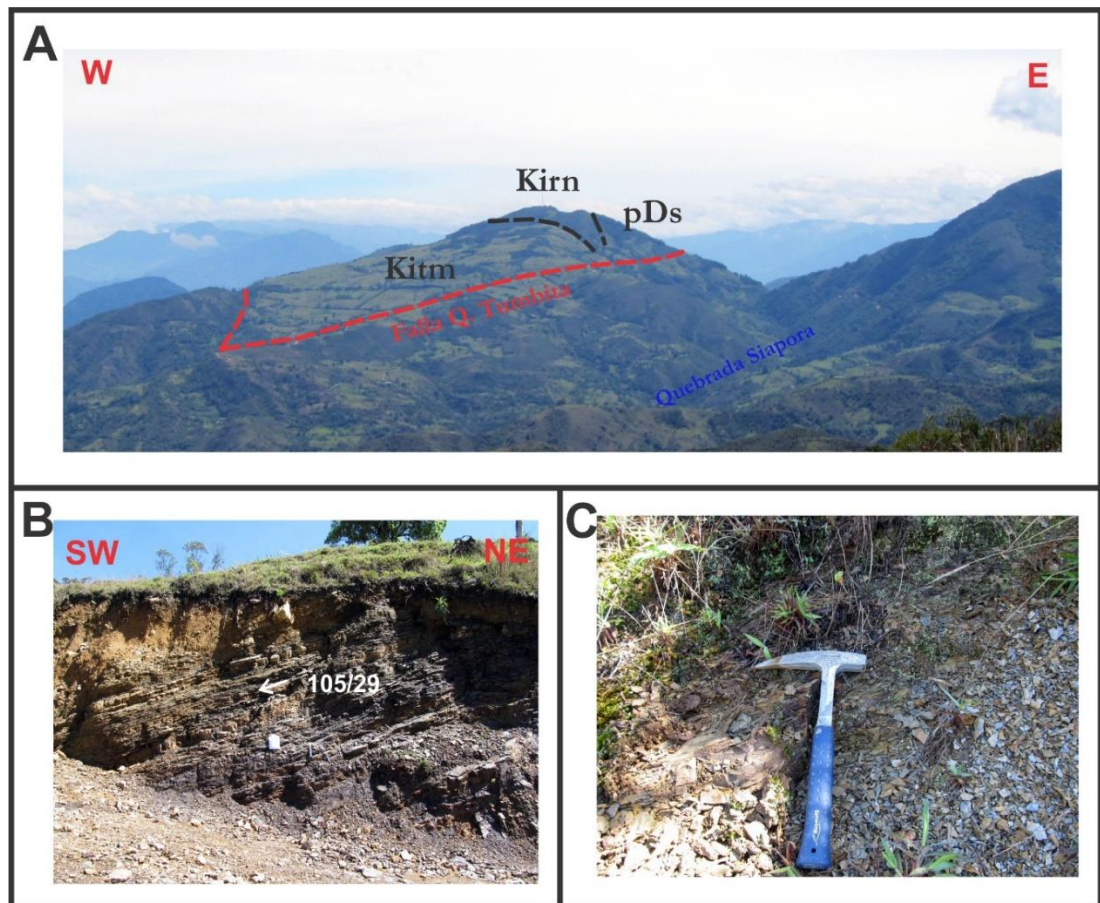
8.3.1 Formación Rionegro (Kirn)

El nombre de esta formación fue asignado por Hedberg (1931) y adaptado por Miller (1960) en el sector de la Sierra de Perijá (Venezuela). Esta unidad aflora dentro del área de estudio al nororiente del municipio de Onzaga cerca del sitio conocido como el Boquerón formando la parte alta de la Loma de las Cruces (FIGURA 37). El contacto inferior de la Formación Rionegro es discordante sobre

las rocas de los Esquistos de Silgará y el contacto superior es concordante con la Formación Tibú-Mercedes.

La Formación Rionegro en el área de estudio se describe en la base por unas areniscas de grano medio y en el tope como una secuencia de lodolitas oscuras moradas con intercalaciones delgadas de areniscas de grano fino naranjas. Debido a estas características litológicas su expresión morfológica corresponde a un escarpe de alta pendiente el cual forma la parte más alta de la Loma de las Cruces.

FIGURA 37 Contraste morfológico de la Formación Rionegro con los Esquisto de Silgará (contacto inferior discordante) y con la Formación Tibú-Mercedes (contacto superior concordante) en el Alto de las Cruces (Tomada desde la estación MG-24) b) Lodolitas moradas pertenecientes a la Formación Rionegro en la Vereda Cortaderas (Estación MG-57) c) Detalle de las lodolitas moradas (Estación MG-57).



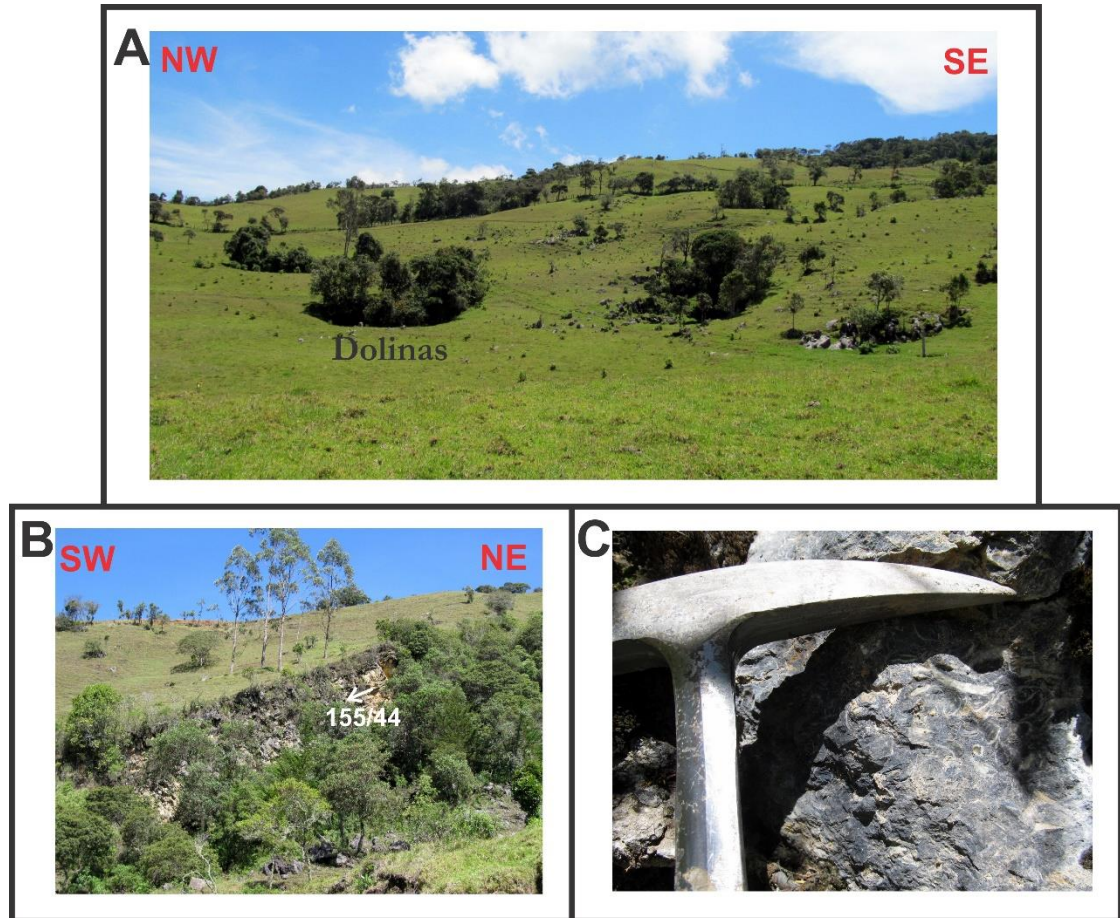
De acuerdo con García *et al.*, (1980, en Royero & Clavijo, 2001) estos sedimentos se depositaron en un ambiente deltaico-fluvial y en lagunas costeras. El espesor de la unidad varía desde 50 m en el borde oriental del Macizo de Santander hasta 2500 – 3000 m en la Sierra Nevada del Cocuy. La edad de la Formación Rionegro es considerada del Berrasiano al Aptiano inferior (Royero & Clavijo, 2001). Esta formación es correlacionable con la Formación Los Santos de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena (Royero & Clavijo, 2001).

8.3.2 Formación Tibú-Mercedes (Kitm)

Las unidades Tibú y Mercedes fueron consideradas y descritas por Notestein *et al.* (1944) como los miembros inferior y medio del Grupo Uribante y posteriormente elevado su rango a formación, en el departamento de Santander debido a que el contacto entre las dos unidades es confuso se consideran una sola unidad denominada Formación Tibú-Mercedes (Royero & Clavijo, 2001). Sus nombres derivan del Río Tibú y el Valle Mercedes en el área de la Concesión Barco. Esta unidad tiene su mejor exposición en la Loma las Cruces por la vía que conduce el sector del El Boquerón con la cabecera municipal de Onzaga pasando por la Vereda Cortaderas (FIGURA 38). También aflora en la vía que conduce al municipio de Onzaga con el corregimiento de Chaguacá. Los contactos de la Formación Tibú-Mercedes son concordantes con la infrayacente Formación Rionegro y con la suprayacente Formación Aguardiente.

La Formación Tibú-Mercedes corresponde a unas calizas gris oscuras muy fosilíferas con presencia especialmente de bivalvos y niveles delgados de lodolitas grisáceas con madrigueras. Debido a la acción del agua sobre las rocas de esta unidad, se ha creado un complejo sistema de dolinas y valles kársticos en un terreno de pendientes bajas el cual contrasta considerablemente con las formaciones infrayacentes (Fm. Rionegro) y suprayacentes (Fm. Aguardiente). Además de la disolución de las calizas, ocurre recristalización y precipitación del carbonato de calcio formando cristales de calcita y estalactitas.

FIGURA 38 Expresión morfológica de la Formación Tibú-Mercedes caracterizada por pendientes suaves y la presencia de geoformas exokársticas (Estación MG-59) b) Afloramiento de las calizas pertenecientes a la Formación Tibú-Mercedes (Estación MG-58) c) Detalle de las calizas donde se alcanzan a observar fósiles de bivalvos (Estación MG-58).



Según Fabre *et al.* (1981) los sedimentos de esta formación se depositaron en un ambiente marino somero de aguas tranquilas o con corrientes ligeramente reductoras. El espesor de la Formación Tibú-Mercedes varía entre 80 y 560 m (Royero & Clavijo, 2001). La Formación Tibú-Mercedes se ha considerado en el intervalo Aptiano superior al Albiano inferior según estudios paleontológicos (Royero & Clavijo, 2001). Esta formación es correlacionable con las formaciones Rosa Blanca y Paja de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y con la

Formación Fόμεque de la Región Central de la Cuenca de la Cordillera Oriental (Royero & Clavijo, 2001).

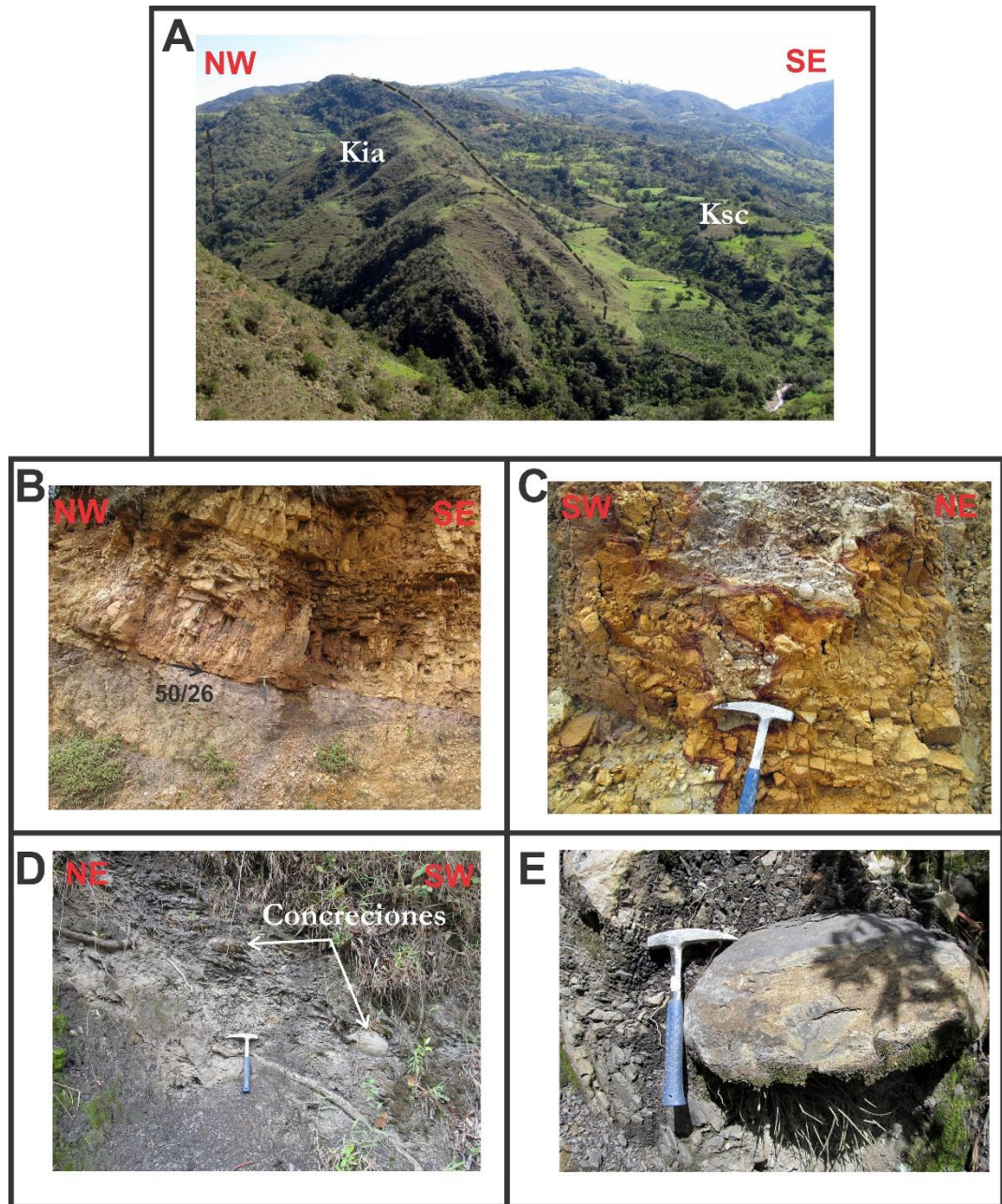
8.3.3 Formación Aguardiente (Kia)

Esta formación fue considerada originalmente como el miembro superior del Grupo Uribante y posteriormente elevada al rango de formación por Sutton (en Julivert *et al.*, 1968). La localidad tipo está en el Cerro Aguardiente en el departamento de Norte de Santander. Esta unidad aflora ampliamente en la zona de estudio en los alrededores de Onzaga, destacándose principalmente en las partes altas de las lomas Redonda, Maracuta y Las Escaleras. Los contactos de esta unidad inferior y superior son concordantes con las formaciones Tibú-Mercedes y Capacho, respectivamente.

La Formación Aguardiente está conformada por intercalaciones de areniscas cuarzosas friables, blancas de grano medio con presencia de glauconita y lodolitas moradas (FIGURA 39). Se observa además la presencia de bandas de Liesegang producidas por la precipitación de óxidos de hierro. La expresión morfológica de esta unidad forma escarpes de pendientes considerables y sectores resistentes a la erosión lo cual hace que aflore en las partes altas de las lomas.

Según Fabre (1985) la sedimentación de esta unidad representa un frente deltaico. Su espesor varía entre 150 y 480 m (Royero & Clavijo, 2001). La edad de la Formación Aguardiente se ha determinado en el intervalo del Cenomaniano al Turoniano según análisis paleontológicos (Richards, 1968; en Royero & Clavijo, 2001). Esta formación es correlacionable con la parte inferior de la Formación Simití (Cuenca del Valle Medio del Magdalena) y con la Formación Chipaque de la Región Central de la Cuenca de la Cordillera Oriental (Royero & Clavijo, 2001).

FIGURA 39 a) Escarpes formados por las areniscas de la Formación Aguardiente en la Vereda Cortaderas y el contraste geomorfológico con las lodolitas de la Formación Capacho (Tomada desde la estación MG-48) b) Niveles gruesos de areniscas sobre lodolitas moradas de la Formación Aguardiente en la Vereda Cortaderas (Estación MG-61) c) Areniscas fracturadas con desarrollo de bandas de Liesegang en la Formación Aguardiente en la Cuchilla los Alcaparros (Estación MG-60) d) Lodolitas negras de la Formación Capacho en la Vereda Tinavita con concreciones calcáreas (Estación MG-21) e) Detalle de una concreción de aproximadamente 50 cm de diámetro.



8.3.4 Formación Capacho (Ksc)

La Formación Capacho fue definida por Sievers (1988) para unos afloramientos cercanos a Capacho Viejo (Venezuela) y posteriormente redefinida por Sutton (1946). El afloramiento tipo en Colombia se encuentra en la carretera Sardinata – Gramalote (Royero & Clavijo, 2001). Esta formación aflora en los alrededores de Onzaga, en el sur por las vías que conducen a la cabecera municipal con la Vereda Tinavita y el corregimiento de Chaguacá y en el norte en la vía que conduce hacia el sitio conocido como el Boquerón. Los contactos de esta unidad son concordantes en tanto en la base con la formación Aguardiente como en el tope con la formación La Luna.

Esta formación se describe como una secuencia de calizas oscuras con lodolitas negras micáceas y con presencia de fósiles (bivalvos de aprox. 3 cm), con intercalaciones escasas y delgadas (5 – 20 cm) de areniscas de grano fino a medio. Dentro de esta unidad se destaca la presencia de nódulos calcáreos de aproximadamente 15 cm de diámetro hasta 1 m (). Esta unidad presenta pendientes suaves las cuales contrastan con los niveles competentes las unidades infrayacentes y suprayacentes (FIGURA 39 E).

Los sedimentos de esta formación se depositaron en un ambiente marino de aguas tranquilas. El espesor varía entre 350 – 400 metros (Royero & Clavijo, 2001). La edad es considerada del Albiano superior al Turoniano basados en fósiles colectados por Fabre (1981). La Formación Capacho es correlacionable con la Formación Simití de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y con la Formación Chipaque de la Región Central de la Cuenca de la Cordillera Oriental (Royero & Clavijo, 2001).

8.3.5 Formación La Luna (Ksl)

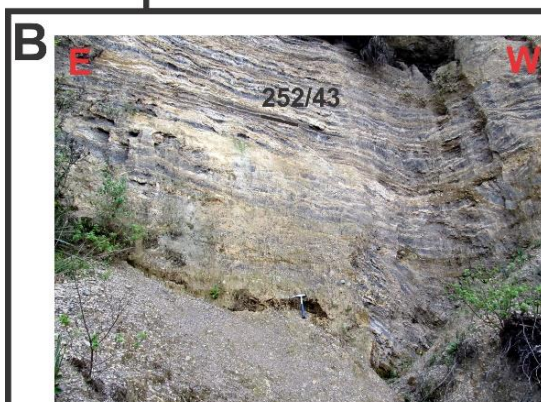
La Formación La Luna toma su nombre de la Quebrada la Luna en la Serranía de Perijá (Venezuela), este término fue introducido por Notestein *et al.* (1944). Esta

formación aflora en los alrededores del municipio de Onzaga, al sureste de la cabecera municipal por la vía que comunica con la Vereda Tinavita (FIGURA 40) y al noreste por la vía que comunica con El Boquerón. El contacto inferior es concordante con la Formación Capacho y al igual que el contacto superior con la Formación Colón Mito-Juan (la cual no aflora en el área de estudio).

Esta formación se describe en la zona de estudio en la base como una secuencia de chert color gris, amarillo y morado y porcelanitas amarillas las cuales se encuentran fuertemente fracturadas y microplegadas y, en el tope como una secuencia de lodolitas moradas con intercalaciones menores de areniscas de grano fino. Debido a las condiciones resistentes a la meteorización del tipo de roca que conforma esta unidad, esta formación se presenta geomorfológicamente en escarpes con pendientes altas, la cual marca un cambio de relieve con la formación infrayacente (Formación Capacho).

Los sedimentos de esta formación se depositaron en un ambiente marino de aguas someras cercanas al borde externo de la plataforma y, su espesor varía de 50 a 300 m. En base a estudios paleontológicos la Formación La Luna se considera de edad del Turoniano al Santoniano. Se correlaciona con la formación del mismo nombre de las Cuencas del Maracaibo (Venezuela) del Valle Medio del Magdalena.

FIGURA 40 Formación La Luna repetida por una falla geológica y el contacto infrayacente con la Formación Capacho marcada por un cambio geomorfológico (Tomada desde la estación MG-15) b) Chert blanco con intercalaciones de chert oscuro perteneciente a la Formación La Luna en la Loma las Escaleras (Estación MG-27) c) Chert fuertemente fracturado dentro de la Formación La Luna (Estación MG-18) d) Lodolitas moradas con intercalaciones de areniscas de grano fino en la parte superior de la Formación La Luna (Estación MG-23) e) Pliegue parásito dentro del chert de la Formación La Luna (Estación MG-47).



8.4 DEPÓSITOS CUATERNARIOS

8.4.1 Aluvión

Estos depósitos se encuentran asociados directamente a los ríos y quebradas a lo largo de sus valles. En la zona de estudio sobresalen principalmente los depósitos asociados al río Chicamocha en donde es posible identificar varios niveles a modo de terrazas (FIGURA 41); a lo largo del río Onzaga cubriendo la falla que toma el mismo nombre del río; así como en el río Susa donde alcanza a tener un ancho considerable y, a lo largo del Río Chaguacá el cual alcanza a tener varios metros de espesor.

FIGURA 41 Diferentes terrazas dejadas por el río Chicamocha las cuales alcanzan un espesor de varios metros (Estación MG-1).



8.4.2 Coluvión, Talud y Derrumbes

Corresponden a depósitos donde el principal agente de transporte es la gravedad. Es frecuente encontrar bloques angulares dentro de una matriz de grano fino. Tiene especial importancia el deslizamiento de la Orquita ocurrido el 31 de

Octubre de 1996 en la Vereda Tinavita en Onzaga (Castro, 1996) y, el deslizamiento en el Sector en el sector Gaviotas (Sitio Capilla del Carmen, Onzaga) presente en la ladera izquierda de la Quebrada los Micos (Área de Ingeniería Geombiental, 1999) la cual, según imágenes de Google Earth causó el represamiento de dicha quebrada.

8.4.3 Terrazas y Conos de deyección

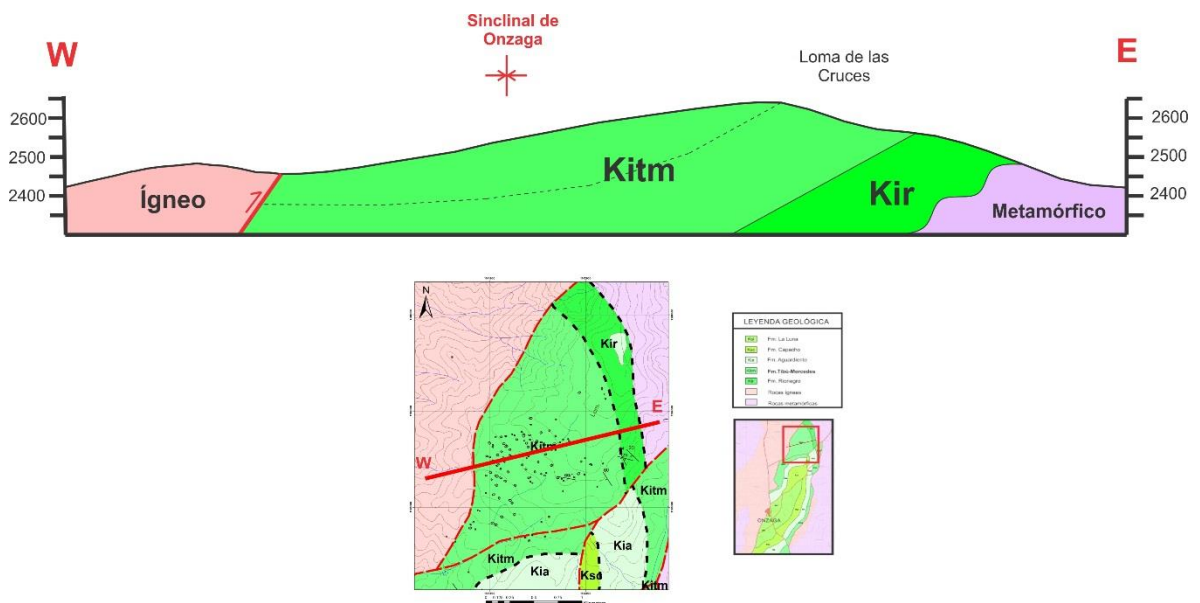
Los conos de deyección es frecuente encontrarlos en las quebradas afluentes al río Chicamocha debido a que los sedimentos que son transportados por estas quebradas encuentran un espacio libre donde son depositados. También se encuentran en las quebradas afluentes a otros ríos como el Susa, en donde cubren el trazo de la Falla de Boyacá. Las terrazas sobresalen principalmente en el río Chicamocha.

9 GEOMORFOLOGÍA KÁRSTICA

La Formación Tibú – Mercedes presente en la zona de estudio está compuesta por rocas de composición calcárea (principalmente calizas) las cuales al estar expuestas a ciertas condiciones climáticas como temperatura (aprox. 17°C) y pluviosidad (máx. 1900 mm) han desarrollado un conjunto de geoformas provocadas por la disolución de la roca y algunos espeleotemas producidos por la precipitación del carbonato de calcio (CaCO_3).

El desarrollo de estas geoformas se da en la parte alta de la loma de las Cruces debido a que es allí donde las rocas calcáreas de esta formación se encuentran expuestas en superficie. Este sector corresponde al flanco oriental del Sinclinal de Onzaga formado por rocas de las formaciones Rionegro y Tibú- Mercedes (FIGURA 42). El flanco occidental de este sinclinal ha sido erosionado y afectado por la acción de la falla que se encuentra al occidente yuxtaponiendo rocas ígneas (Riolita de Onzaga) con las rocas sedimentarias de la Formación Tibú-Mercedes.

FIGURA 42. Corte geológico de la parte alta de la loma de las Cruces. Se observa el flanco oriental del Sinclinal de Onzaga del cual hacen parte las formaciones Rionegro (Kir) y Tibú – Mercedes (Kitm).

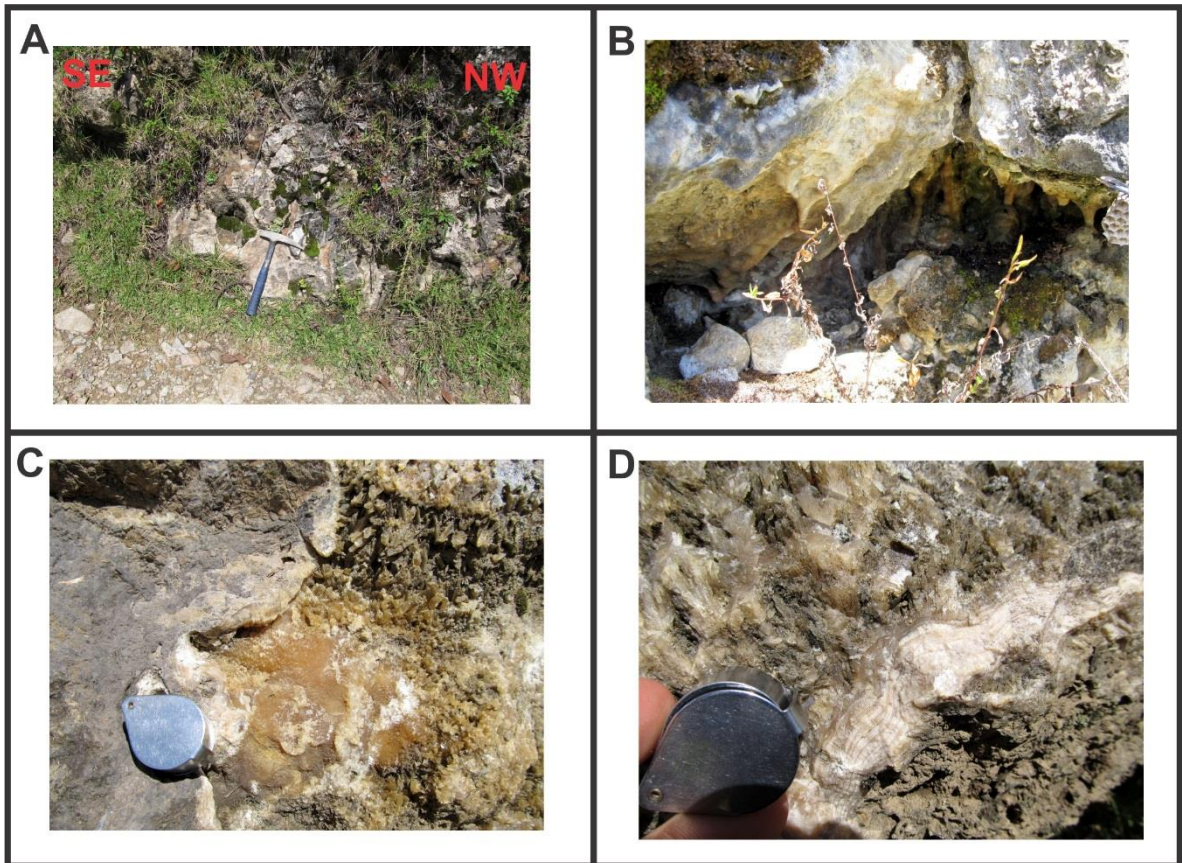


9.1 ESPELEOTEMAS

Los espeleotemas son evidentes en los lugares donde las calizas se afloran en la superficie. Son el resultado de la precipitación del carbonato de calcio que se encuentra disuelto en las aguas que se infiltran desde la superficie.

Se observan principalmente superficies de recristalización de este CaCO_3 y, en algunos puntos específicos cristales de calcita de aproximadamente 1 cm (FIGURA 43A, 2C y 2D). Entre las fracturas y estratificación de la roca se observan estalactitas que alcanzan hasta 10 cm de largo y 2 cm de diámetro evidenciando la percolación del agua a través de la roca (FIGURA 43B).

FIGURA 43. Evidencias de precipitación del carbonato de calcio en la estación MG-58. A) Superficie de recristalización del CaCO_3 en un afloramiento de las rocas de la Fm. Tibú-Mercedes. B) Estalactitas. C) Cristales de calcita recristalizada. D) Calcita y aragonito precipitado.



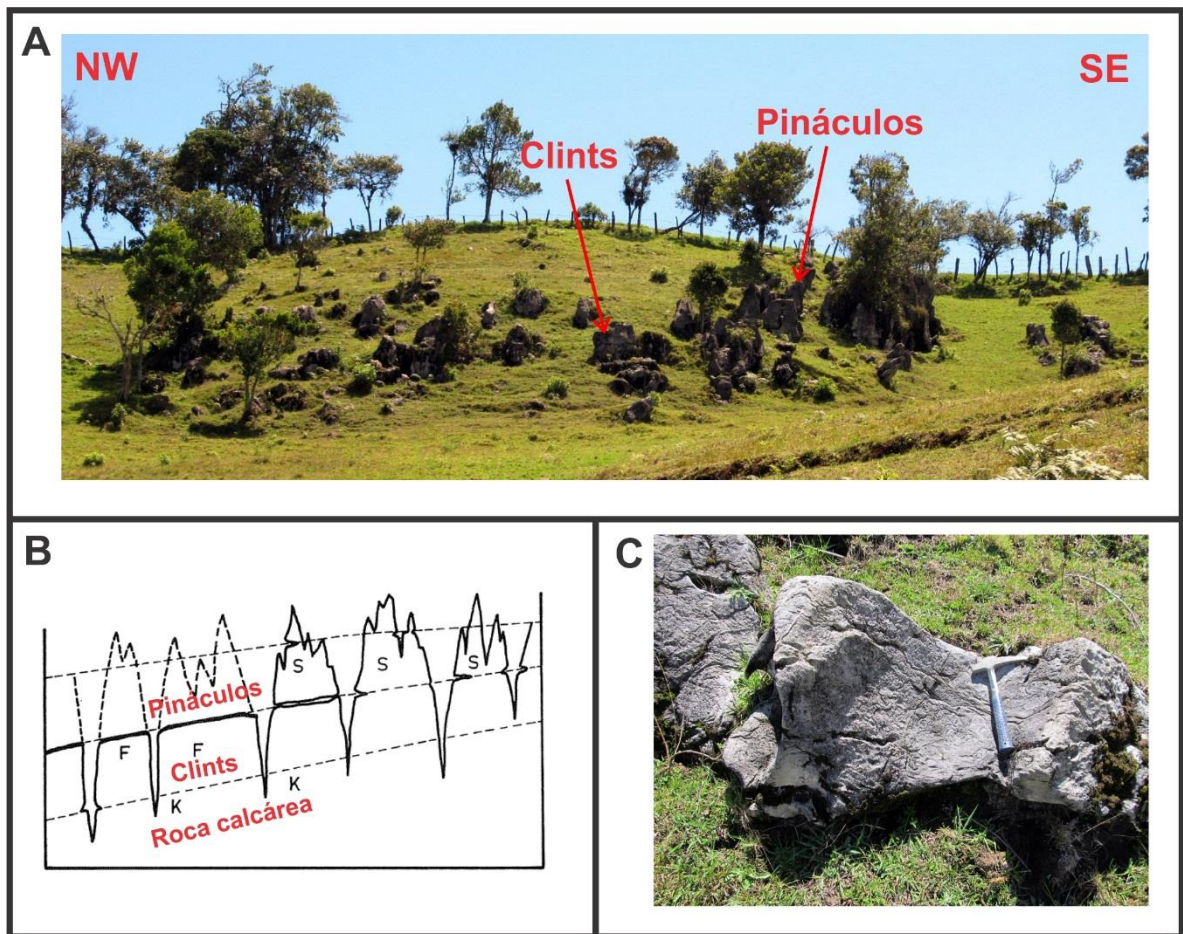
9.2 EXOKÁRST

La Formación Tibú Mercedes tiene un área de expresión morfológica de aproximadamente 3 km^2 donde es posible identificar un complejo desarrollo de geomorfologías kársticas entre las cuales se incluyen: pináculos, *clints*, lapiaz y dolinas.

La disolución de los macizos kársticos expuestos a la acción del agua se da en mayor proporción a lo largo de las fracturas y/o planos de debilidad, esto produce unos canales conocidos como *grikes*, que aumentan en diámetro y dejan bloques de piedra caliza aislados entre sí, los cuales pueden ser *clints* o pináculos según la forma y relación entre sus ejes (FIGURA 44).

Los *clints* corresponden a la base de estos bloques lo cuales tienen dimensiones más proporcionales entre sí (largo, ancho y alto) a diferencia de los pináculos que corresponden a la parte superior de estos macizos aislados, debido a su mayor exposición a la disolución desarrollan puntas afiladas y su altura es mayor que el ancho y el largo, lo cual le da una forma columnar (FIGURA 44A). Estos bloques se encuentran pulidos por la acción del agua creando canales (*karren*) los cuales en la zona de estudio alcanzan hasta un metro de diámetro (FIGURA 44C).

FIGURA 44. A) Macizo kárstico disuelto el cual deja como evidencia bloques conocidos como clints y pináculos. B) Diagrama explicativo del origen de dichos bloques. Tomado de Bögli (1980). C) Clint pulido en forma de canal por la acción del agua (karren) (Estación MG-59).

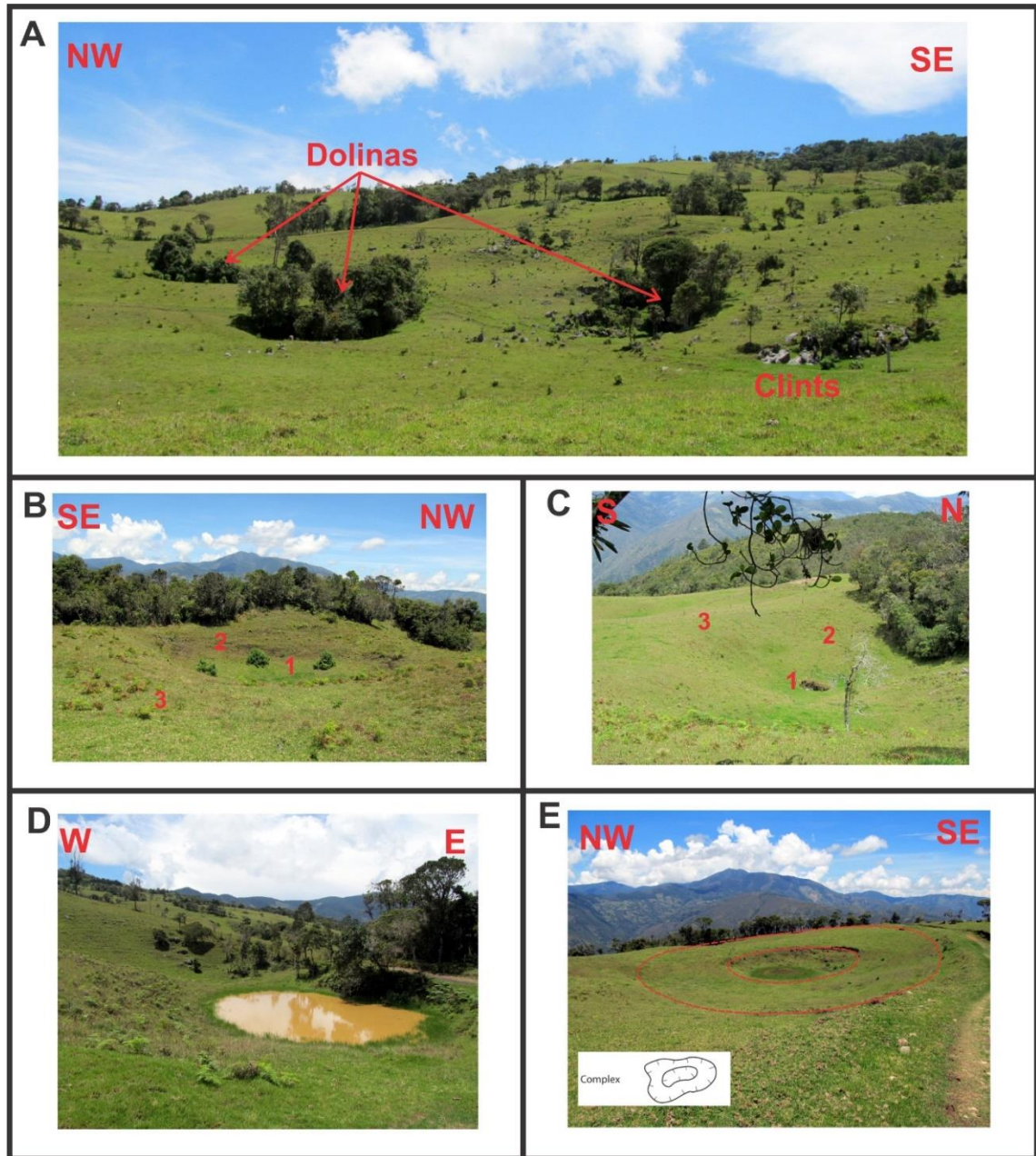


9.2.1 Dolinas.

Las dolinas corresponden a unas depresiones formadas por la disolución de las rocas calcáreas las cuales se caracterizan por tener forma circular a semi-circular vista en planta y, forma de tazón (hemisférica) o embudo (cónica) vista de perfil según sea su relación diámetro mayor/diámetro menor y diámetro/profundidad respectivamente (FIGURA 45).

En estas depresiones es posible identificar la presencia de tres áreas concéntricas distintas: un área central plana, la cual está cubierta de suelo o vegetación; un anillo de pendientes empinadas y, un cinturón exterior de pendientes suaves (FIGURA 45B y 44C).

FIGURA 45. A) Terreno característico en el cual se han desarrollado las dolinas. B y C) Partes de las dolinas: 1. Área central plana; 2. Anillo de pendientes empinadas. 3. Cinturón exterior de pendientes suaves. D) Dolina inundada. E) Dolina compleja (Estación MG-59).



En la expresión morfológica de la Formación Tibú-Mercedes (3 km^2) se identificaron 108 dolinas, las cuales se clasificaron en: simples (una sola depresión) y complejas (dos o más depresiones concéntricas); secas, con zona

vadosa o parcialmente inundada e inundada; en algunas dolinas se identificó el colapso de una parte del área central plana.

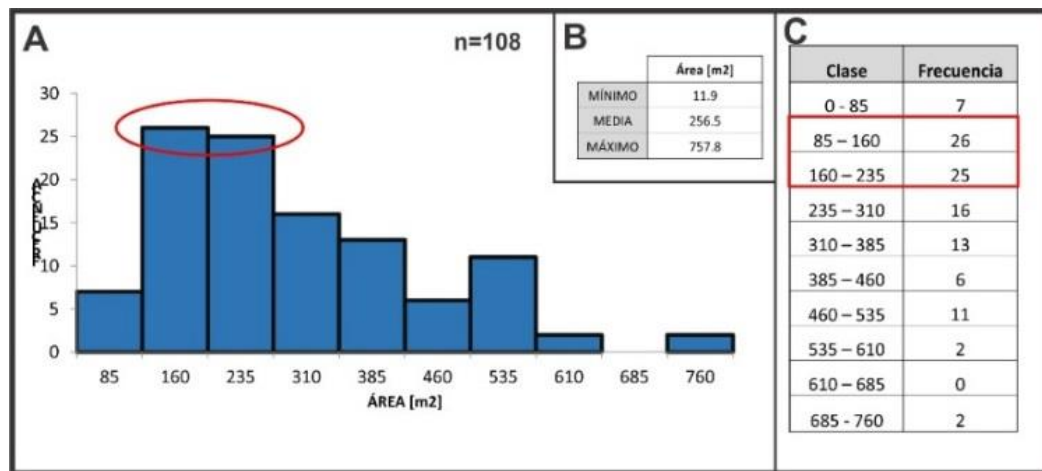
9.2.1.1 Análisis estadístico de las dolinas.

Este análisis involucra aspectos como la morfometría (áreas y diámetros), distribución espacial de las mismas (densidad) y caracterización del terreno en el cual se encontraban las dolinas (pendiente y aspecto de la pendiente).

9.2.1.2 Morfometría.

El área promedio calculada para estas dolinas es de 256.5 m^2 con un mínimo de 11.9 m^2 y un área máxima de 757.8 m^2 . El 47% de las dolinas reportadas tienen áreas entre 85 y 235 m^2 (FIGURA 46).

FIGURA 46 A) Histograma de las áreas de las dolinas (n=108). B) Área mínima, media y máxima de las dolinas. C) Clases y frecuencias del histograma.



Cabe resaltar que si se realiza una campaña de campo a detalle sería posible encontrar dolinas con áreas menores a las registradas en este trabajo. En base a esta área calculada a partir de un Sistema de Información Geográfica, se calculó el diámetro de las dolinas sin considerar la diferencia entre el diámetro mayor y menor de las mismas.

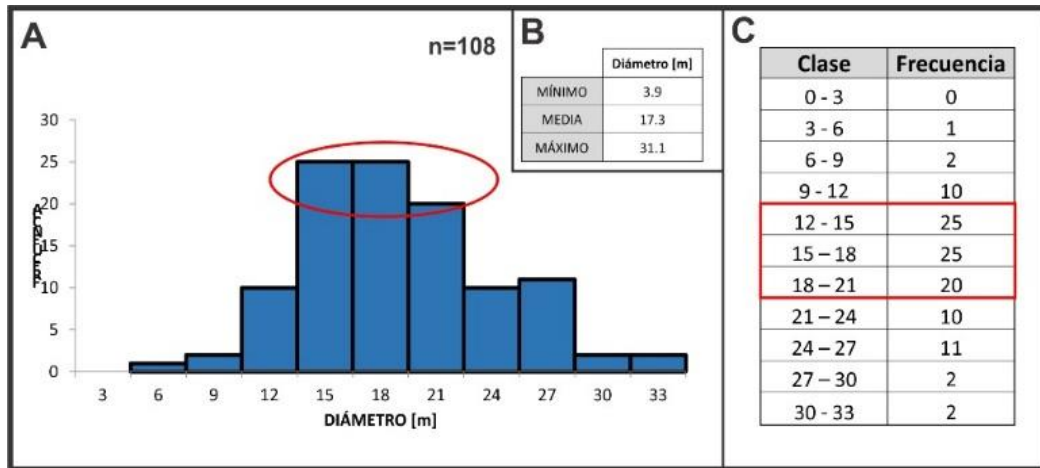
$$A = \pi r^2$$

$$\text{Entonces } r = \sqrt{\frac{A}{\pi}}$$

$$\text{y, } D = 2r$$

Donde, A es el área de un círculo, r el radio y D el diámetro.

FIGURA 47. A) Histograma de los diámetros calculados a partir de las áreas de las dolinas. B) Diámetro mínimo, medio y máximo de las dolinas. C) Clases y frecuencias del histograma.



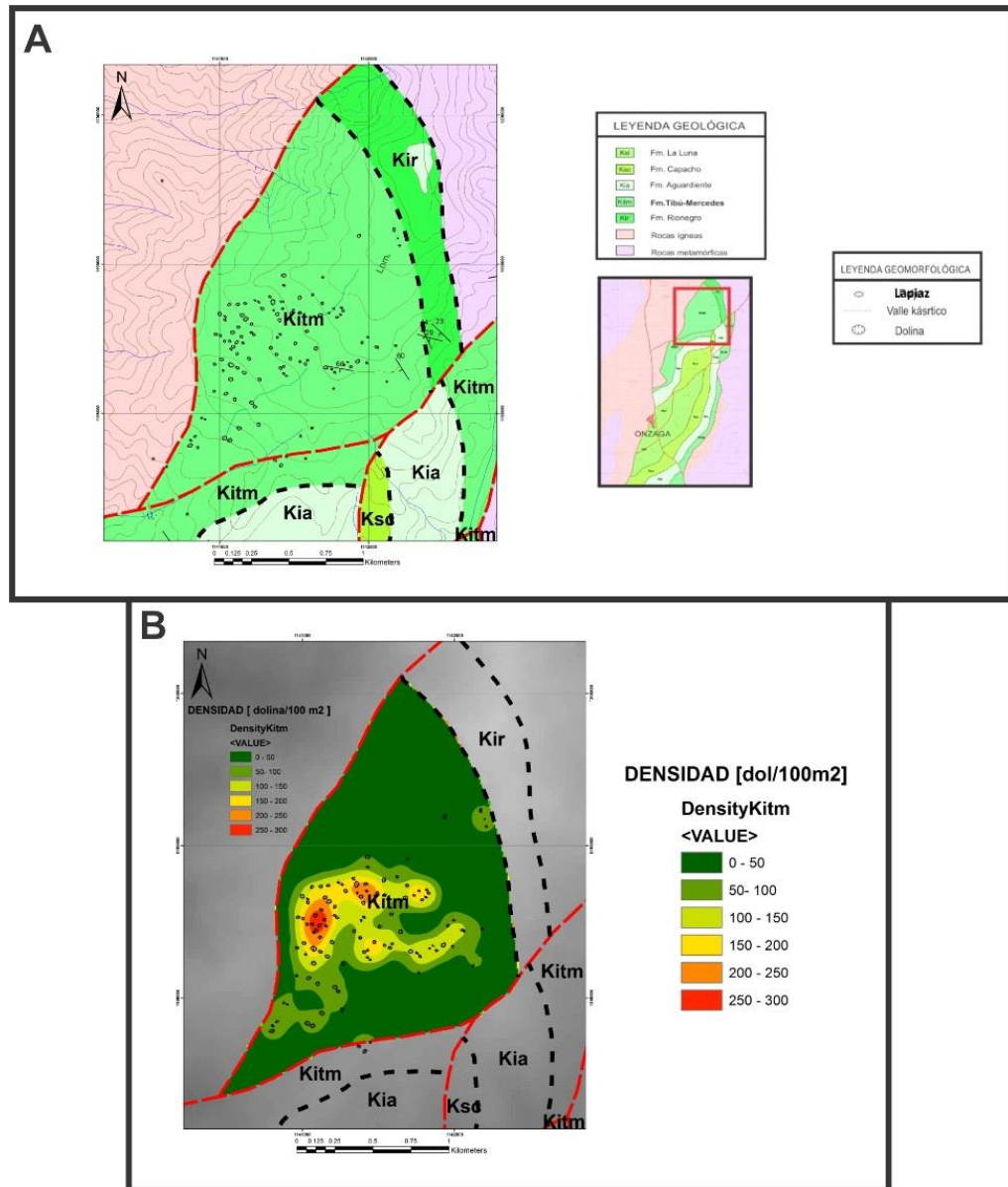
Por tanto, el diámetro promedio de las dolinas es de 17.3 m con un mínimo de 3.9 m y un diámetro máximo de 31.1 (FIGURA 47). El 65% de las dolinas reportadas tienen diámetros entre 12 y 21 m.

9.2.1.3 Distribución espacial.

La FIGURA 48A muestra la ubicación de las 108 dolinas en el Alto de las Cruces al norte de la cabecera municipal de Onzaga. La densidad de dolinas se ha definido como el número total de dolinas por unidad de área, por lo general se toma como unidad de área el km^2 sin embargo, debido a que el área de interés en este caso es relativamente pequeña ($3 km^2$) se decidió tomar como unidad de área $100 m^2$ ($0.1 km^2$).

La mayor concentración de dolinas se encuentra en la zona sur-occidente del área de interés en la parte media del Cerro de las Cruces con una máxima concentración de 300 dolinas / 100 m². Además, se nota la ausencia de dolinas tanto en el sector norte como en el oriental (FIGURA 48B).

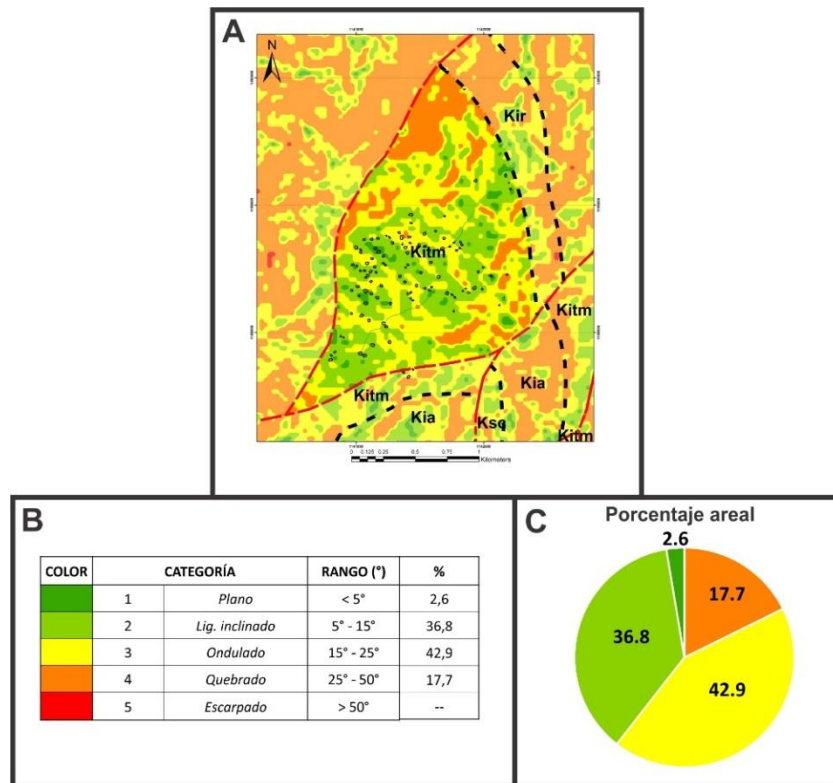
FIGURA 48. A) Ubicación de las dolinas en el mapa geológico. B) Mapa de densidad (número de dolinas por unidad de área).



9.2.1.4 Caracterización del terreno.

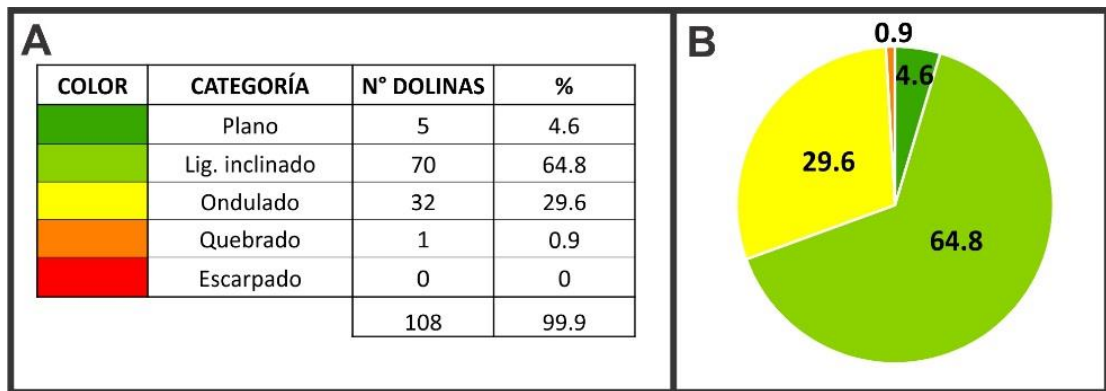
La caracterización del terreno consistió en el cálculo en grados de la pendiente la cual fue clasificada en cinco rangos según la FIGURA 49 y, la orientación o aspecto de la pendiente en azimut.

FIGURA 49. A) Mapa de pendientes. El área de interés de la Formación Tibú-Mercedes se encuentra resaltada. B) Categorías y rangos utilizados para elaborar el mapa. C) Porcentaje de área total de cada rango.



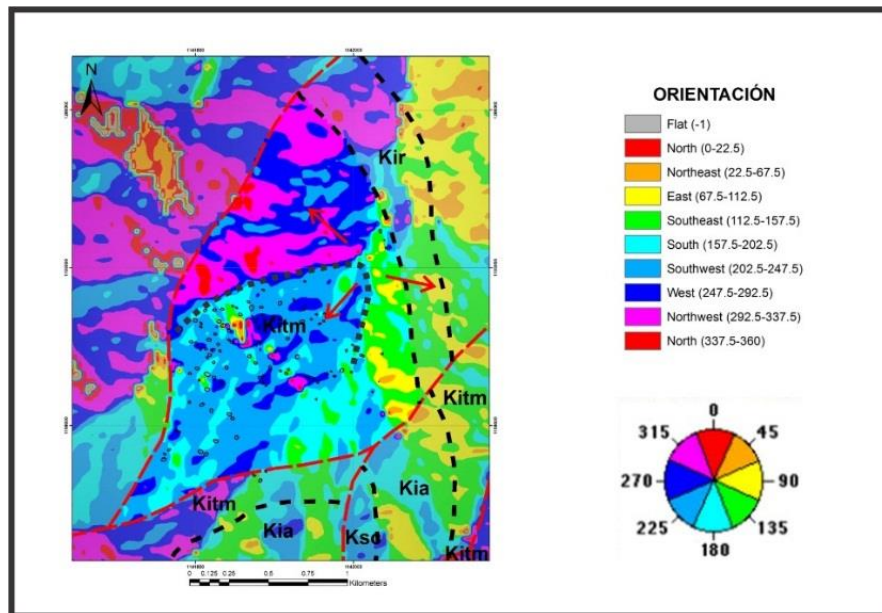
El 94.4% de las dolinas se encuentran ubicadas en los rangos ligeramente inclinado (entre 5° y 15°) y ondulado (entre 15° y 25°) (FIGURA 50) y, se encuentra en los lugares donde la orientación general de la pendiente es hacia el sur y sur-occidente, además se puede identificar dos divisorias de aguas tanto al norte como al oriente (FIGURA 51).

FIGURA 50. A) Ubicación de las dolinas en cada uno de los rangos de pendientes establecidos. B) El 94.4% de las dolinas se encuentra en terrenos con pendientes ligeramente inclinada y ondulada.



Es posible observar el desarrollo de las dolinas casi nulo tanto en el sector norte, el cual tiene pendientes quebradas (entre 15° y 25°) y orientación de la pendiente hacia el norte y nor-occidente como en la parte oriental donde la inclinación es principalmente quebrada y su orientación es hacia el oriente y sur-oriente (FIGURA 49 y FIGURA 51).

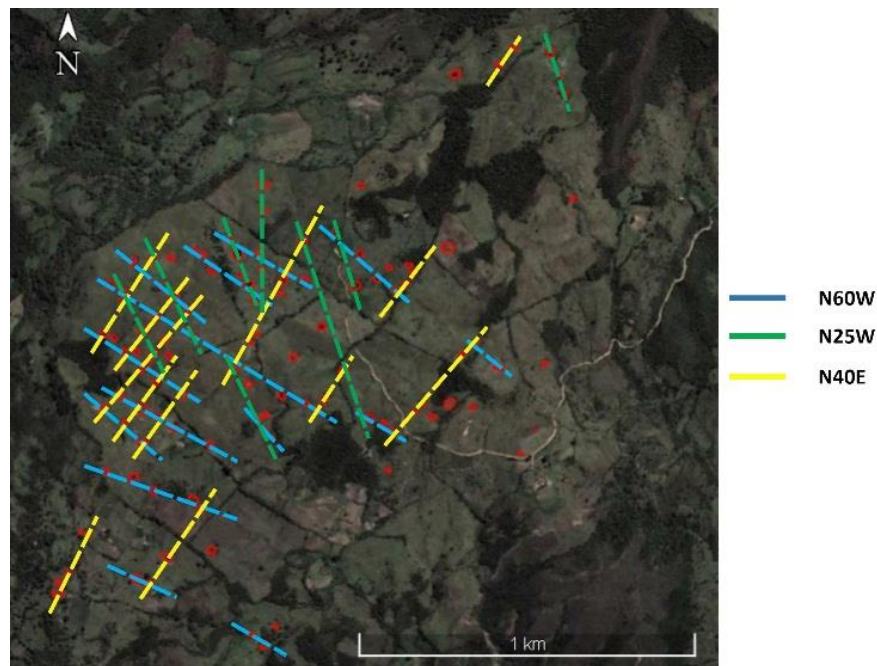
FIGURA 51. Los colores indican la orientación de la pendiente. La línea negra punteada marca la divisoria de aguas y las flechas rojas la tendencia general de la pendiente en cada sector.



A pesar de que las dolinas no muestran una elongación evidente de alguno de sus ejes, la cual permita deducir un control estructural en la distribución de las mismas,

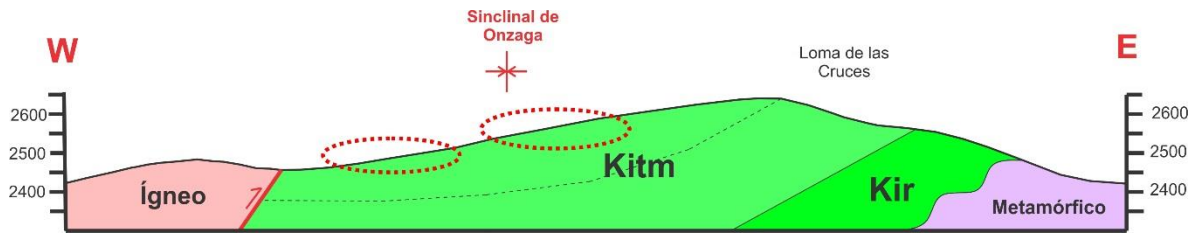
es posible identificar que las dolinas se encuentran alineadas en tres direcciones, las cuales posiblemente correspondan a las direcciones de fracturamiento de la formación, ya que las rocas calcáreas se disuelven más fácilmente en estas zonas de mayor debilidad. Dos de estos tres lineamientos se encuentran aproximadamente ortogonales entre sí (N60W y N40E) y, una tercera dirección paralela al rumbo de los estratos medidos orientada aproximadamente N25W tal como lo muestra la FIGURA 52.

FIGURA 52. Principales direcciones en las cuales se encuentran alineadas las dolinas: Azul (N60W), verde (N25W), amarillo (N40E). Imagen tomada de Google Earth; Fecha de adquisición: Abril del 2009.



Las dolinas se encuentran distribuidas espacialmente en el núcleo del Sinclinal de Onzaga que se encuentra en la parte alta de la loma de las Cruces, ya que es allí donde las calizas de la Formación Tibú-Mercedes están mejor expuestas a la disolución química además, el terreno tiene características (pendiente) que favorecen el desarrollo de las mismas. En los escarpes norte y oriente de la formación no se desarrollan dolinas.

FIGURA 53. Los círculos rojos indican la ubicación esquemática de las dolinas dentro del Sinclinal de Onzaga en la Loma de las Cruces.



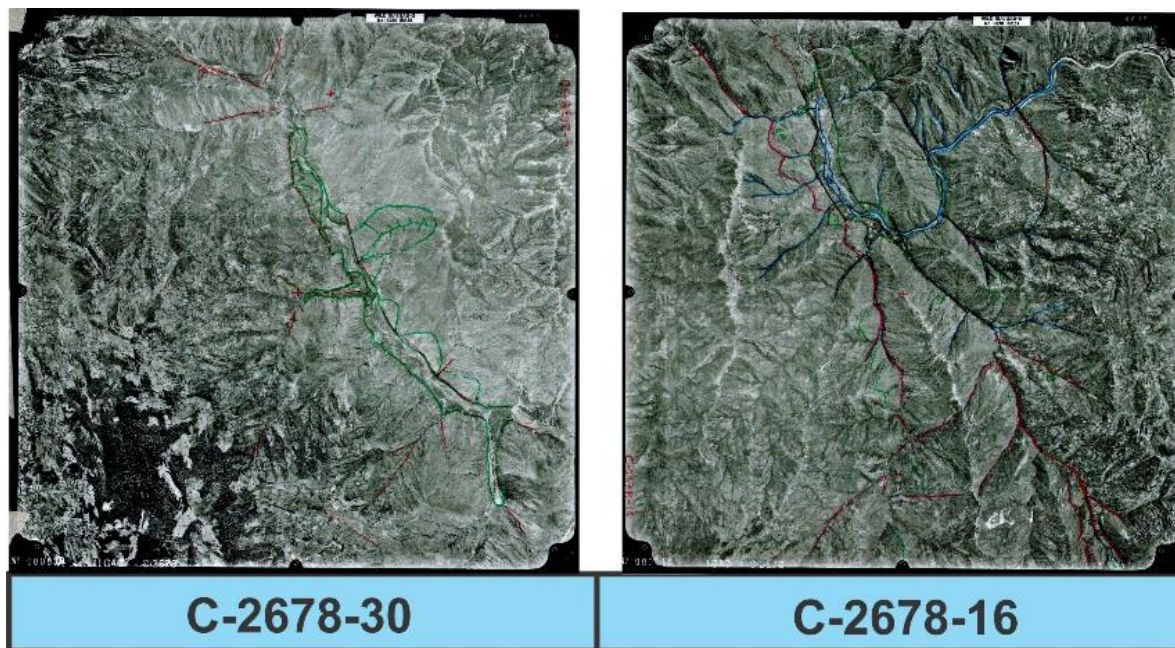
Por tanto, para el desarrollo de las dolinas en el área de estudio depende al menos de los siguientes factores: que se encuentre en la Formación Tibú-Mercedes ya que está conformada por rocas calcáreas las cuales son susceptibles a la disolución; que la pendiente del terreno esté entre 5° y 25° y se encuentre orientada hacia el sur y sur-occidente. Estas condiciones se cumplen en el núcleo del Sinclinal de Onzaga lo cual da como resultado el desarrollo de al menos 108 dolinas en un área aproximada de 3 km^2 las cuales tienen un diámetro promedio aproximadamente de 17 m. Además, se presentan tres direcciones en las cuales es favorable el desarrollo de las mismas, una primera dirección paralela al rumbo de los estratos medidos ($N25W$) y otras dos direcciones aproximadamente ortogonales entre sí ($N60W$ y $N40E$).

10 MORFOTECTÓNICA

A partir de las fotografías aéreas del vuelo C-2678 del IGAC (Fotografías 0014 a 0030) a escala aprox. 1:50.000 y, en complemento con los modelos de elevación del terreno (5°N, 73°W; 6°N, 73°W) resolución 30m x 30m e imágenes de satélite LANDSAT 7 (P7R55 y P7R56) en combinación de bandas RGB-457 y Google Earth se realizó una interpretación del área de estudio del presente trabajo basada en los rasgos más destacados los cuales incluyen principalmente geoformas y patrones lineales (drenajes) así como la descripción general de las rocas y medición de datos estructurales en diversos sectores. Esta interpretación fue complementada junto al trabajo de campo el cual permitió obtener registro fotográfico de las diferentes estructuras halladas.

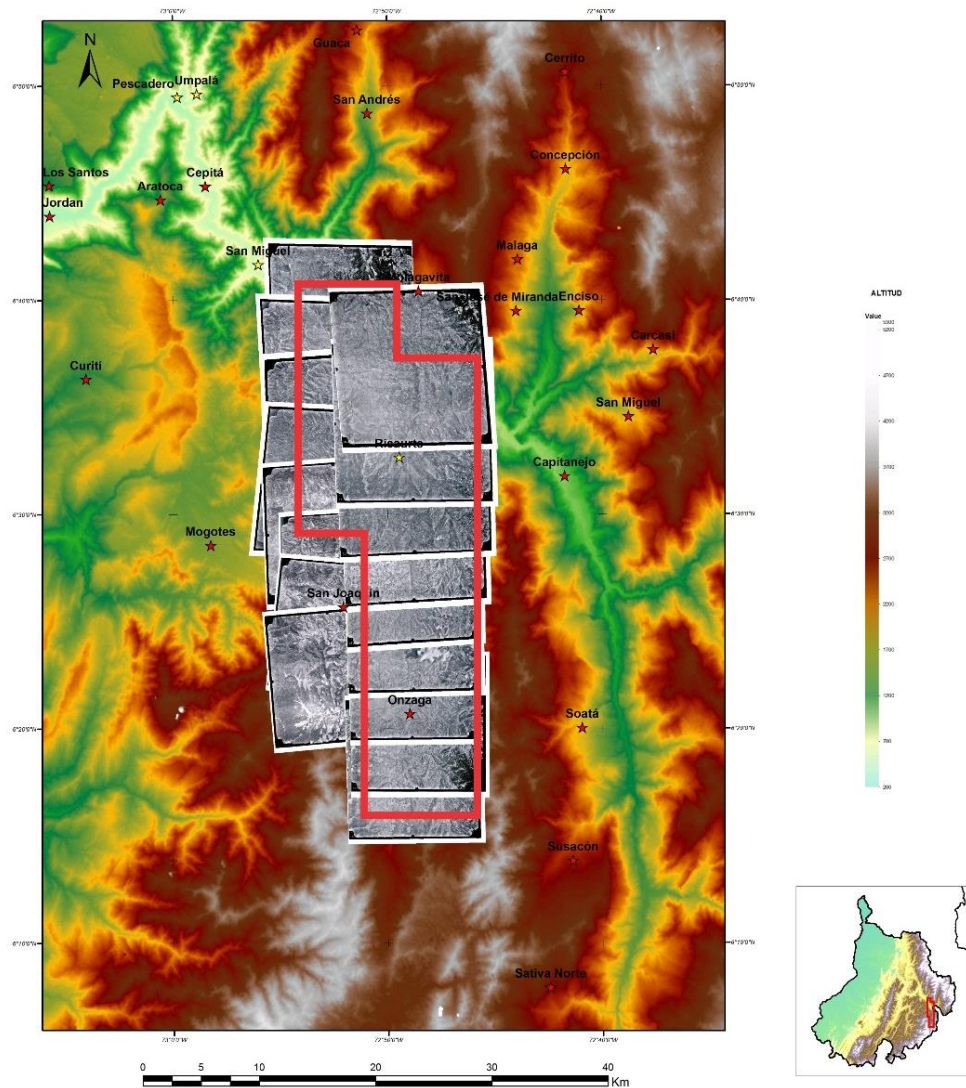
La FIGURA 54 es un ejemplo de dos fotografías aéreas interpretadas en la cual se puede observar de azul los principales drenajes, color rojo los lineamientos y fallas geológicas y de verde las distintas geoformas.

FIGURA 54. Ejemplo de la interpretación de las fotografías 30 (Sector Chicacuta) y 16 (Sector Ricaurte) del vuelo C-2678 del IGAC.



La FIGURA 55 corresponde a un mosaico georreferenciado de la totalidad de fotografías aéreas utilizadas sobrepuestas en el modelo digital de elevación realizado en un Sistema de Información Geográfica (ArcGIS).

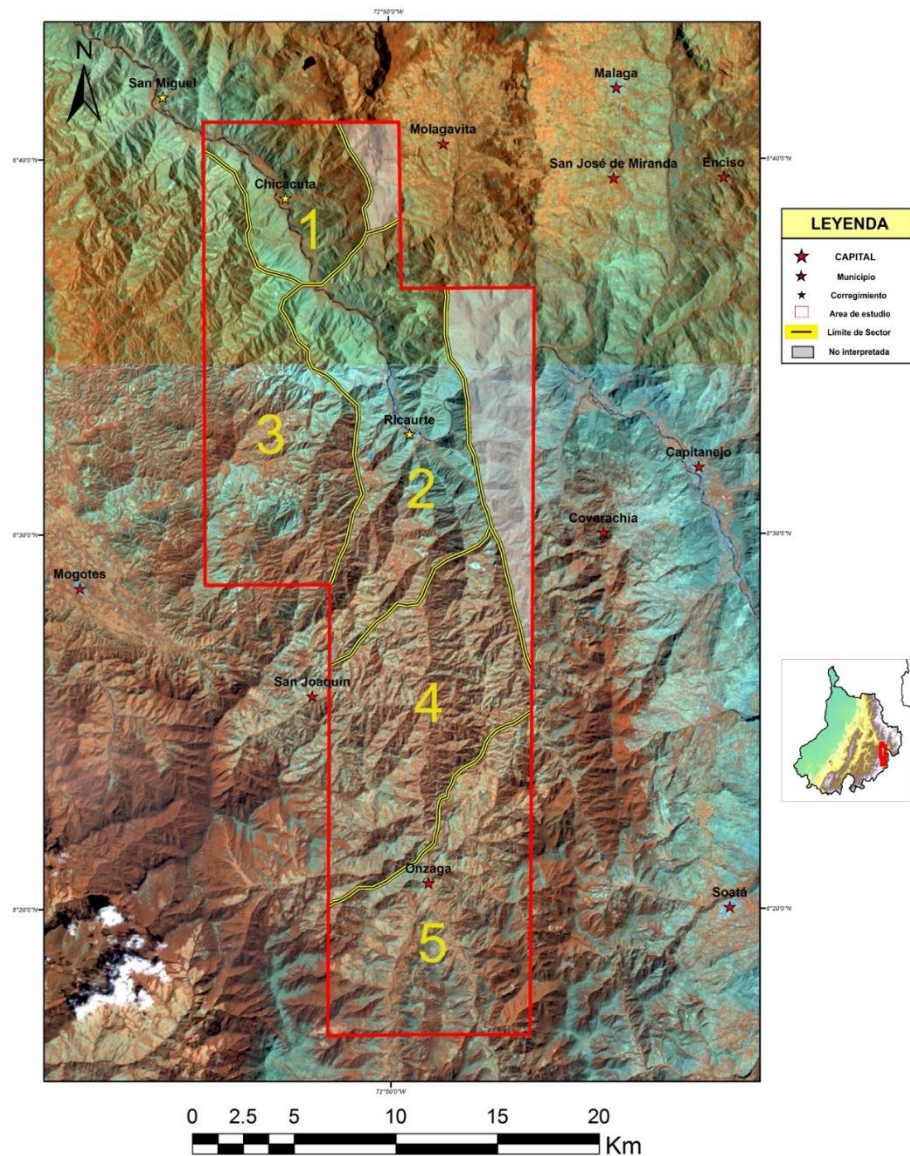
FIGURA 55. Fotografías aéreas interpretadas georreferenciadas en un Modelo Digital de Elevación (DEM).



El área de estudio para una mayor y mejor descripción fue dividida en cinco sectores los cuales tienen el nombre del principal rasgo geográfico dentro del mismo. De norte a sur los sectores fueron llamados: Chicacuta, Ricaurte, Cerro

Negro, Las Tapias y Onzaga tal como lo muestra la FIGURA 56. Cada uno de estos sectores tiene características que permiten diferenciarlos entre ellos los cuales responden principalmente al comportamiento de las fallas geológicas que se encuentran allí y las propiedades reológicas de las rocas, su interpretación fotogeológica y geoformas principales son descritas a continuación:

FIGURA 56. División del área de estudio en cinco sectores: 1. Chicacuta. 2. Ricaurte. 3. Cerro Negro. 4. Las Tapias. 5. Onzaga.

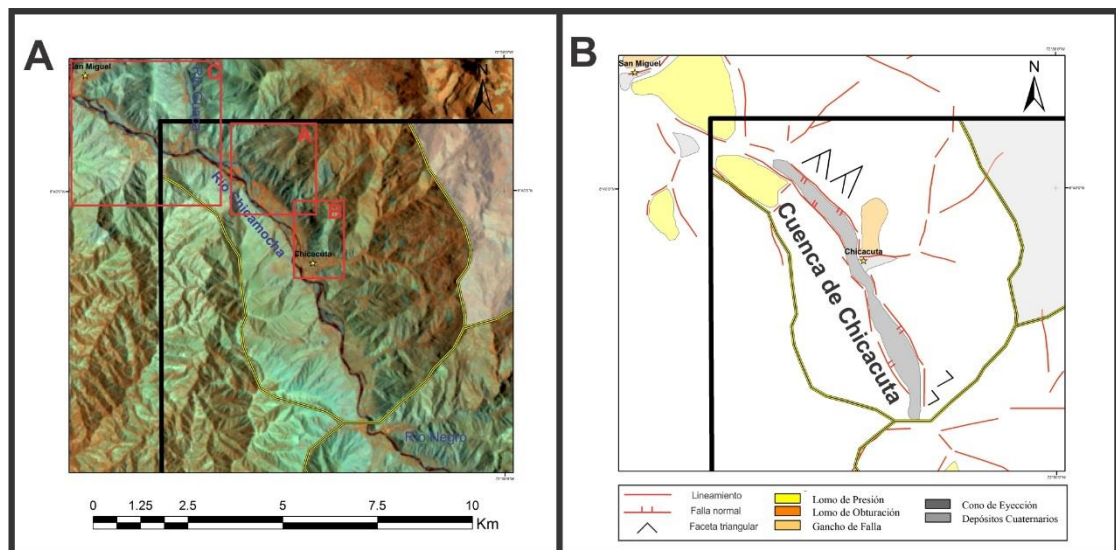


10.1 SECTOR CHICACUTA

Este sector se ubica en la vereda Chicacuta perteneciente al municipio de Molagavita a orillas del río Chicamocha en el norte del área de estudio; allí el río Chicamocha tiene una dirección aproximada de N25W y es controlado por el trazo de la Falla de Bucaramanga.

Es posible distinguir en este sector la presencia de una cuenca alargada denominada **cuenca de Chicacuta**, en donde el valle del río Chicamocha se amplía considerablemente alcanzando aproximadamente 700 m de ancho, en los costados del valle se observan unas facetas triangulares altamente erosionadas; esta cuenca tiene una longitud de aproximadamente 8 km (FIGURA 57).

FIGURA 57. Sector de Chicacuta A) Imagen LANDSAT con los principales accidentes geográficos. Los polígonos rojos indican la ubicación de las geoformas de la FIGURA 58. B) Interpretación de la geomorfología y geología estructural del sector de Chicacuta.

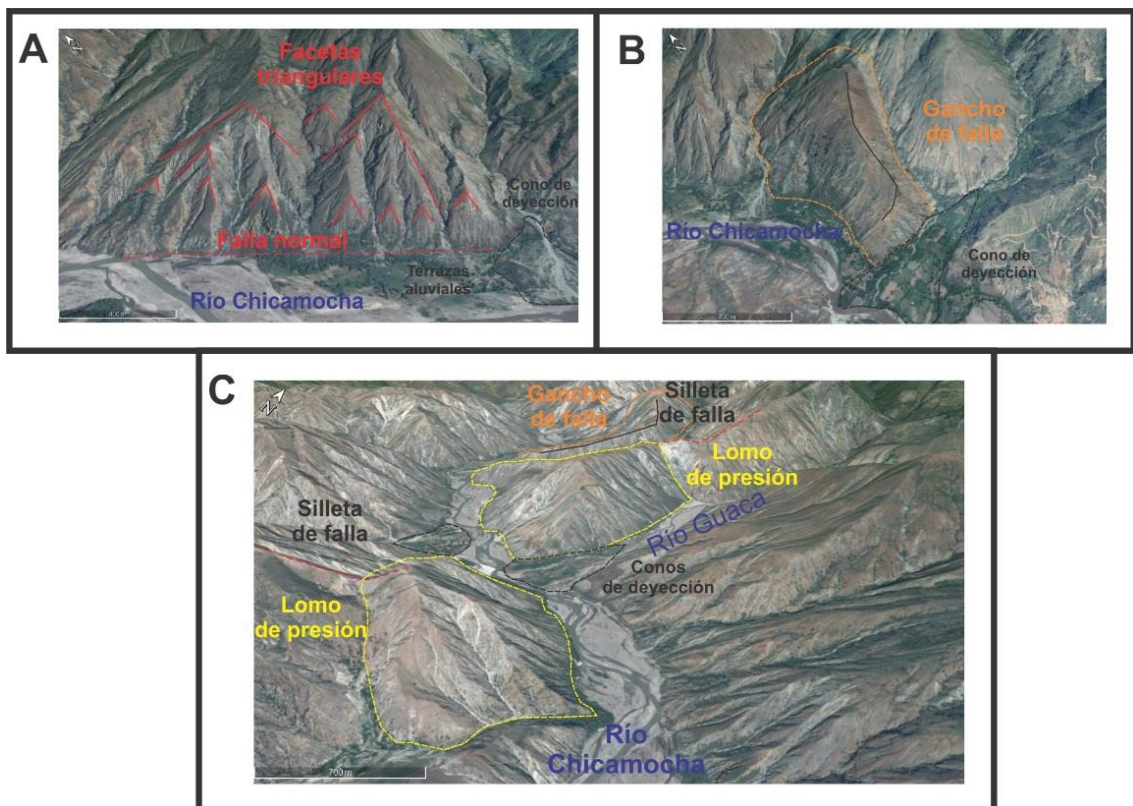


Al norte la cuenca finaliza con unos lomos de presión a ambos costados del río Chicamocha cerca del corregimiento de San Miguel en la desembocadura del río Guaca (Loma de Perico), allí el valle del río Chicamocha es más angosto alcanzando aproximadamente 300 m de ancho. La cuenca termina al sur en la

desembocadura del río Negro con la presencia de un filo el cual hace que el valle del río Chicamocha se reduzca a aprox. 200m.

La cuenca de Chicacuta fue definida como una cuenca alargada formada por tensión la cual está limitada por trazos de fallas normales evidenciado por la presencia de facetas triangulares que se producen debido a un ligero salto a la izquierda de la Falla de Bucaramanga (falla sinistral) lo cual crea un espacio de acomodación de sedimentos. En el costado norte de Chicacuta se identifica además un gancho de falla el cual evidencia el movimiento en rumbo de la Falla de Bucaramanga. El lomo de presión en el sector norte (San Miguel) indica nuevamente un comportamiento trasnpresivo de la falla, así como las geoformas descritas en el sur en el sector de Ricaurte.

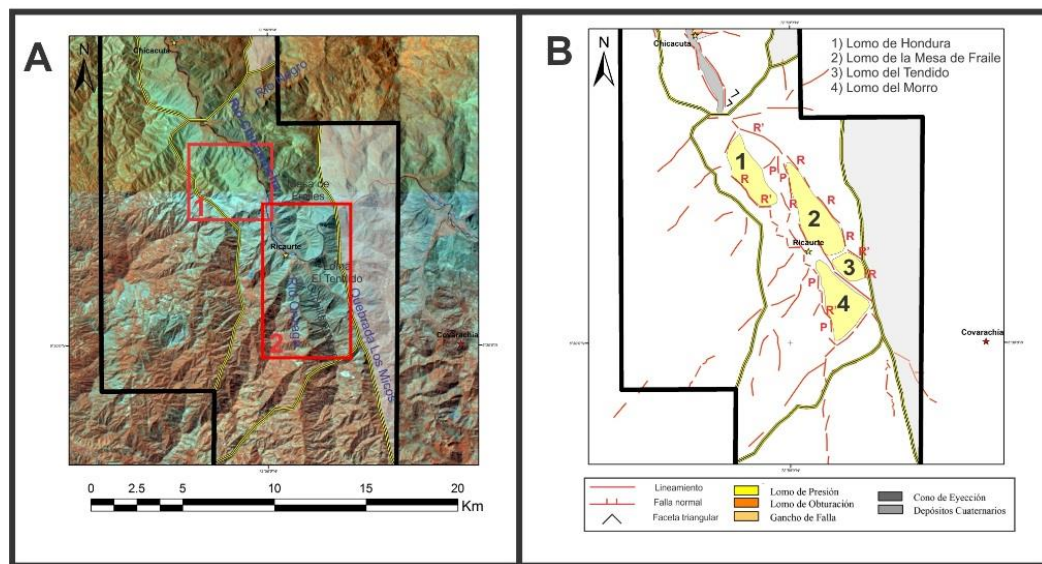
FIGURA 58. Principales geoformas del sector de Chicacuta. A) Facetas triangulares y trazo de una falla normal en el borde de la Cuenca de Chicacuta. B) Gancho de falla en Chicacuta. C) Lomos de presión, ganchos de falla y silletas de falla al norte del sector de Chicacuta cerca del corregimiento de San Miguel.



10.2 SECTOR RICAURTE

Se encuentra ubicado en las cercanías del corregimiento de Ricaurte perteneciente al municipio de San Joaquín, alrededor del río Chicamocha, el cual en la parte sur tiene un cambio de orientación (S60W) para tomar finalmente un rumbo aproximadamente de N25W (FIGURA 59).

FIGURA 59. A) Imagen LANDSAT del sector de Ricaurte. Los polígonos rojos indican la ubicación de las FIGURA 60 y FIGURA 61 B) Interpretación de la geomorfología e identificación de los trazos R, R' y P asociados a la Falla de Bucaramanga.

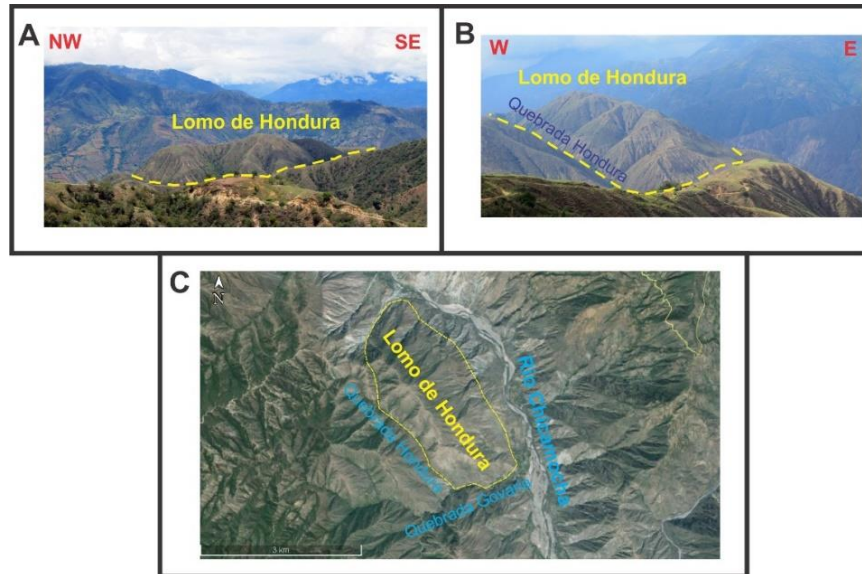


Este sector se caracteriza por la presencia de grandes lomos de presión (entre 2 y 4 km de longitud y aprox. 1 km de ancho) orientados en dirección N25W paralelos al trazo de la Falla de Bucaramanga la cual controla el curso del río Chicamocha, estos lomos tienen pendientes moderadas en sus laderas y en la cima se caracterizan por ser redondeados y moderadamente planos (FIGURA 60 y FIGURA 61); se encuentran afectados por la meteorización producida por el agua.

Se destacan pequeños trazos de falla asociados a la Falla de Bucaramanga identificados como cizalla Riedel, Anti-Riedel y P según su orientación. Además de extensos lineamientos los cuales controlan los drenajes afluentes al río Chicamocha ubicados al occidente en dirección N45E.

En la parte alta de la Mesa de Fraile se identifica un depósito coluvial en un sector conocido como la Laguna, el cual tiene similitud con el lugar donde está ubicada la laguna de Ortices más al norte del área de estudio (municipio de San Andrés).

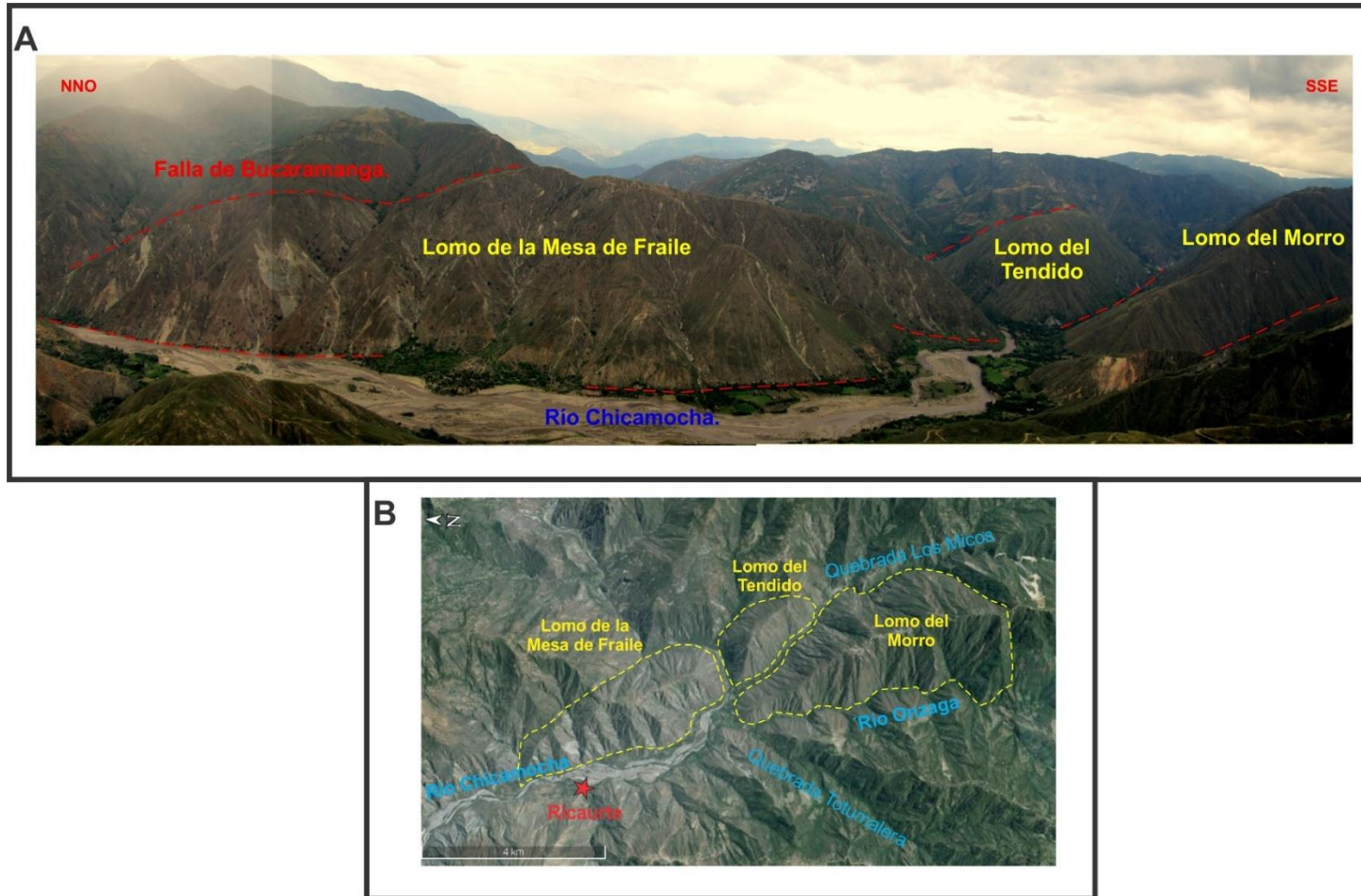
FIGURA 60 A y B) Fotografías del Lomo de Hondura desde dos perspectivas diferentes (Estaciones MG-8 y MG-12 respectivamente) C) Ubicación del Lomo de Hondura, la orientación de este lomo es N30W.



Debido comportamiento transpresivo de la Falla de Bucaramanga en este sector entre sus diversos trazos, se produce el levantamiento topográfico de las áreas adyacentes dejando como evidencia los lomos de presión. Lo cual marca un contraste con el estilo tectónico de la falla en el sector de Chicacuta, en donde su comportamiento es transtensivo.

El lomo de presión de la Mesa del Fraile al oriente de Ricaurte se relaciona con los cambios de rumbo del río Chicamocha en este sector el cual es cortado por el mismo provocando una disminución considerable en el ancho del valle del Chicamocha (aprox. 150 m), la continuación de este lomo de presión es el lomo de El Tendido al otro lado del río (FIGURA 61), esta curvatura realizada por el río puede corresponder a un codo de captura. Además, este sector es un referente en la evolución de la cuenca del río Chicamocha, ya que a partir de este punto el valle del río se amplía más.

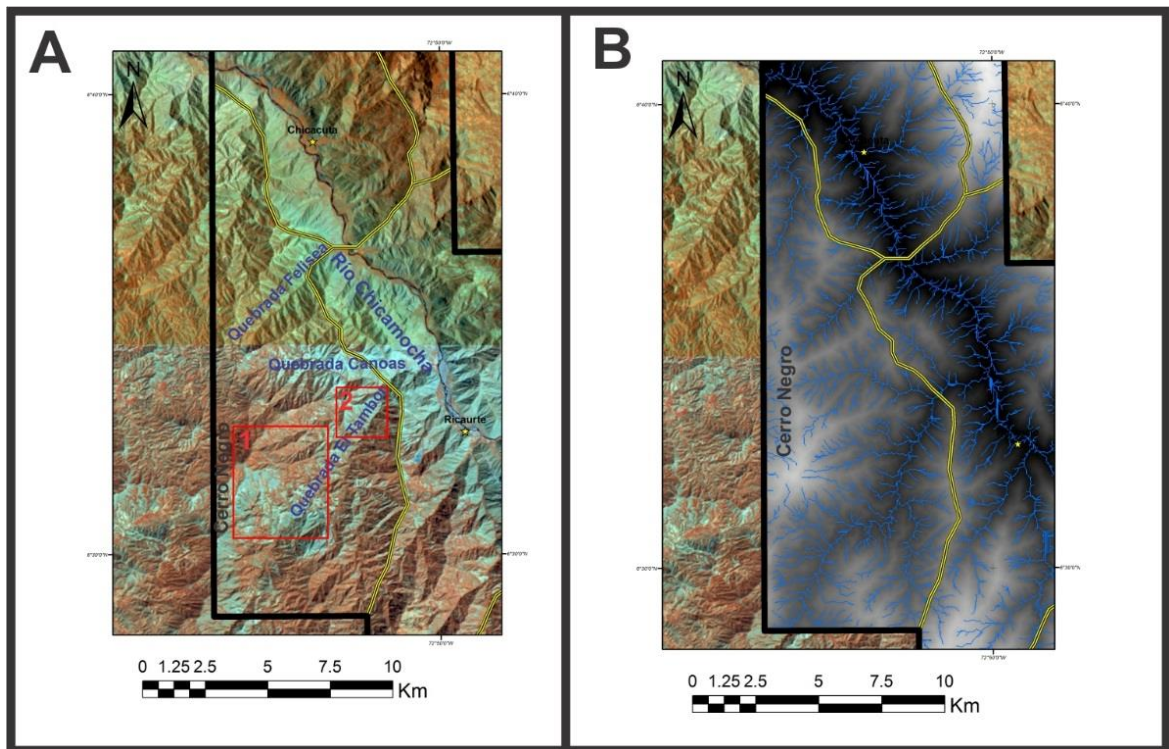
FIGURA 61. A) Fotografías de los lomos de presión ubicados en las cercanías de Ricaurte junto al Río Chicamocha (Tomada desde la estación MG-13) B) Ubicación de los lomos de presión de la Mesa de Fraile, del Tendido y del Morro. La orientación de estos lomos es N25W.



10.3 SECTOR CERRO NEGRO

Se encuentra ubicado al nor-occidente del área de estudio en los alrededores del Cerro Negro (FIGURA 62). El acceso a esta zona se puede realizar por la vía que conduce desde el municipio de Mogotes hasta la vereda Cerro Negro.

FIGURA 62 A) Imagen LANDSAT del sector Cerro Negro. Los polígonos rojos indican la ubicación de la FIGURA 63 B) Patrón de drenaje dendrítico del Sector Cerro Negro generado a partir de un Modelo de Elevación Digital (DEM).

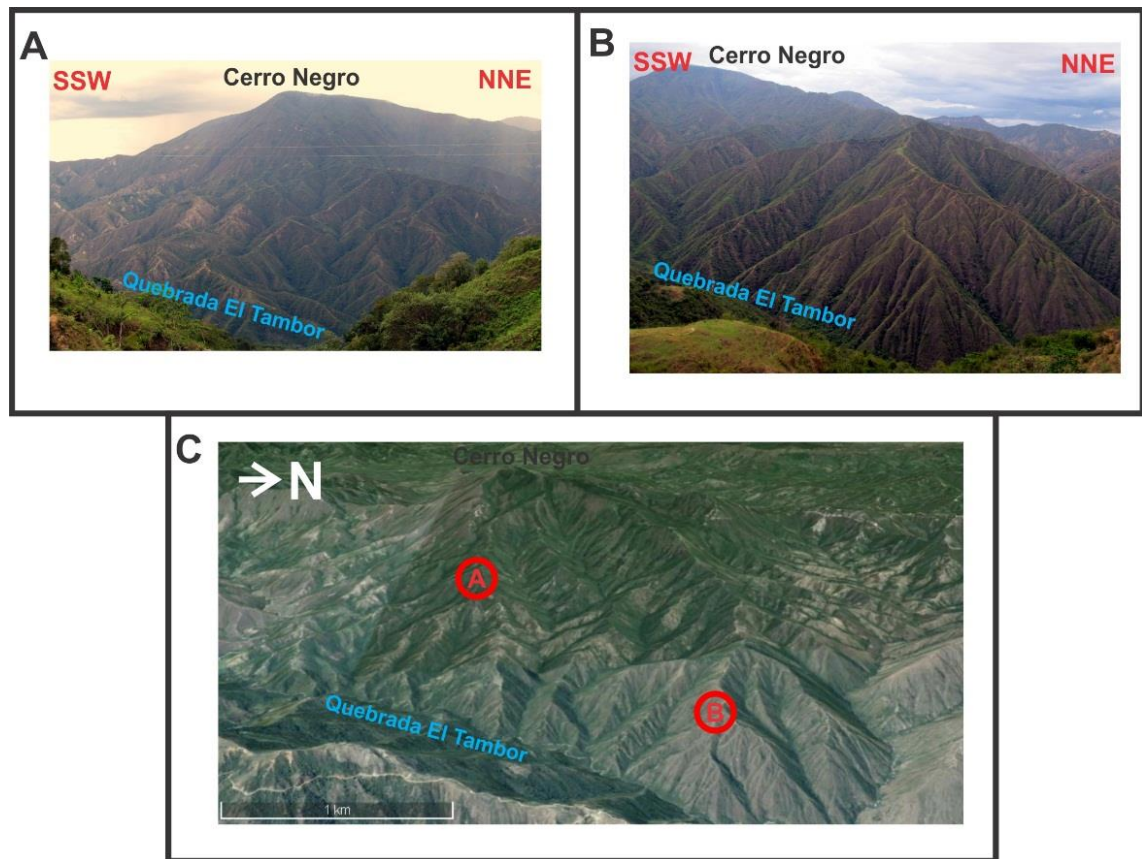


Este sector es caracterizado por la presencia de lineamientos orientados SW-NE los cuales controlan los cauces de las principales quebradas afluentes al río Chicamocha. La roca dominante en el Sector Cerro Negro son las rocas ígneas pertenecientes al Batolito de Mogotes principalmente a la Cuarzomonzonita, estas rocas se encuentran fuertemente meteorizadas sin embargo, en algunos sectores es posible identificar varias familias de diaclasas.

En el sector no se identificaron estructuras relacionadas con la acción de la Falla de Bucaramanga. Se evidencia el patrón de drenaje dendrítico el cual se ha

desarrollado debido a la poca influencia estructural sobre las materiales de composición relativamente homogénea como lo son las rocas ígneas meteorizadas del Batolito de Mogotes.

FIGURA 63 A y B) Desarrollo de un patrón de drenaje dendrítico en la parte sur de Cerro Negro sobre rocas ígneas del Batolito de Mogotes (Tomadas desde las estaciones MG-11 y MG-13). C) Ubicación de las imágenes A y B en la base de Cerro Negro.



10.4 SECTOR LAS TAPIAS.

Este sector se encuentra en los alrededores de la vereda Las Tapias, localizado sobre la vía que comunica al municipio de San Joaquín con Onzaga. El sector Las Tapias se encuentra el río Onzaga el cual de forma general tiene una orientación N-S (FIGURA 64) sin embargo, se observan varias curvaturas en la orientación del río los cuales han sido provocados por la presencia de pequeños lomos y ganchos de falla.

El valle del río Onzaga es profundo y angosto y, las laderas de las montañas que se encuentran tanto al oriente como al occidente tienen pendientes moderadas a altas.

Los ganchos de falla que provocan los cambios en la orientación del río son muy pequeños (máximo 200 m de ancho por 300 m de longitud) y de poca altura, por estas razones estas geoformas no sobresalen en este sector y no son cartografiables en el mapa morfotectónico del presente trabajo (FIGURA 65). Debido a la acción erosiva del agua provocada en donde se encuentra la mayor curvatura de la corriente es decir, en el lugar donde el río cambia de orientación, este sector específico algunos de los ganchos se han reducido cerca de un 50% en su espesor lo cual ha generado que tengan aspectos de cuchara o punta de flecha.

FIGURA 64 Imagen LANDSAT del sector Las Tapias. Los polígonos rojos indican la posición de la FIGURA 65 B) Principales lineamientos y morfoestructuras de este sector. C) Valle del río Onzaga en el sector Las Tapias.

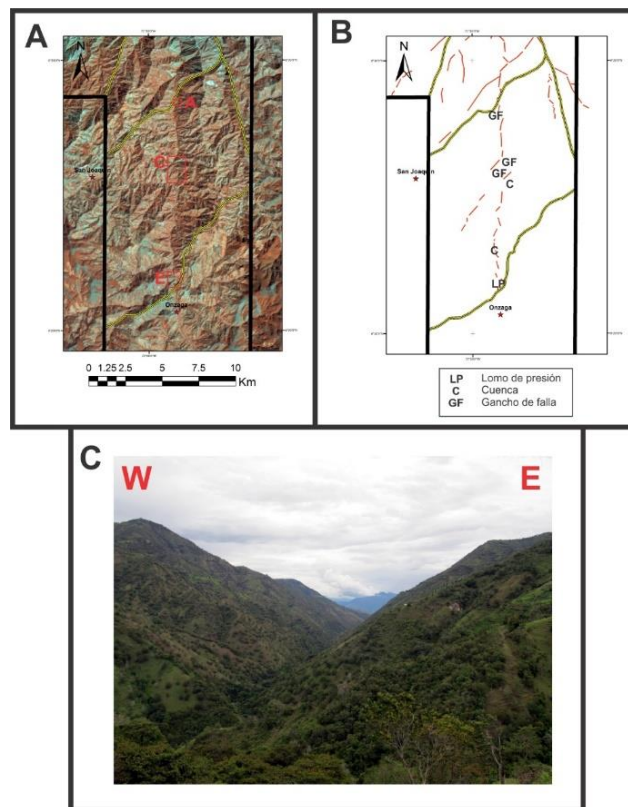
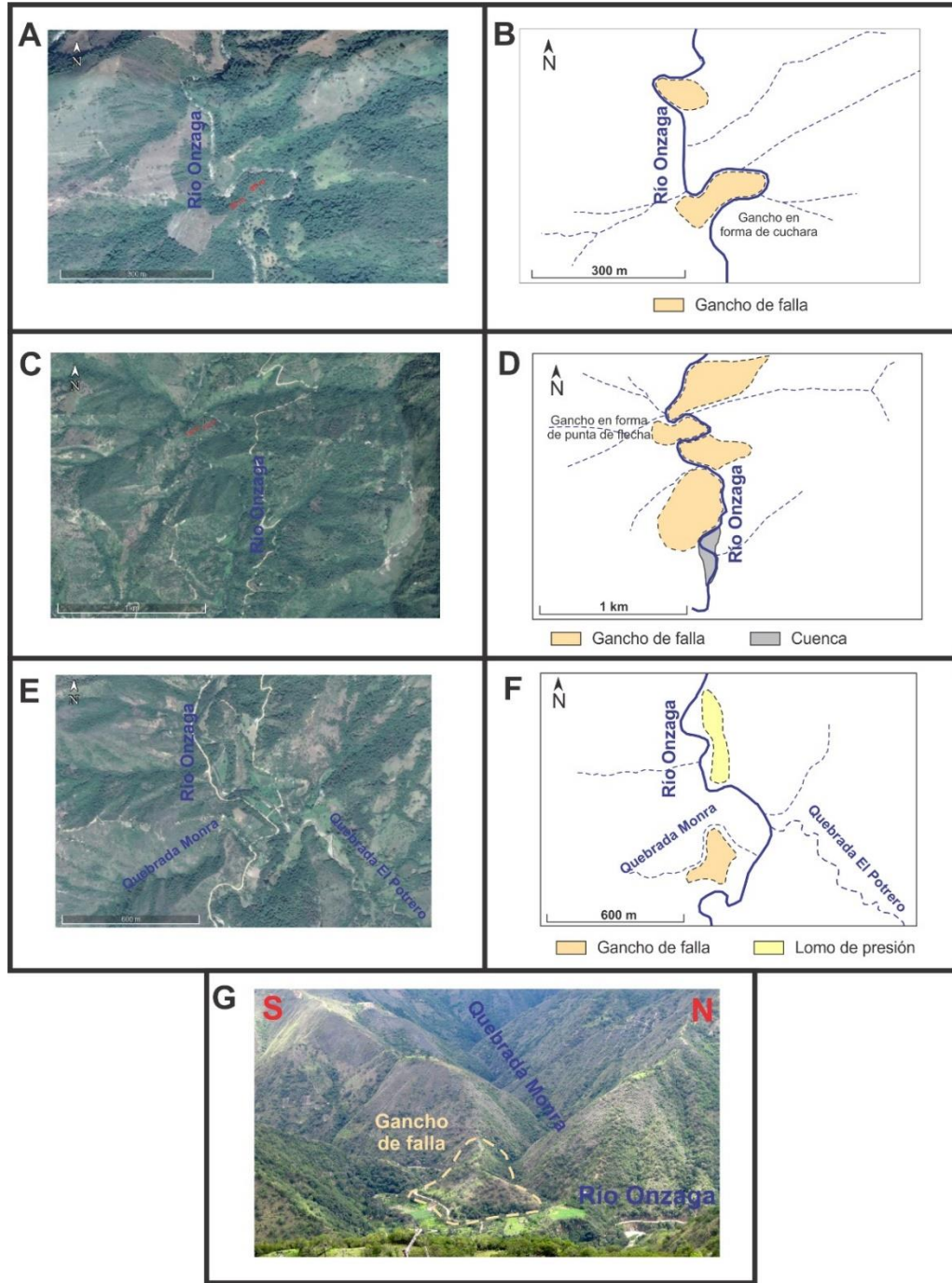


FIGURA 65. A y B) Ganchos de falla que provocan pequeños cambios en la dirección del río Onzaga al norte del sector las Tapias. C y D) Ganchos de falla y cuenca alrededor del río Onzaga. E y F) Lomo de presión orientado norte-sur y gancho de falla al sur del sector las Tapias G) Fotografía del gancho de falla de las figuras (E) y (F), Se pueden observar sus pequeñas dimensiones. Tomada desde la estación MG-61.

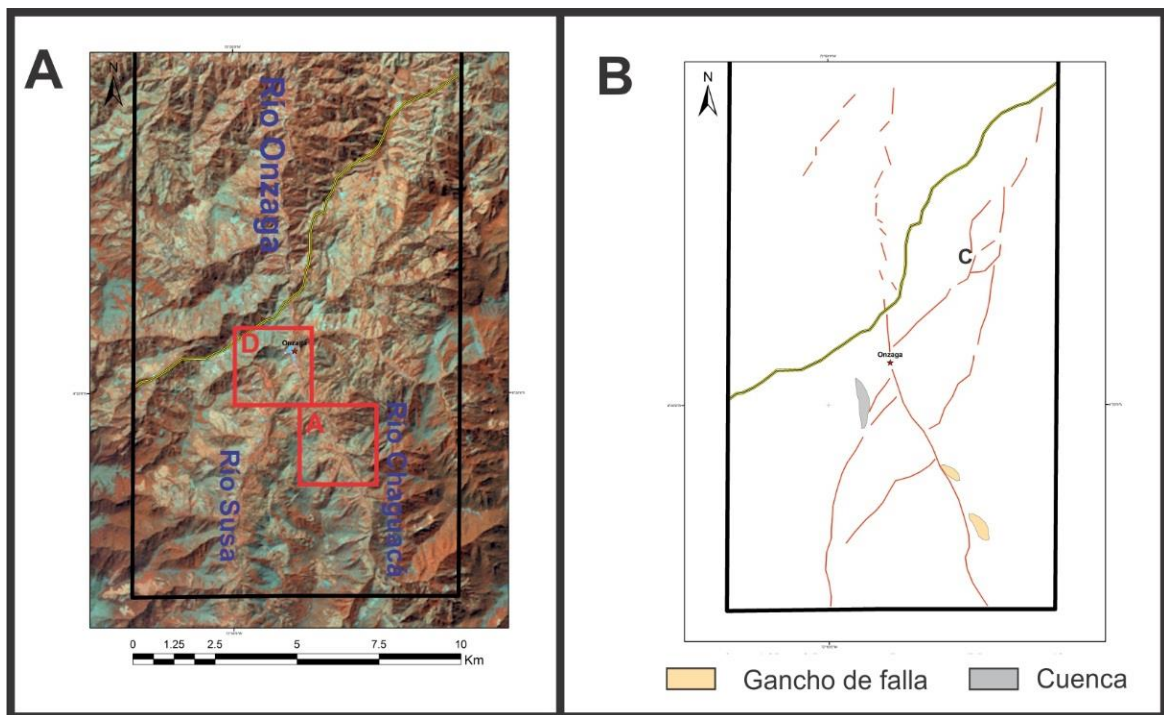


El río Onzaga se encuentra siguiendo el trazo de la Falla de Onzaga en este sector, el cual no es definido como una sola línea, por el contrario, en este sector la falla consiste en pequeños segmentos que cambian de orientación y presentan saltos creando pequeños ganchos de falla y espacios de depositación de sedimentos.

10.5 SECTOR ONZAGA

Este sector corresponde al más meridional del área de estudio, se encuentra en los alrededores del municipio de Onzaga. Allí afloran los tres tipos de rocas: ígneas, metamórficas y se destaca la presencia de rocas sedimentarias. En este sector el río Onzaga nace de la unión de dos ríos tributarios: el río Susa y el río Chaguacá los cuales tiene dirección aproximadamente sur-norte y convergen cerca de Onzaga (FIGURA 66).

FIGURA 66 A) Imagen LANDSAT del sector Onzaga. Los polígonos rojos indican la ubicación de la FIGURA 67. B) Interpretación de los principales lineamientos y morfoestructuras de este sector.

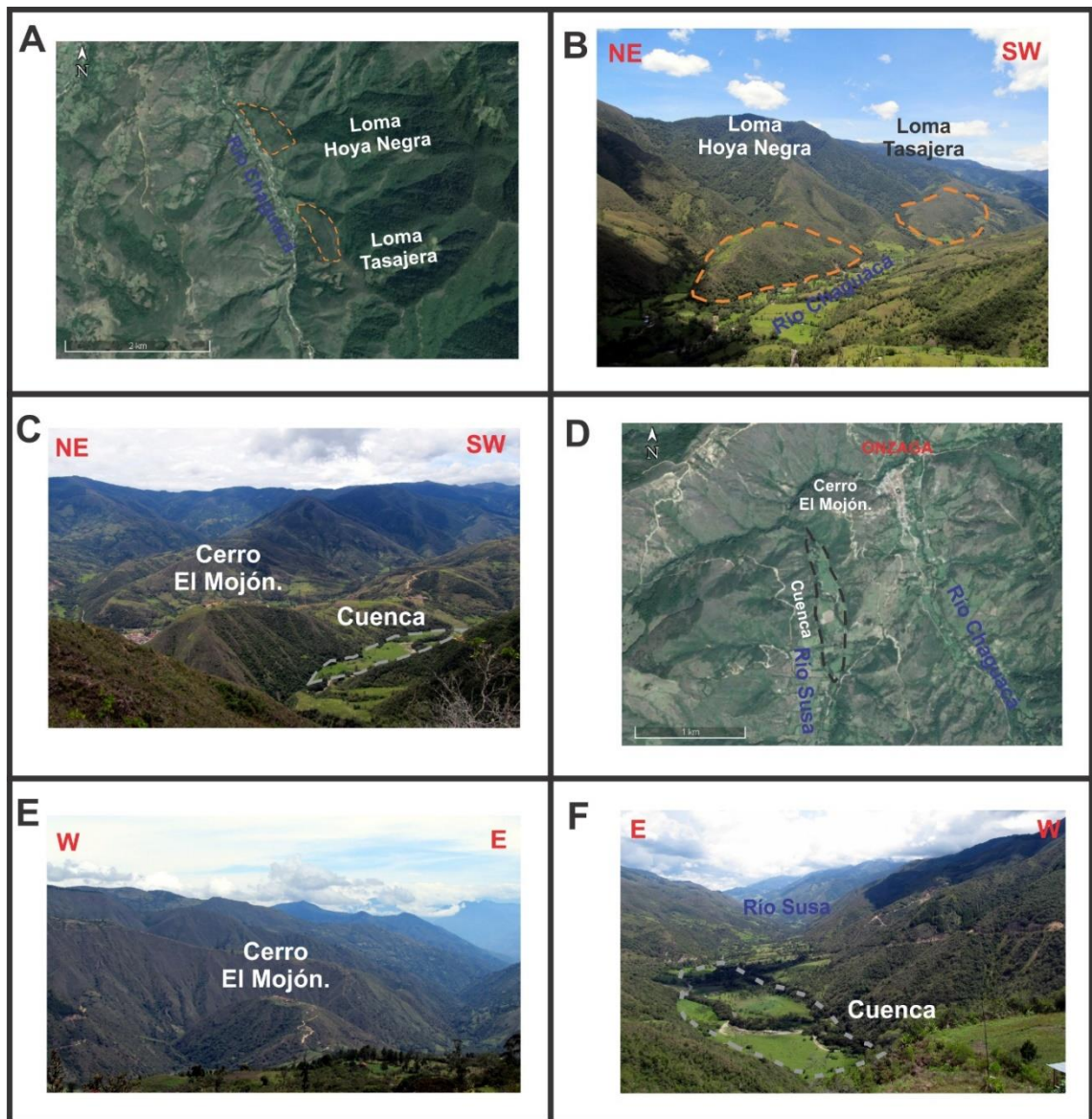


En las fotografías aéreas se destacan los afloramientos de las Formaciones Aguardiente y Rionegro los cuales forman escarpes y geoformas más resistentes a la erosión; también se pueden distinguir otras unidades incompetentes o menos resistentes a la acción principalmente del agua las cuales forman terrenos de pendientes suaves como lo son las Formaciones Capacho y Tibú-Mercedes.

Al occidente de la cabecera municipal de Onzaga se encuentra un cerro en forma de domo formado por material volcánico perteneciente a la Riolita de Onzaga el cual es conocido como el Cerro El Mojón. Adyacente al mismo se observa una pequeña cuenca alargada en la ribera del río Susa.

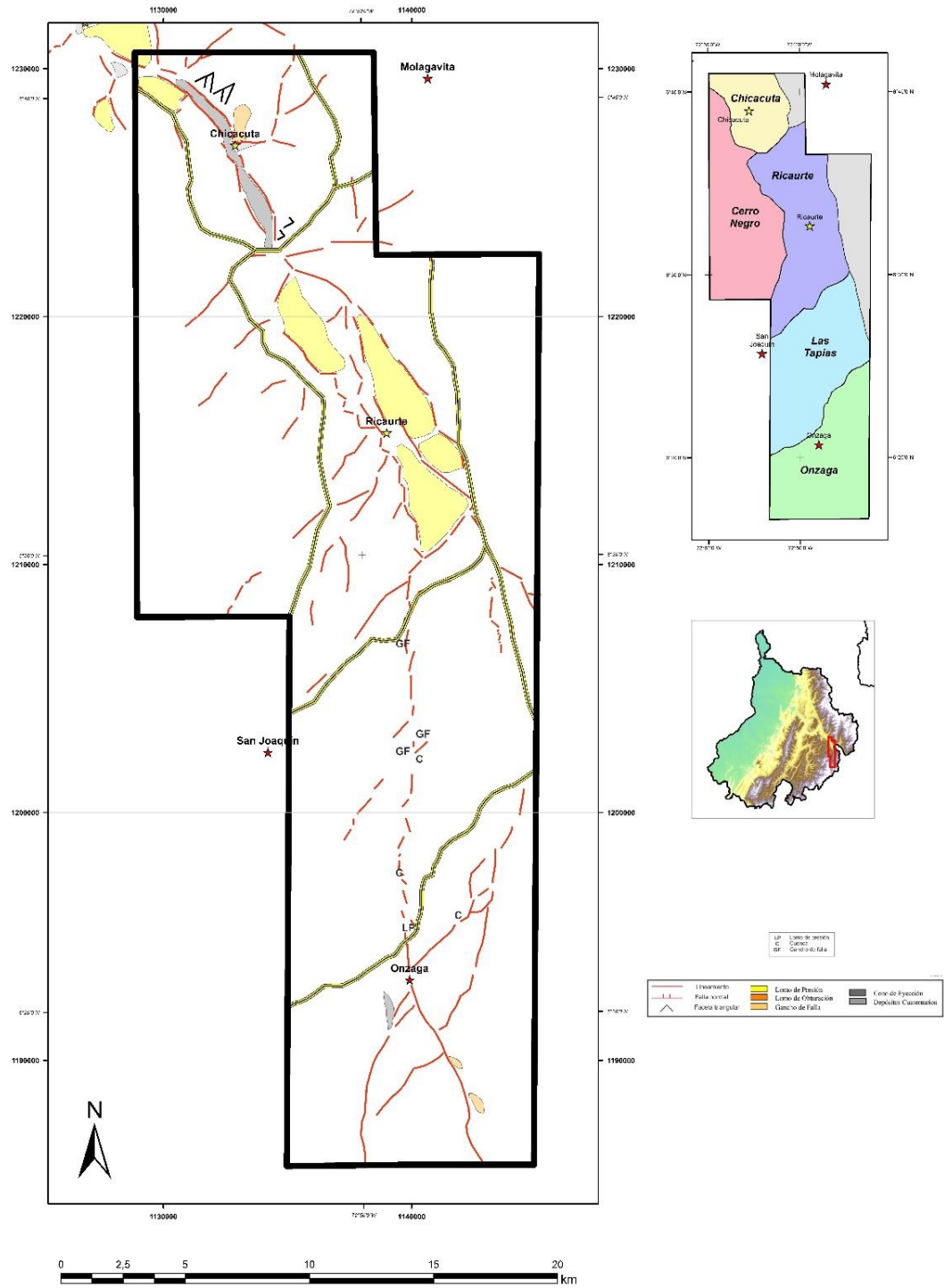
Asociados a la Falla de Chaguacá, la cual controla el río del mismo nombre, se ubican algunas morfoestructuras como los ganchos de falla de la FIGURA 67, los cuales tienen aproximadamente 1 km de longitud y provocan el desvío de algunas quebradas tributarias al río Chaguacá. Otras morfoestructuras asociadas al trazo de esta falla se han identificado más al sur del área de estudio por Del Real (2013).

FIGURA 67 A) Ubicación de los ganchos de falla asociados a la Falla de Chaguacá B. Fotografía de los ganchos de falla, los cuales alcanzan hasta 1000 metros de longitud. Tomada desde la estación MG-25. C) Domo volcánico conocido como el Cerro El Mojón y la cuenca alargada en la ribera del río Susa. Tomada desde la estación MG-15. D) Ubicación del Cerro El Mojón y la cuenca. E) Cerro El Mojón. Tomada desde la estación MG-24. F) Detalle de la cuenca alargada.



La FIGURA 68 es tomada del mapa morfoestructural e integra las principales geoformas tectónicas y lineamientos reconocidos y descritos anteriormente en el área de estudio del presente trabajo. Se complementa al norte (entre Chicacuta y Cepitá) con el trabajo preliminar presentado en el Congreso Peruano de Geología en el 2014 (Galvis *et al.*, 2014) y la tesis de pregrado de Nicolás Villamizar (2014).

FIGURA 68. Mapa morfoestructural de la zona de estudio.



11 ANÁLISIS ESTRUCTURAL

La información obtenida a partir de la interpretación de las fotografías aéreas junto al control cartográfico de campo ofrece las herramientas para realizar el análisis estructural en la zona de estudio.

Este análisis estructural consistió en el reconocimiento y descripción a escala regional de las principales fallas y lineamientos que se encuentran dentro del área de estudio, la cartografía geológica detallada (Escala 1:10.000) y la elaboración de cortes geológicos que evidencien el comportamiento de las estructuras y la deformación que afectan las rocas sedimentarias en los alrededores del municipio de Onzaga. Para finalmente proponer un modelo evolutivo del Sinclinal de Onzaga a partir de las observaciones realizadas en campo.

11.1 CONTROL CARTOGRÁFICO

Se realizó un reconocimiento en campo de las unidades estratigráficas (principalmente ígneo-metamórficas) presentadas en las planchas geológicas del INGEOMINAS (ahora Servicio Geológico Colombiano) a escala 1:100.000 y la identificación de los principales lineamientos y fallas geológicas junto a sus correspondientes geformas tectónicas. El control cartográfico en las rocas sedimentarias aflorantes alrededor de Onzaga se realizó a una escala más detallada (1:10.000), con el fin de identificar el desplazamiento de las unidades por la acción de las fallas presentes.

Para ello se realizaron 77 estaciones (FIGURA 69) a lo largo de la zona de estudio en las cuales se realizó control litológico de las rocas aflorantes y observaciones panorámicas principalmente. Dichos mapas de estaciones se encuentran en los anexos correspondientes a diferentes escalas.

Las estaciones que se encuentran en los alrededores del municipio de Cepitá complementaron la interpretación morfoestructural al norte de la zona de estudio sin embargo, estas se incluyeron dentro de la tesis de pregrado "Análisis

microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander” de Nicolás Villamizar en el año 2014.

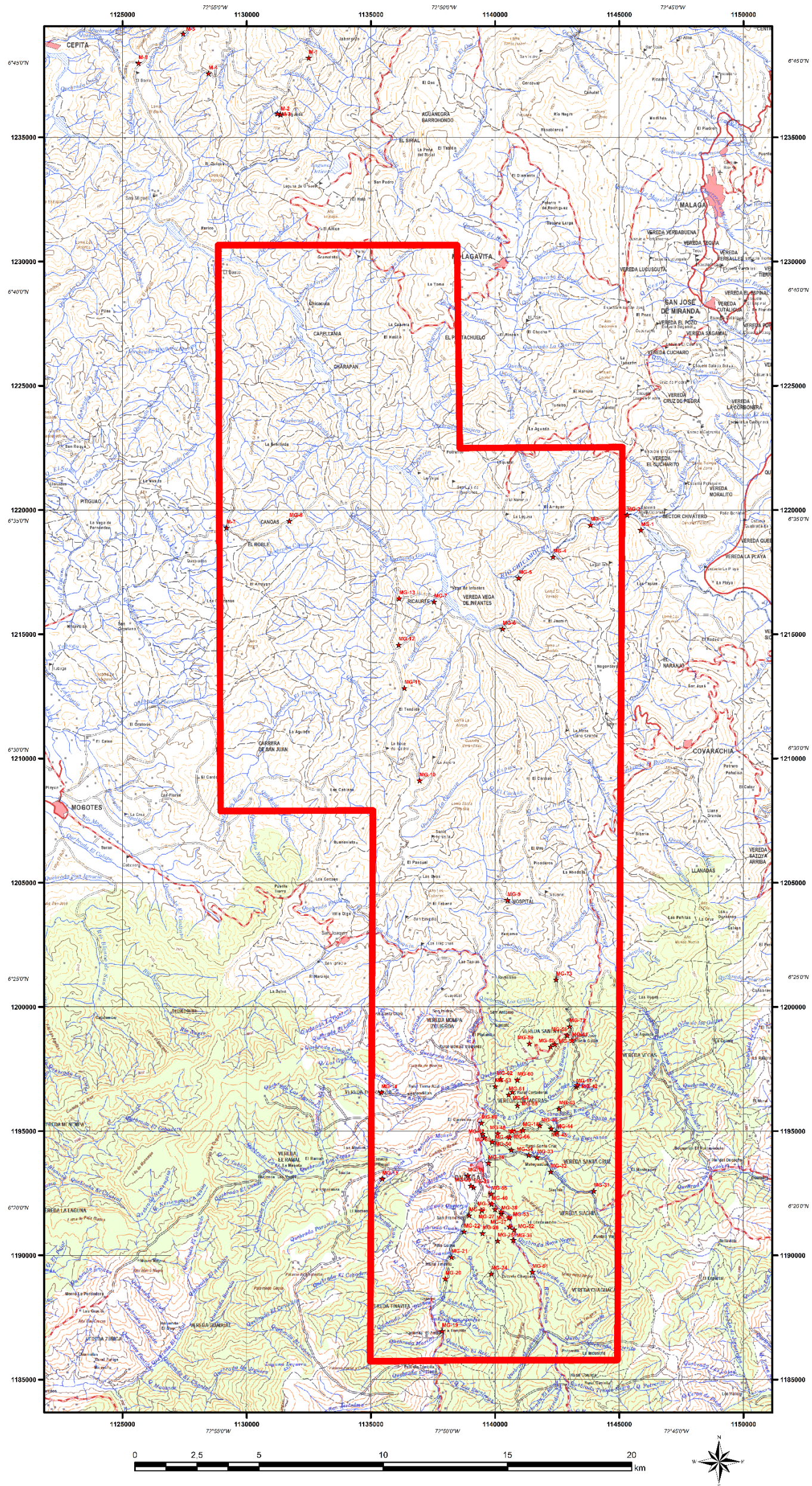
A partir de la información obtenida se realizaron los respectivos mapas geológicos; aumentando el detalle de los contactos en la zona sur del área de estudio (Onzaga), los cuales se encuentran en forma de anexos dentro del presente trabajo.

Los mapas anexos tanto geológicos como de estaciones se ajustaron según los “Estándares de cartografía geológica digital a escala 1:100.000 y mapas departamentales” publicados por el INGEOMINAS en 2012 con algunas modificaciones. Los colores utilizados para cada una de las formaciones geológicas corresponden a los utilizados en las planchas 136 (Málaga) y 152 (Soatá) del INGEOMINAS.

Debido a que la mayoría de fallas geológicas y lineamientos carecen de nomenclatura dentro de las planchas publicadas anteriormente, se optó por dar nombre a las mismas según los sitios geográficos más representativos cerca de ellas, principalmente quebradas, montañas y, en algunos casos veredas.

La FIGURA 70 muestra la geología de la totalidad del área de estudio. El asterisco (*) al lado del dato de buzamiento de los datos estructurales hace referencia a que dicha información fue tomada directamente de los mapas geológicos del INGEOMINAS. El sector sur será tratado con más claridad a una escala de mayor detalle en los siguientes subcapítulos.

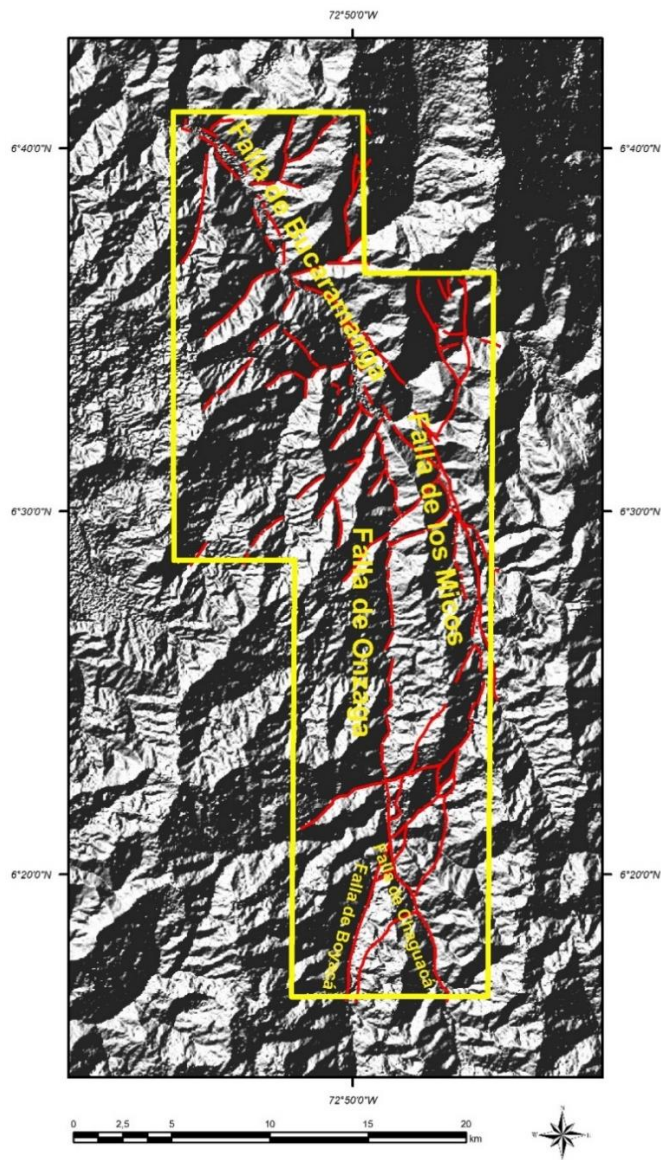
FIGURA 69 Mapa de estaciones.



11.2 ESTRUCTURAS PRINCIPALES

En el área de estudio se presenta una gran cantidad de estructuras, principalmente lineamientos y fallas geológicas tanto en rocas ígneo-metamórficas como en rocas sedimentarias. La FIGURA 71 presentada a continuación corresponde a un mapa de sombras generado a partir del Modelo Digital de Elevación (DEM) con un ángulo de incidencia de la luz de 315° en azimut y una inclinación de 45° sobre el horizonte.

FIGURA 71 Principales lineamientos y fallas dentro de la zona de estudio.



A continuación se realiza una descripción de los principales lineamientos y fallas:

Por lo general, estos lineamientos y fallas coinciden con el curso de los drenajes tanto principales como secundarios (tributarios) ya que corresponden a zonas donde hay un debilitamiento estructural. El comportamiento de muchas de estas fallas no fue posible determinarlo debido a la falta de evidencia geológica de desplazamiento.

11.2.1 Falla de Bucaramanga

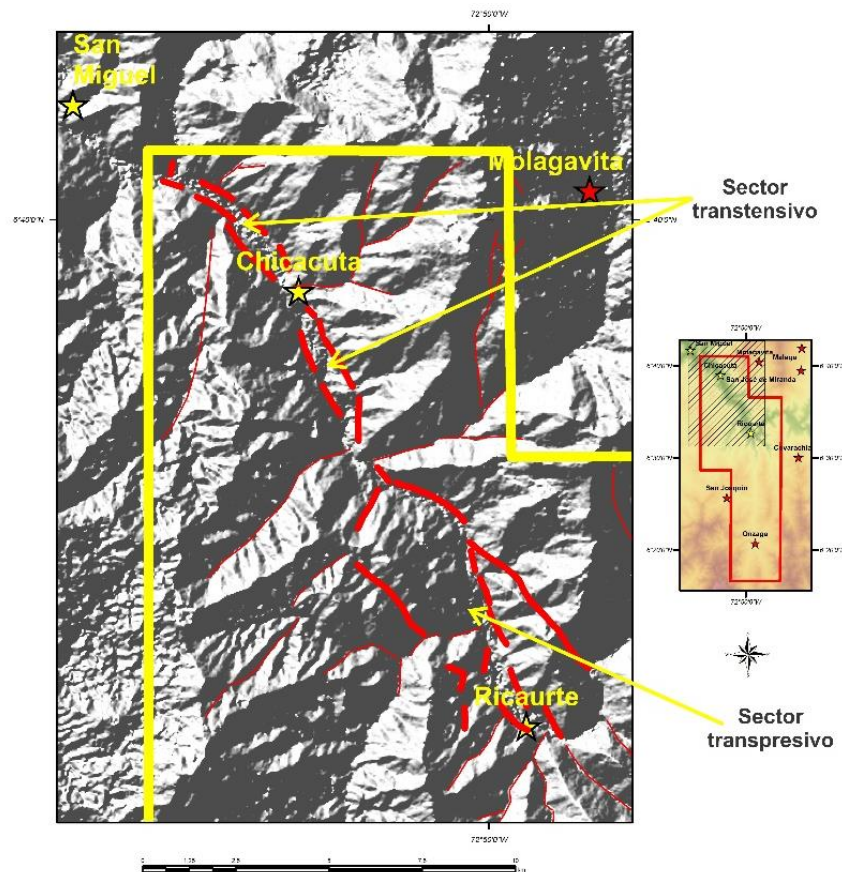
En la zona de estudio se extiende desde el norte de Chicacuta hasta el sur de Ricaurte y, corresponde a los 1 y 2 descritos en el capítulo de “Morfotectónica”. La Falla de Bucaramanga controla el rumbo en estos sectores del río Chicamocha. Es definida como una zona de falla ya que no es posible identificarla como un único trazo continuo dentro del área de estudio. Esta zona de falla se presenta como una estructura bastante evolucionada con un corredor relativamente ancho (hasta 4000 m) en donde es posible identificar una serie de geoformas desarrolladas por el movimiento en rumbo de la falla entre los cuales se incluyen principalmente lomos de presión, ganchos de falla, cuencas, facetas triangulares, y drenajes controlados y, una serie de fracturas de cizalla.

De manera general, se presenta como trazos relativamente cortos y paralelos entre sí con pequeños cambios de orientación (entre N20W y N30W) que pueden ser identificados como fracturas de cizalla tipo Riedel, Anti-Riedel y P. Este conjunto de trazos tienen un patrón anastomosado los cuales junto a los distintas geoformas encontradas configuran una geometría lenticular.

Dentro del área de estudio se pueden diferenciar dos comportamientos marcadamente diferentes de la Falla de Bucaramanga (FIGURA 72). Al norte, (en el Sector de Chicacuta) tiene un comportamiento transtensivo debido a una ligera curvatura hacia la izquierda del trazo de falla, lo cual da lugar a un sitio favorable para la acumulación de sedimentos (cuenca de Chicacuta). En este sector el valle del río Chicamocha es aproximadamente 400 m más ancho que en otros lugares,

alcanzando los 700 m de ancho. Al sur, por el contrario el falla tiene un comportamiento transpresivo (Sector de Ricaurte) similar al registrado por Villamizar (2014) en el trabajo morfotectónico que complementa el presente proyecto entre el corregimiento de San Miguel y Cepitá al norte del área de estudio. En estos dos sectores las geoformas tectónicas corresponden principalmente a lomos de presión orientados de forma paralela a la falla y, a presencia de drenajes desviados, lomos de obturación y ganchos de falla. En el 2014 se presentaron unos resultados preliminares del conjunto de geoformas producidas por la Falla de Bucaramanga identificadas a lo largo del río Chicamocha (desde Cepitá hasta Ricaurte) el cual compilaba el presente trabajo de investigación con el desarrollado por Nicolás Villamizar (Galvis *et al.*, 2014).

FIGURA 72 Trazos de la Falla de Bucaramanga en el río Chicamocha. Al norte en el sector de Chicacuta se comporta de manera transtensiva y, al sur en el sector de Ricaurte de manera transpresiva.



Las evidencias geomorfológicas indican un comportamiento en rumbo de la Falla de Bucaramanga y, soportado por la generación de un espacio para la acomodación de sedimentos por la curvatura hacia la izquierda, se deduce que corresponde a una falla sinistral. Sin embargo, el desplazamiento en este sector del Chicamocha no es posible cuantificarlo debido a la falta de evidencia geológica guía.

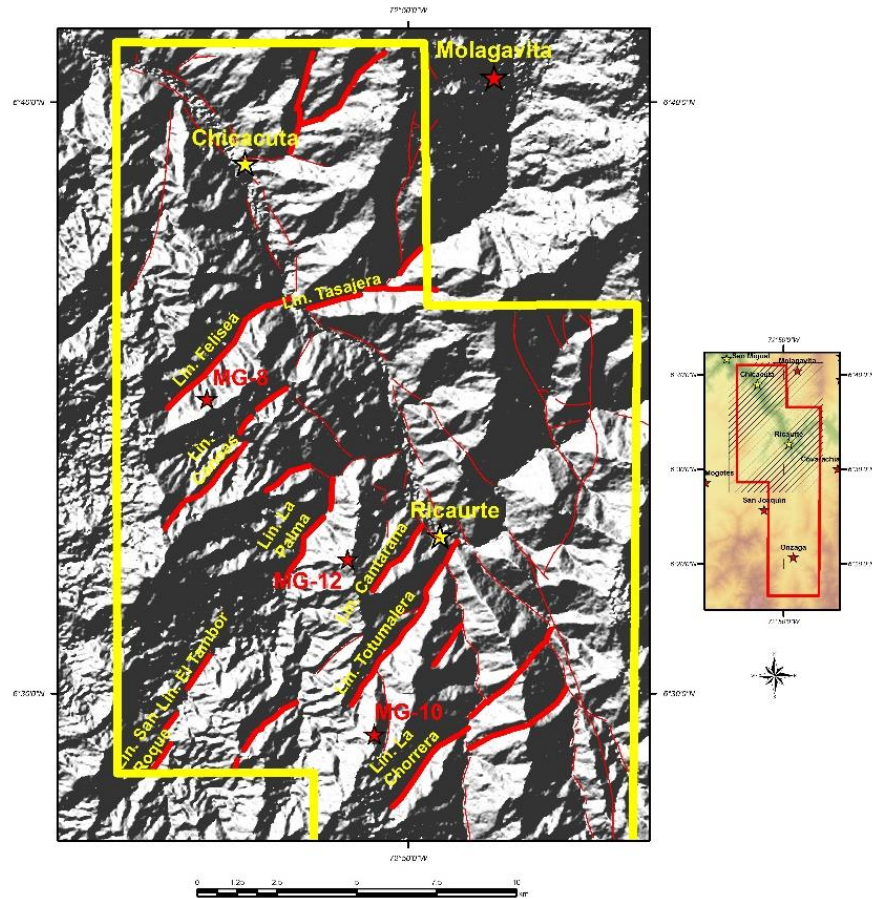
11.2.2 Lineamientos SW-NE

Corresponden a una serie de lineamientos rectilíneos distribuidos principalmente en la zona norte del área de estudio orientados en dirección suroeste – noreste los cuales controlan el cauce de varias quebradas tributarias al río Chicamocha entre las cuales se destacan las quebradas Felisea, Totumalera, San Roque, El Tambor, La Chorrera y El Espino (*FIGURA 73*).

Estos lineamientos afectan principalmente las rocas ígneas del Batolito de Mogotes, en la parte occidental de la cuenca del río Chicamocha, en lo que se definió como el sector Cerro Negro. Sin embargo, es posible identificarlos con menor intensidad en la parte oriental dentro de rocas de las formaciones metamórficas (Ortoneis y Formación Floresta).

Las quebradas que siguen estos lineamientos tienen valles moderadamente estrechos y, las corrientes tributarias a estas han desarrollado un patrón de drenaje dendrítico. Muchos de ellos han sido definidos únicamente como lineamientos debido a la falta de argumentos que los permitan nombrar como fallas geológicas, principalmente porque se encuentran dentro de unidades ígneas sin referentes que puedan confirmar el desplazamiento relativo entre bloques. Sin embargo, en algunas estaciones realizadas se encontraron gran cantidad de estrías de fallas que podrían estar relacionadas con estos trazos.

FIGURA 73 Lineamientos con orientación suroeste-noreste en la zona norte del área de estudio.



Las estaciones en donde se encontraron las estrías de falla fueron la MG-10 y MG-12 las cuales se encuentran sobre la vía que comunica a San Joaquín con Ricaurte. La estación MG-10 se encuentra adelante del desvío hacia La Aurora sobre la parte alta de la Quebrada Totumalera. Y, la estación MG-12 cerca del zócalo Cantarrana el cual es afluente al río Chicamocha. Los planos estriados se midieron tanto en una roca ígnea félsica pegmatítica perteneciente al Batolito de Mogotes (MG-10) como en el Neis de Bucaramanga (MG-12). Sin embargo, se procesaron los datos de estrías tomados únicamente en la estación MG-10 (16 en total) debido a la falta de representación estadística de los tomados en la estación MG-12 (TABLA 3).

El diagrama de roseta muestra una tendencia extendida radialmente desde NNW hasta ENE con orientación preferencial de los planos hacia el NE-SW, la cual sería paralela a estos lineamientos. El ángulo de inclinación de los planos de manera general es alto (70° - 90°).

La FIGURA 74 corresponde al diagrama de diedros rectos en donde se identifica un tensor de compresión ubicado en dirección NW-SE y, un tensor de extensión NE-SW. Estos tensores se asocian con el sigma 1 y sigma 3 respectivamente, los cuales según el diagrama dihedra se encuentran ubicados en 107/11 y 202/23. Además, el sigma 2 es bastante vertical (354/64) lo cual indicaría una importante componente de rumbo en este sector. A pesar de que los datos de la estación MG-12 no se incluyeron en el presente trabajo, al procesarlos presentan tendencias muy similares a las anteriormente descritas.

El Batolito de Mogotes se encuentra afectado por un conjunto de venas de cuarzo las cuales fueron reconocidas cerca de la quebrada Felisea (estación MG-8) y tienen una orientación aproximada SSW-NNE (174/75; 195/59) las cuales llaman la atención debido a que se encuentran aproximadamente paralelas a los lineamientos principales. Sin embargo, debido a la escasez de datos estructurales en este sector, no es posible determinar una relación directa entre estas venas y los lineamientos (SW-NE).

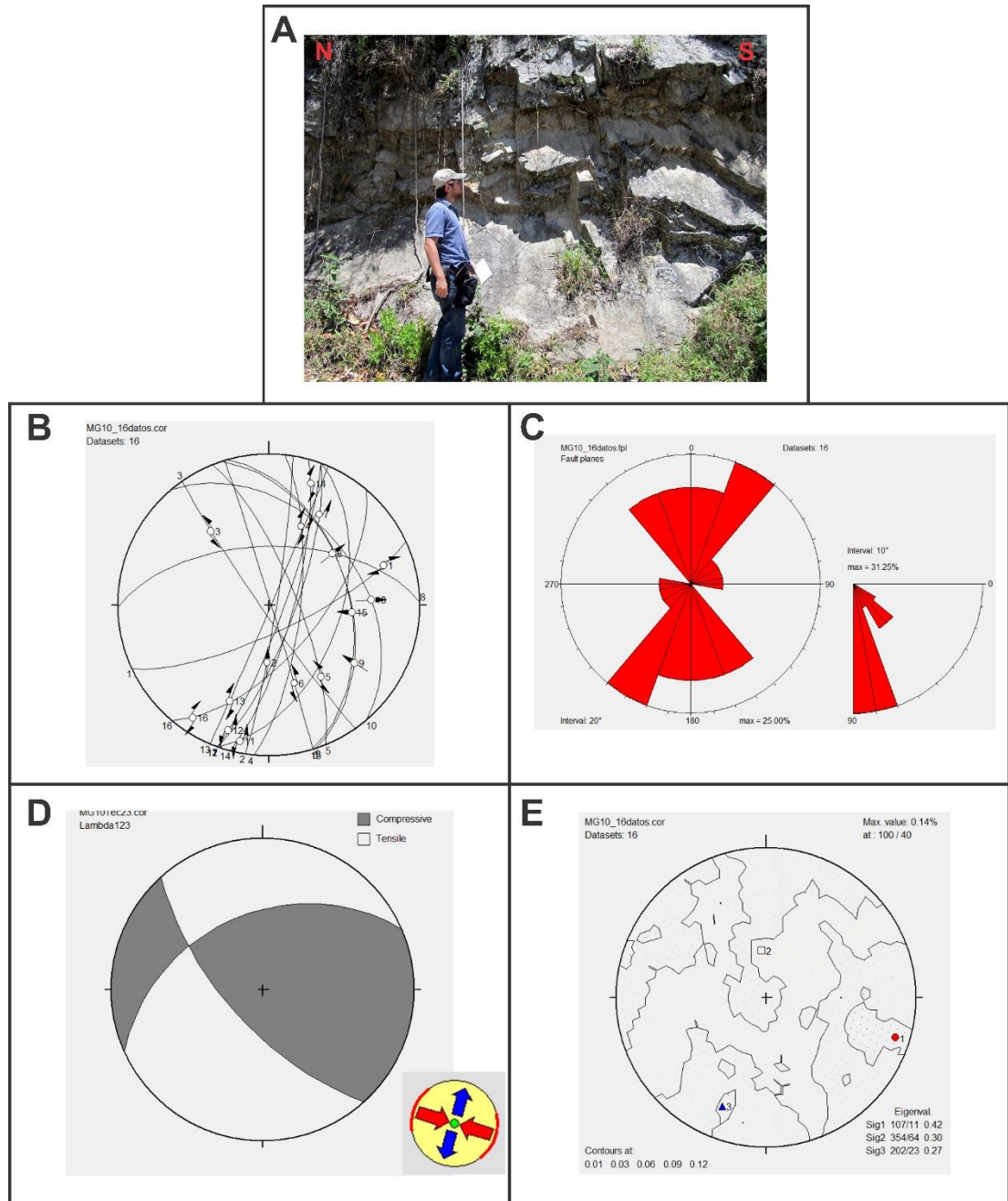
Algunas evidencias geomorfológicas como el desvío del cauce del río Onzaga al norte de Santa Teresita, podrían indicar que algunos de estos lineamientos tienen una componente de rumbo dextral.

Un poco más al sur, en el sector Las Tapias se presentan en menor cantidad estos trazos en los afluentes al río Onzaga, los cuales son considerablemente más cortos.

TABLA 3 Datos de estrías medidos en la estación MG-10.

Estación	Coordenada X	Coordenada Y	Formación	ID	Plano estriado			Estrías						
					Azimuth de Rumbo	Inclinación	Azimuth de Buzamiento	Azimuth de Plunge	Plunge	Pitch	Dirección Pitch	Indicador Cinemático	Cinemática	% Confiabilidad
MG-10	1.136.961	1.209.112	JTRcm (Batolito de Mogotes)	1	65	75	155	71	21	22	NE	R-R'	DI	100
				2	9	86	99	182	59	59	S	R'	IS	75
				3	145	86	235	322	38	38	NW	R'	SI	90
				4	6	73	96	22	43	45	NE	R-R'	DI	95
				5	338	75	68	144	41	43	SE	R'	SI	70
				6	343	89	73	162	45	45	SE	R	SI	80
				7	20	76	110	29	32	33	NE	R	SN	70
				8	269	58	359	51	45	56	E	-	ND	80
				9	342	46	72	124	32	48	SE	R-R'	IS	85
				10	320	39	50	87	33	60	SE	R'	ND	75
				11	20	51	110	192	9	12	SW	-	SI	70
				12	20	82	110	198	14	14	S	-	SI	70
				13	23	89	113	202	32	32	SW	R	DN	55
				14	15	77	105	19	16	16	NE	R	DI	100
				15	344	46	74	95	44	75	SE	R-R'	IS	80
				16	40	63	130	214	11	12	SW	R'	DN	80

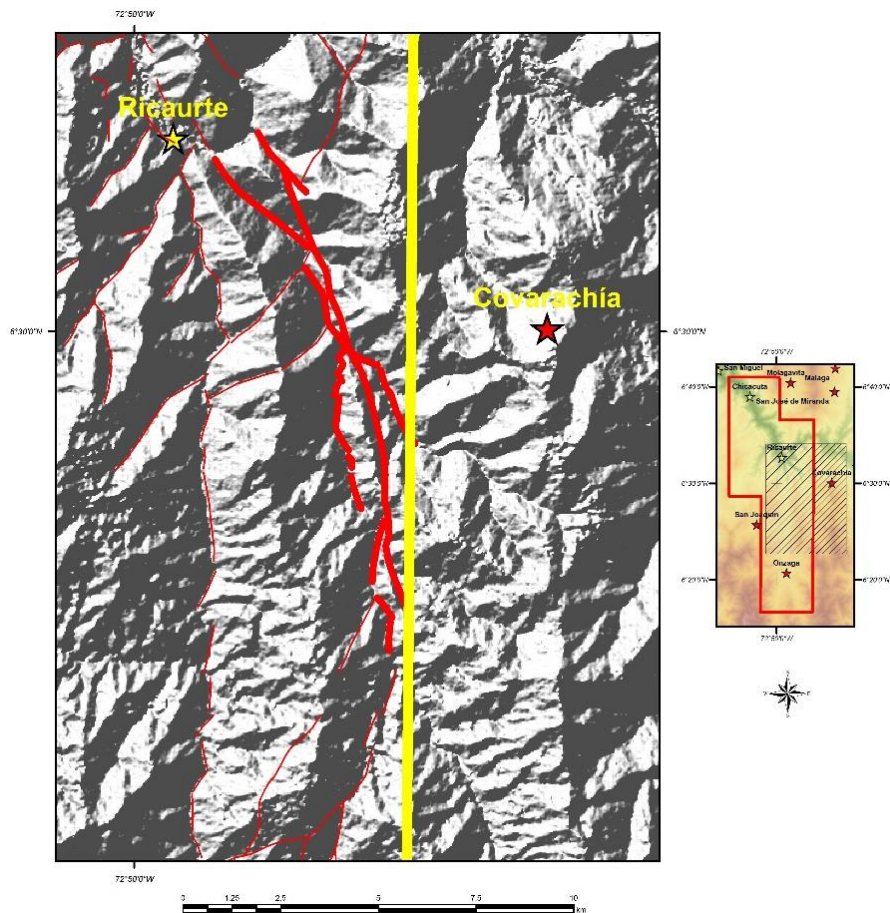
FIGURA 74 A. Afloramiento de las rocas ígneas del Batolito de Mogotes donde se midieron estrías de falla (Estación MG-10). B. Diagrama de Angelier que muestra los planos donde se encuentran las estrías de falla y el sentido de movimiento de los mismos (23 en total). C Diagrama de roseta de las estrías medidas se observa una orientación preferencial SW-NE paralela a los lineamientos. D. Diagrama de diedros rectos que muestra la compresión y extensión. E. Ubicación de los tensores de esfuerzo, la ubicación del sigma2 vertical indica una componente importante de rumbo.



11.2.3 Falla de los Micos

Se encuentra ubicada al oriente de la zona de estudio del presente trabajo (FIGURA 75), controlando el curso de la quebrada Los Micos (también conocida como La Vega o Portachuelo) la cual es afluente del río Chicamocha y tiene su desembocadura en este río justo donde tiene un cambio marcado de orientación (un poco al sureste de Ricaurte). Se extiende por fuera del área de estudio en dirección al suroriente hacia el sitio conocido como el Boquerón de Portachuelo, cerca del municipio de Soatá.

FIGURA 75 Trazos de la Falla de Los Micos al oriente del área de estudio.



Corresponde a una estructura con dirección aproximada de N20W constituida por múltiples trazos pequeños que son paralelos entre sí, esta estructura es paralela al

rumbo de la Falla de Bucaramanga, por tal motivo podría considerarse como su continuación hacia el sur. En el bloque ubicado al occidente de la falla se encuentran rocas ígneas del Batolito de Mogotes y, al oriente de la misma además del Ortoneis se localizan una faja considerable de rocas metamórficas de la Formación Floresta.

En su interacción al norte con la Falla de Bucaramanga se observan grandes lomos de presión (Lomo del Tendido, del Morro y de la Mesa de Fraile) descritos anteriormente en el capítulo de “Interpretación de fotografías aéreas”. Los cuales tienen especial importancia para conocer la historia evolutiva de la cuenca del río Chicamocha y su cambio de orientación en este sector.

Esta falla presenta evidencias geomorfológicas propias de una falla en rumbo ya que se observan lomos de presión, ligeros saltos de falla e inclusive pequeñas cuencas relacionadas con la transtensión, especialmente en los alrededores de la Loma El Aliñadero. Este sector ubicado entre la divisoria de aguas de las quebradas Los Pescados y Los Micos es de particular interés para conocer el comportamiento de la falla de Los Micos. Sin embargo, debido a que este proyecto no contó con fotografías aéreas de este sector y el reconocimiento en campo no fue posible agregar y describir estas geoformas en el presente trabajo.

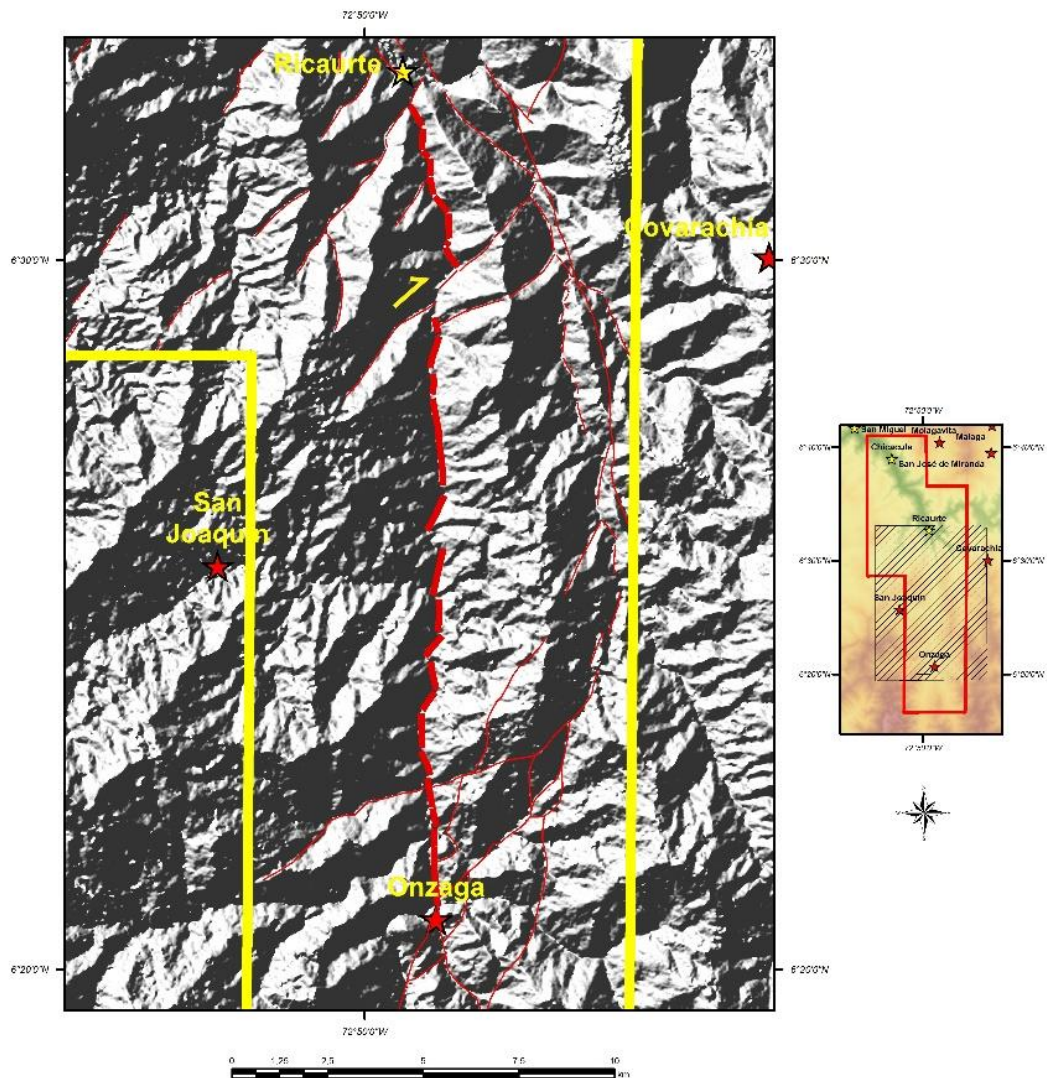
11.2.4 Falla de Onzaga

Esta falla se extiende desde el sur del corregimiento de Ricaurte hasta el norte de la cabecera municipal de Onzaga (FIGURA 76), corresponde con el sector de Las Tapias descrito en el capítulo anterior. El río del cual toma el nombre es controlado por esta falla.

La Falla de Onzaga corresponde a una estructura compuesta por trazos rectilíneos de corta longitud orientados en dirección norte-sur. Algunos de estos trazos varían un poco su orientación desde el noroeste al noreste. Estas pequeñas variaciones evidencian la presencia de lomos de presión e incluso sitios de acomodación de

sedimentos que están directamente relacionados con la variación en el rumbo del río.

FIGURA 76 Segmentos de dirección norte-sur que conforman la falla de Onzaga. La flecha amarilla indica el desplazamiento en dextral que tiene la falla cerca de la Loma Santa Teresita.



Al sur, esta falla se divide en dos estructuras: La Falla de Boyacá y la Falla de Chaguacá las cuales difieren muy poco en cuanto a la orientación con la Falla de Onzaga, estas se encuentran a ambos lados de la Cuchilla de Las Escaleras controlando los cauces de los ríos Susa y Chaguacá respectivamente. La

interacción entre estas estructuras se da en el lugar donde está ubicada la cabecera municipal de Onzaga, el cual se encuentra cubierto por sedimentos aluviales.

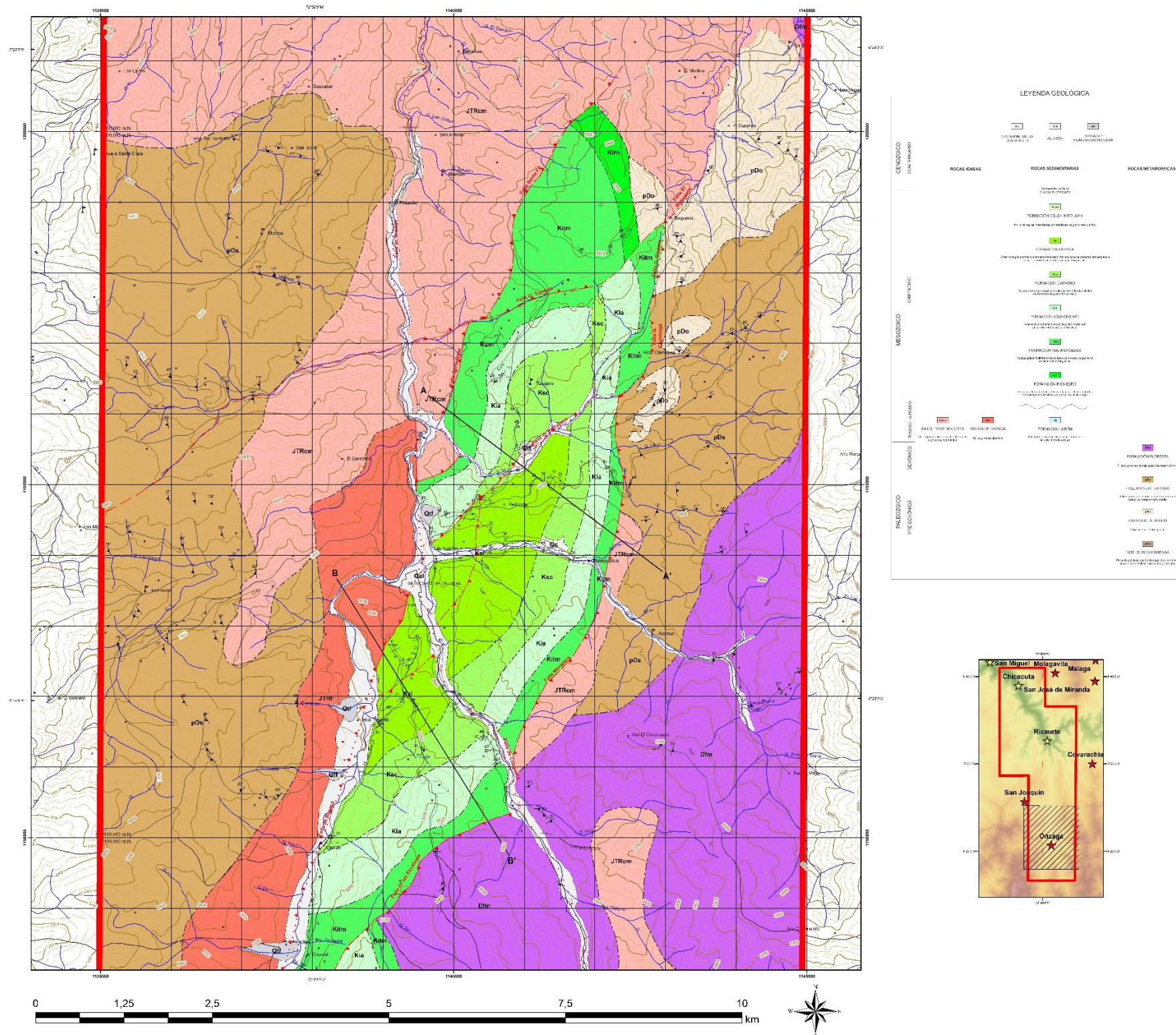
Al norte de la Loma Santa Teresita se observa lo que podría ser un desplazamiento dextral del trazo de la falla producido por la interacción con el Lineamiento La Chorrera. Al igual que en la desembocadura en el río Chicamocha, en donde el lineamiento de la quebrada la Totumalera parece desplazarlo en sentido dextral sin embargo, este sector se encuentra cubierto con sedimentos, lo cual impide reconocer esta relación.

El valle del río Onzaga como ya se describió en el capítulo anterior, es profundo y angosto y, la pendiente del terreno adyacente a ambos lados del río es de moderada a alta.

La segmentación de la Falla de Onzaga en trazos de corta longitud y, la evidencia geomorfológica relativamente escasa y/o de pequeño tamaño parece indicar una etapa inmadura en la evolución de esta falla.

A continuación se describen las estructuras que se encuentran cartografiadas dentro de los mapas a escala 1:10.000 en la zona sur del área de estudio en los alrededores de la cabecera municipal de Onzaga. Estas estructuras tienen relación con las rocas sedimentarias que conforman el Sinclinal de Onzaga y, han sido nombradas según los principales accidentes geográficos que atraviesan o se encuentran cerca de ellas (FIGURA 77).

FIGURA 77 Mapa geológico del sur del área de estudio en los alrededores del municipio de Onzaga. Las líneas negras indican la ubicación de los cortes geológicos.



Se realizan dos cortes geológicos: el A-A' ubicado al norte y el B-B' al sur, los cuales tienen una orientación noroccidente-suroriente y son perpendiculares al rumbo de las capas cartografiadas.

11.2.5 Falla de Boyacá

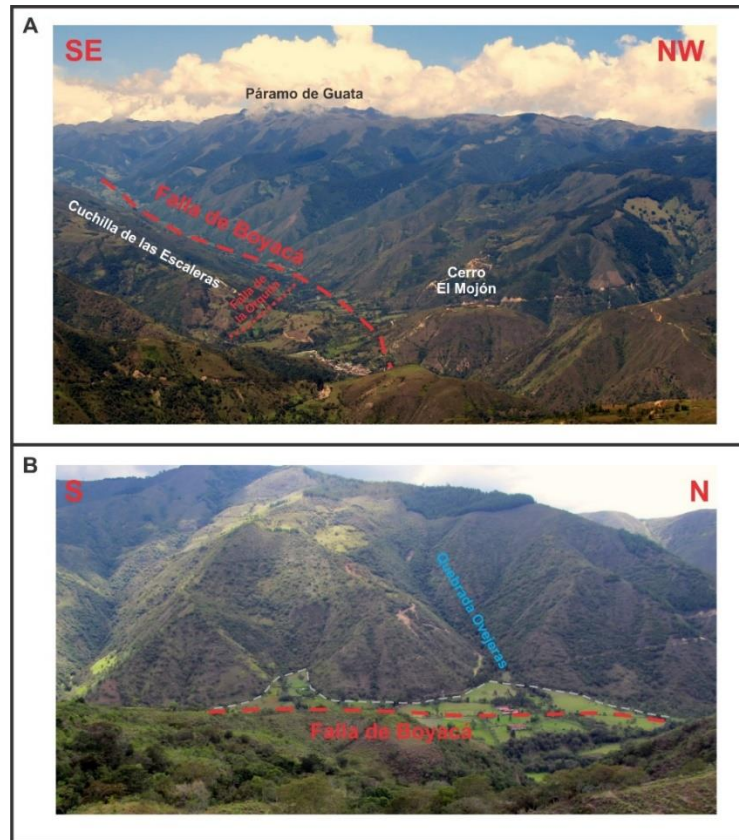
Esta estructura se extiende desde el municipio de Onzaga hacia el sur con dirección NNW-SSE dentro del área de estudio. Un poco más al sur, afuera del área de interés, tiene orientación norte-sur controlando el rumbo del río Susa. Y, finalmente adopta un rumbo marcado NW-SE hasta el occidente de Paipa.

A pesar de que en su mayor parte se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios, la Falla de Boyacá es una estructura rectilínea a lo largo del rumbo, lo cual podría indicar que corresponde a una estructura muy vertical. Estos depósitos incluyen los sedimentos aluviales dejados por el río Susa y, abanicos aluviales relacionados con las quebradas afluentes a este mismo río (FIGURA 78).

En el bloque occidental de la falla de Boyacá se encuentra el Páramo de Guata (perteneciente al complejo de páramos Guantiva – La Rusia). Ubicado en una cuchilla alargada en dirección norte-sur con pendientes moderadas formada por rocas ígneas y metamórficas pertenecientes principalmente al Batolito de Mogotes y a la Formación Silgará. Dicha cuchilla alcanza los 4.000 msnm y se caracteriza por tener suelos poco desarrollados, roca expuesta en la superficie y geoformas de origen glaciar como lagunas y morrenas. Lo cual marca un contraste morfológico con las litologías encontradas al oriente de la falla en la Cuchilla de Las Escaleras, ya que allí afloran las rocas sedimentarias del Cretácico que se caracterizan por presentar pendientes más suaves y tener el desarrollo de suelos más fértiles y por tanto cubiertos con vegetación.

Además, la Falla de Boyacá es considerada como el límite occidental del Macizo de Floresta.

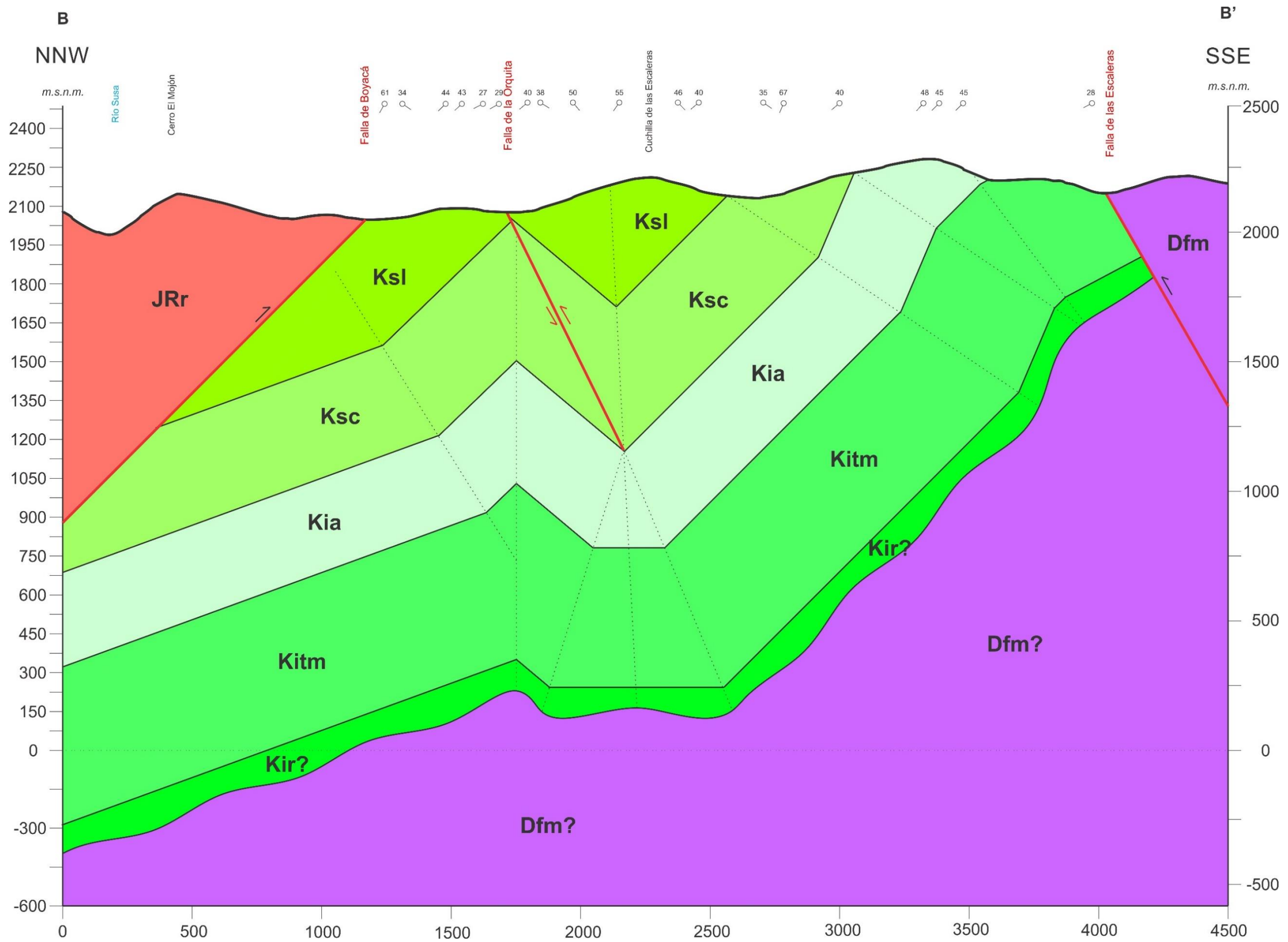
FIGURA 78 A. Trazo rectilíneo de la Falla de Boyacá al sur del Onzaga. Se observa el contraste geomorfológico entre el bloque colgante (Páramo de Guata) y el bloque yacente (Cuchilla de las Escaleras) (Tomada desde la estación MG-41). B. Trazo de la falla de Onzaga cubierta por depósitos cuaternarios (Tomada desde la estación MG- 27).



El corte geológico B-B' se puede dividir en tres sectores de nor-noroccidente a sur-suroriente: el bloque colgante de la Falla de Boyacá, conformado en este caso por rocas de la Riolita de Onzaga; una secuencia sedimentaria cretácica entre la Falla de Boyacá y la Falla de las Escaleras y, el bloque colgante de la Falla de las Escaleras en el cual se encuentran rocas metamórficas de la Formación Floresta (FIGURA 79).

La Falla de Boyacá es una falla inversa de alto buzamiento al occidente que pone en contacto las rocas de la Riolita de Onzaga (al occidente) con la secuencia sedimentaria cretácica del Sinclinal de Onzaga (al oriente) tal como se observa al NNW del corte geológico B-B'.

FIGURA 79 Corte geológico B-B' del Sinclinal del Onzaga al occidente de la Falla de Chaguacá.



11.2.6 Sinclinal de Onzaga al occidente de la Falla de Chaguacá

Se encuentra entre las fallas de Boyacá y de las Escaleras. Está conformado por las formaciones Rionegro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho y La Luna. A pesar de que la Formación Rionegro no aflora en superficie, se asume su presencia debido a que en la Loma de las Cruces ubicada al norte del sinclinal, se encuentra infrayaciendo a la Formación Tibú-Mercedes. Sin embargo, es posible un acuñamiento de esta unidad (reducción de espesor e incluso no depositación) debido a que al sur de la Falla de las Escaleras la Formación Tibú-Mercedes se encuentra discordante sobre el basamento (Formación Floresta). En la FIGURA 81 se observa una vista panorámica de esta estructura, donde resaltan las fallas geológicas y los contrastes geomorfológicos entre las distintas formaciones.

Los espesores de las unidades geológicas encontradas fueron medidos a partir de la geología de superficie y los cortes geológicos realizados (TABLA 4). Exceptuando el caso de la Formación Rionegro que parece acuñarse hacia el sur, las demás formaciones parecen tener espesores muy similares entre sí.

TABLA 4 Espesores tomados a partir de la geología de superficie y los cortes geológicos. La Formación Rionegro se puede estar acuñando hacia el sur.

Formación	Nomenclatura	Espesor (m)
Rionegro	Kir	120
Tibú-Mercedes	Kitm	560
Aguardiente	Kia	370
Capacho	Ksc	415
La Luna	Ksl	>400

Al suroriente de la Falla de Chaguacá, en la Cuchilla de las Escaleras se encuentra el flanco oriental del Sinclinal de Onzaga. Este flanco además, presenta una falla por acomodación de pliegue (Falla de la Orquita) el cual origina cambios en la dirección de buzamiento de algunas capas. El buzamiento general de la estructura es hacia el noroeste sin embargo, como se describirá a continuación, hay algunas variaciones en el rumbo y buzamiento de los estratos principalmente

en aquellas formaciones que tienen rocas incompetentes como lodolitas. En total se midieron 44 datos de estratificación, no se descarta la presencia de planos de estratificación invertidos en la zona de estudio debido a que se observaron algunos pliegues parásitos y fallas internas.

FIGURA 80 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga al sur de la Falla de Chaguacá. A, C, E y G. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D, F y H. Planos, polos y contornos de los datos graficados.

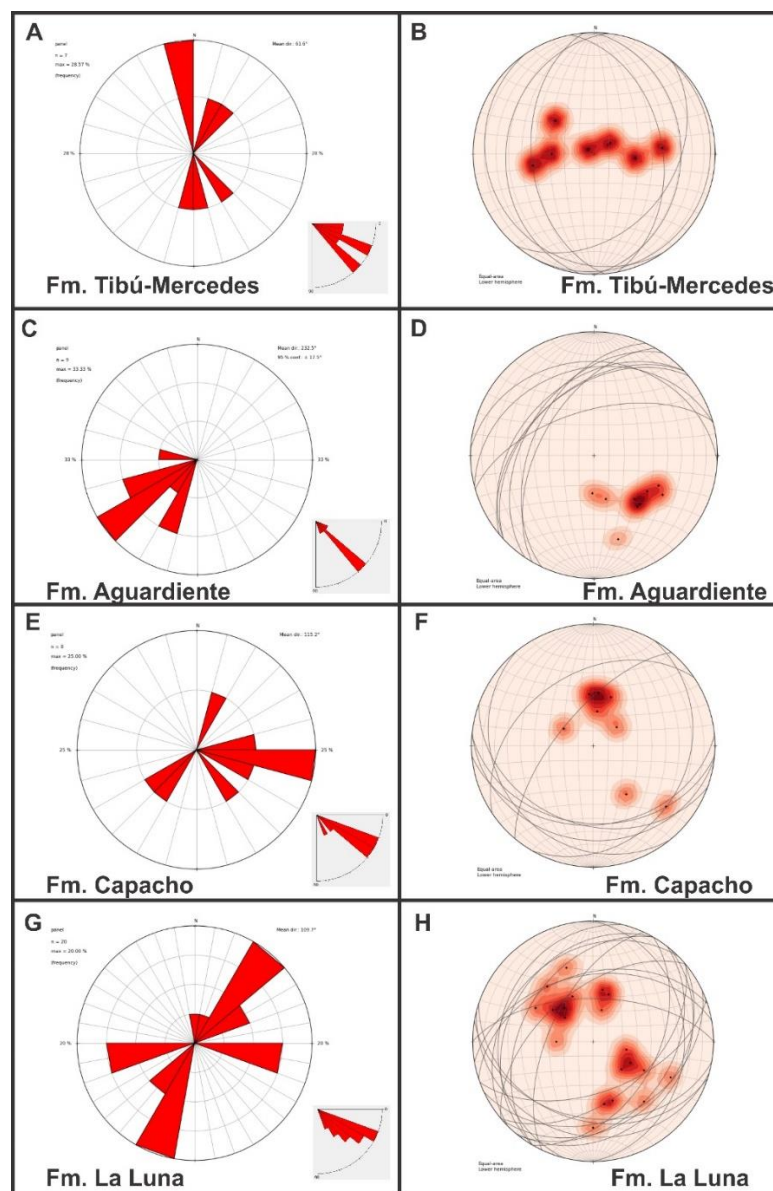


FIGURA 81 Vista panorámica del flanco oriental del Sinclinal de Onzaga al sur de la Falla de Chaguacá. Se pueden observar las principales fallas que se encuentran además en el corte geológico B-B': Falla de las Escaleras, Falla de la Orquita y Falla de Boyacá. Además los contactos y contrastes geomorfológicos entre las formaciones sedimentarias (Tomada desde la estación MG-15).



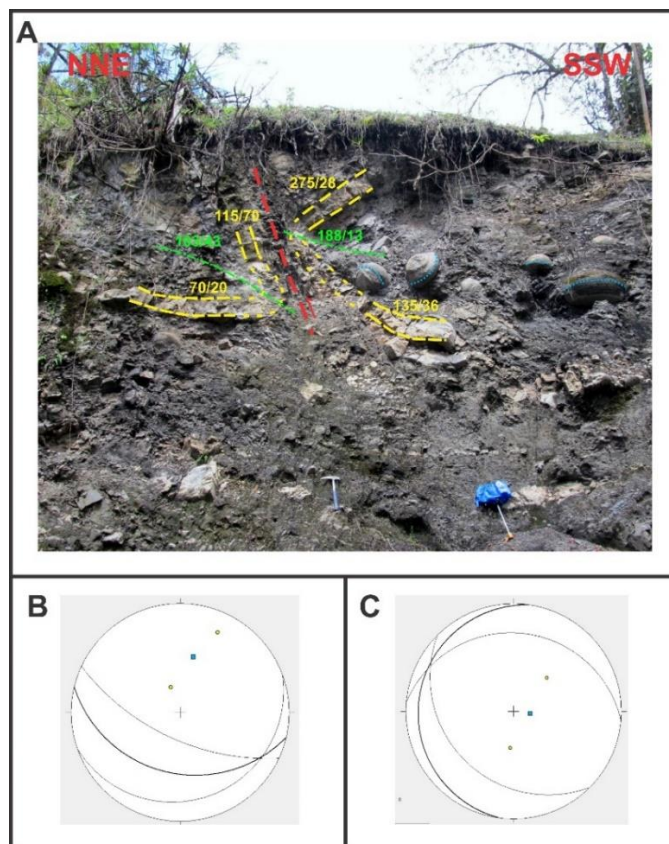
Al sur-suroriente del corte se encuentra la Formación Tibú-Mercedes, la cual tiene dirección de buzamiento al occidente principalmente, con ángulos de buzamiento que varían levemente desde cerca de la horizontal (5°) hasta los 47° . El diagrama de roseta (FIGURA 80 A y B) muestra algunas variaciones en el rumbo las cuales son provocadas principalmente por la presencia de planos de estratificación con muy bajo ángulo de buzamiento ($<10^\circ$). También se encuentran algunos datos con buzamiento al oriente, que evidencian un plegamiento interno de la formación especialmente en aquellos sectores donde dominan las intercalaciones de calizas con lodolitas (Sector La Tombita, Estación MG-19).

La Formación Aguardiente se encuentra suprayaciendo a la Formación Tibú-Mercedes, debido a que está compuesta en su mayoría por rocas competentes como lo son las areniscas no tiene grandes variaciones entre los datos estructurales medidos. Por tanto, esta formación sirve como referencia para la interpretación del sinclinal. El rumbo de los datos estructurales medidos es en general hacia el suroccidente (mayormente entre 225° y 255°) y ángulo de buzamiento entre 40° y 50° (FIGURA 80 C y D).

La Formación Capacho, la cual está conformada principalmente por lodolitas intercaladas con delgadas capas de calizas y areniscas se encuentra fuertemente deformada debido a la naturaleza incompetente de las lodolitas, dando lugar a la aparición de pliegues y fallas. Esta deformación ha ocasionado que los datos medidos presente gran variación con respecto al rumbo y buzamiento de la estructura (FIGURA 80 E y F), cuyo rumbo resultante se encuentra orientado principalmente oriente – occidente (entre 85° y 110°) la actitud de estos datos de estratificación se encuentra paralelo a algunas fallas internas que afectan a esta formación. Como se observa en la FIGURA 82 (Estación MG-21) la deformación en los sectores cercanos a estas fallas internas es muy alta lo cual provoca la generación de pliegues que presentan uno de los flancos invertidos, estos pliegues se pueden seguir con la ayuda de algún estrato competente de guía ya que las lodolitas internas presentan alta deformación, se encuentran altamente

fracturadas y plegadas internamente. El ángulo entre los flancos es aproximadamente de 60°. Otro aspecto importante se encuentra en la rotación de las concreciones dentro de estas capas lodosas acentuándose mayormente en la charnela de los pliegues ubicados cerca de la zona de falla.

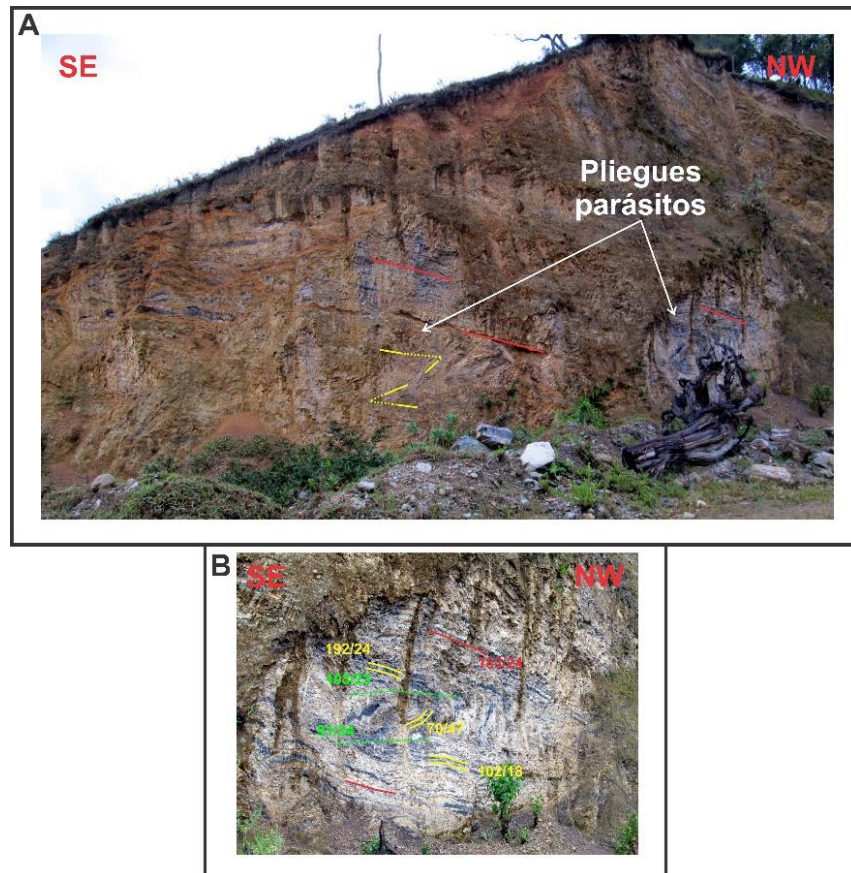
FIGURA 82 A. Deformación interna de la Formación Capacho (Estación MG-21). De amarillo está marcado un estrato guía; de verde el eje de los pliegues; de rojo una falla y, de azul la orientación normal de las concreciones. B. Círculos mayores de los flancos y eje del pliegue del NNE. C. Círculos mayores de los flancos y eje del pliegue del SSW.



La Formación La Luna se encuentra repetida debido a la falla de la Orquita, dicha falla tiene un salto muy bajo en donde repite únicamente la parte superior de la formación, conformada principalmente por chert. Al igual que la Formación Capacho, la Formación La Luna presenta deformación interna, la cual es evidente principalmente por la presencia de pliegues parásitos y el fracturamiento interno del chert. La FIGURA 83 muestra un afloramiento en la estación MG-17 donde se

encontraron unos pliegues parásitos tipo Z cuyos ejes se encuentran orientados en sentido oriente-occidente, el eje axial de estos pliegues tiene un ángulo bajo (pliegues tumbados). Los datos estructurales medidos dentro de esta formación (FIGURA 80 G y H), se encuentran tanto con rumbo nororiente (dirección de buzamiento al suroriente) como con rumbo suroccidente (dirección de buzamiento al noroccidente) lo cual indica la presencia de un pequeño pliegue en este caso sinclinal en la parte baja de la Cuchilla de las Escaleras. Debido a la fuerte deformación dentro de esta formación, no se descarta que algunos de los datos estructurales medidos se encuentren invertidos. Al noroccidente de esta formación como se mencionó anteriormente, se encuentra la Falla de Boyacá la cual tiene en su bloque colgante rocas ígneo-metamórficas y, las cuales están representadas en el corte por las Riolitas de Onzaga en el Cerro El Mojón.

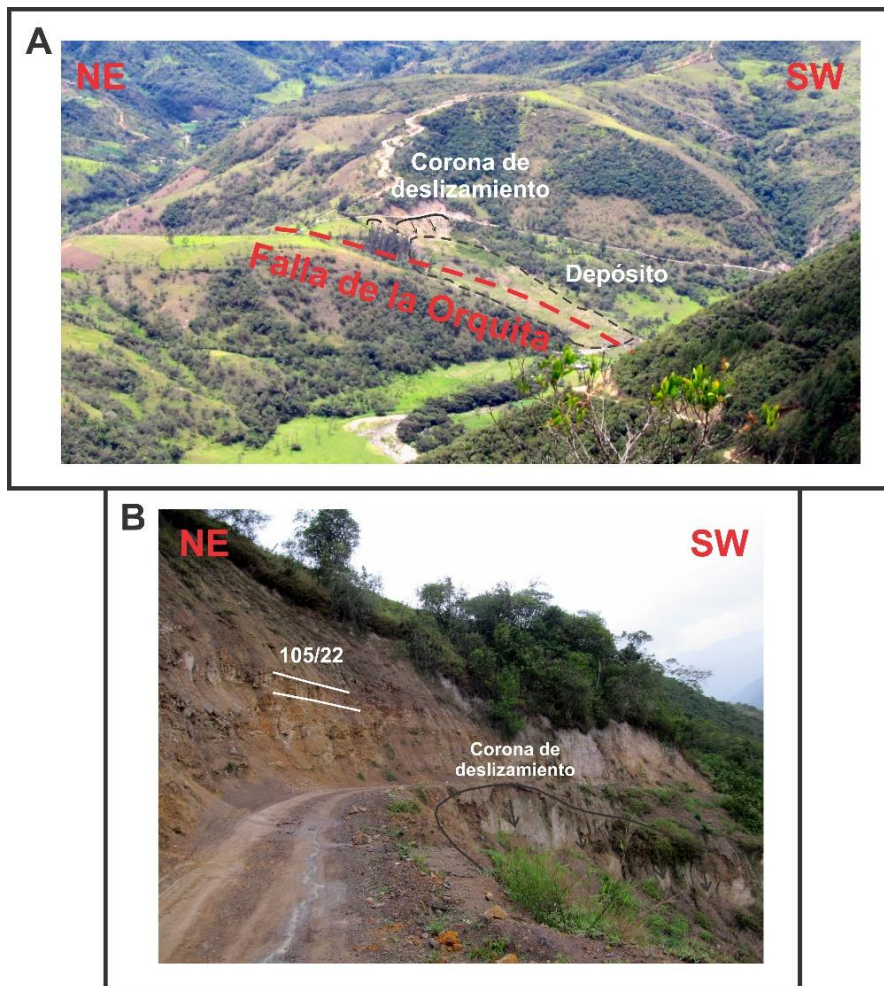
FIGURA 83 A. Deformación interna en la Formación La Luna (Estación MG-17). B. Detalle del pliegue parásito ubicado al NW de la imagen anterior.



11.2.7 Falla de la Orquita

Corresponde a una falla por acomodación de pliegue la cual se forma debido a la alta deformación y plegamiento que tienen las formaciones Capacho y La Luna generando el fallamiento inverso de uno de los flancos del sinclinal menor (FIGURA 79). La Falla de la Orquita tiene un salto de falla de unos pocos metros, el cual repite únicamente la parte superior de la Formación La Luna en superficie conformada principalmente por lodolitas. Este tipo de fallas se caracteriza por ser fallas inversas con alto ángulo de buzamiento.

FIGURA 84 A. Trazo de la Falla de la Orquita, muy cerca a este se produjo un deslizamiento en Noviembre de 1996 (Tomada desde la estación MG-15). B. Estado actual de la vía donde ocurrió este deslizamiento, se puede observar la corona del deslizamiento muy cerca de la carretera (Estación MG-23).



En Noviembre de 1996 se produce un deslizamiento en este lugar conocido como el Deslizamiento de La Orquita (Castro, 1996) el cual afecto la calzada que comunicaba a Onzaga al sur con Belén. Este se produjo debido a la saturación en agua de la lodolitas y algunas intercalaciones arenosas presentes y, el debilitamiento y alto fracturamiento de estas rocas en consecuencia de la cercanía a la falla. A pesar del tiempo transcurrido y de las sugerencias de dejar que el deslizamiento se estabilice naturalmente, hoy en día se presenta como una zona de alto riesgo en donde la bancada de la carretera puede volver a ceder. Evidencias de esto, lo muestra la FIGURA 84, en donde hay una corona de deslizamiento muy cerca al trazo de la carretera.

La Falla de la Orquita se encuentra también al oriente de la Falla de Chaguacá y se encuentra desplazada por el movimiento en rumbo de esta última. Allí se puede observar además el cambio en la dirección de buzamiento de los estratos tanto al suroriente como al noroccidente de la falla.

11.2.8 Falla de las Escaleras

Corresponde a una falla geológica inversa de alto ángulo con buzamiento hacia el suroriente y rumbo nororiente - suroccidente la cual tiene rocas metamórficas de la Formación Floresta en el bloque colgante sobre la secuencia sedimentaria descrita del Sinclinal de Onzaga en el bloque yacente (FIGURA 79). Al oriente de la Falla de Chaguacá, es nombrada en el presente trabajo como Falla de Maracuta.

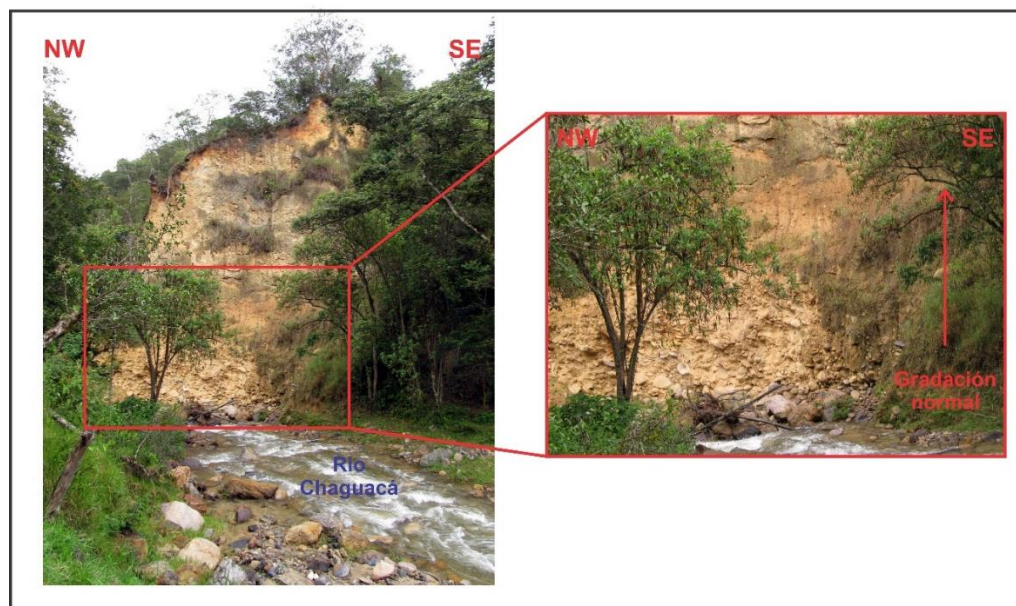
11.2.9 Falla de Chaguacá

Esta estructura va desde la cabecera municipal de Onzaga hacia el sur controlando el rumbo del río del cual toma nombre (Chaguacá). Dentro del área de estudio tiene dirección NNW-SSE; sin embargo, más al sur su rumbo tiende a ser un poco más norte-sur.

El trazo de esta falla se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios, principalmente aluviales. Algunos de estos depósitos son bastante espesos en relación al ancho valle del río, alcanzando incluso los 20 metros de altura. En la

FIGURA 85 tomada en la estación MG-54, se encuentra un ejemplo evidente de lo mencionado; se caracteriza por presentar una base conglomerática compuesta por cantos rodados de hasta 50 cm de diámetro, la gran mayoría de estos cantos se encuentran redondeados lo cual indica que fueron transportados una distancia considerable desde su lugar de origen. Esta secuencia tiene gradación normal es decir, a medida que aumenta la cota topográfica (altura) el tamaño de los cantos y granos disminuye. Además, en la parte superior de la secuencia se observan bloques de gran tamaño angulares dentro de una matriz granular, indicando que esta parte podría corresponder a un depósito coluvial. El gran espesor de la secuencia con relación al ancho del valle del río, es evidencia de un antiguo represamiento del río Chaguacá en este sector.

FIGURA 85 Depósito cuaternario de gran espesor adyacente al río Chaguacá. La base de este depósito (ver imagen de la derecha) corresponde a sedimentos aluviales con gradación normal y, en la parte alta está conformado por sedimentos coluviales (Estación MG-54).



La Falla de Chaguacá es una estructura con un movimiento importante en rumbo sinistral, el cual va dejando evidencias geomorfológicas propias de este tipo de fallas como los ganchos de falla descritos en el capítulo anterior y, otras morfoestructuras como los lomos de presión, de obturación, en forma de ballena y

trazos Riedel y AntiRiedel reportados más al sur por Del Real (2013) y Del Real y Velandia (2013). A pesar de que el trazo de la falla se encuentra cubierta por los sedimentos aluviales del río Chaguacá, al proyectar los contactos de las unidades sedimentarias se puede inferir un desplazamiento en sentido sinistral de aproximadamente 300 m. Además, la deformación interna que se describió especialmente en las formaciones incompetentes (Capacho y La Luna) podría ser causada como respuesta a este movimiento en el rumbo, lo cual causa que muchos datos estructurales y ejes de pliegues tengan orientación aproximadamente oriente-occidente es decir, que se encuentren perpendiculares al trazo de la falla.

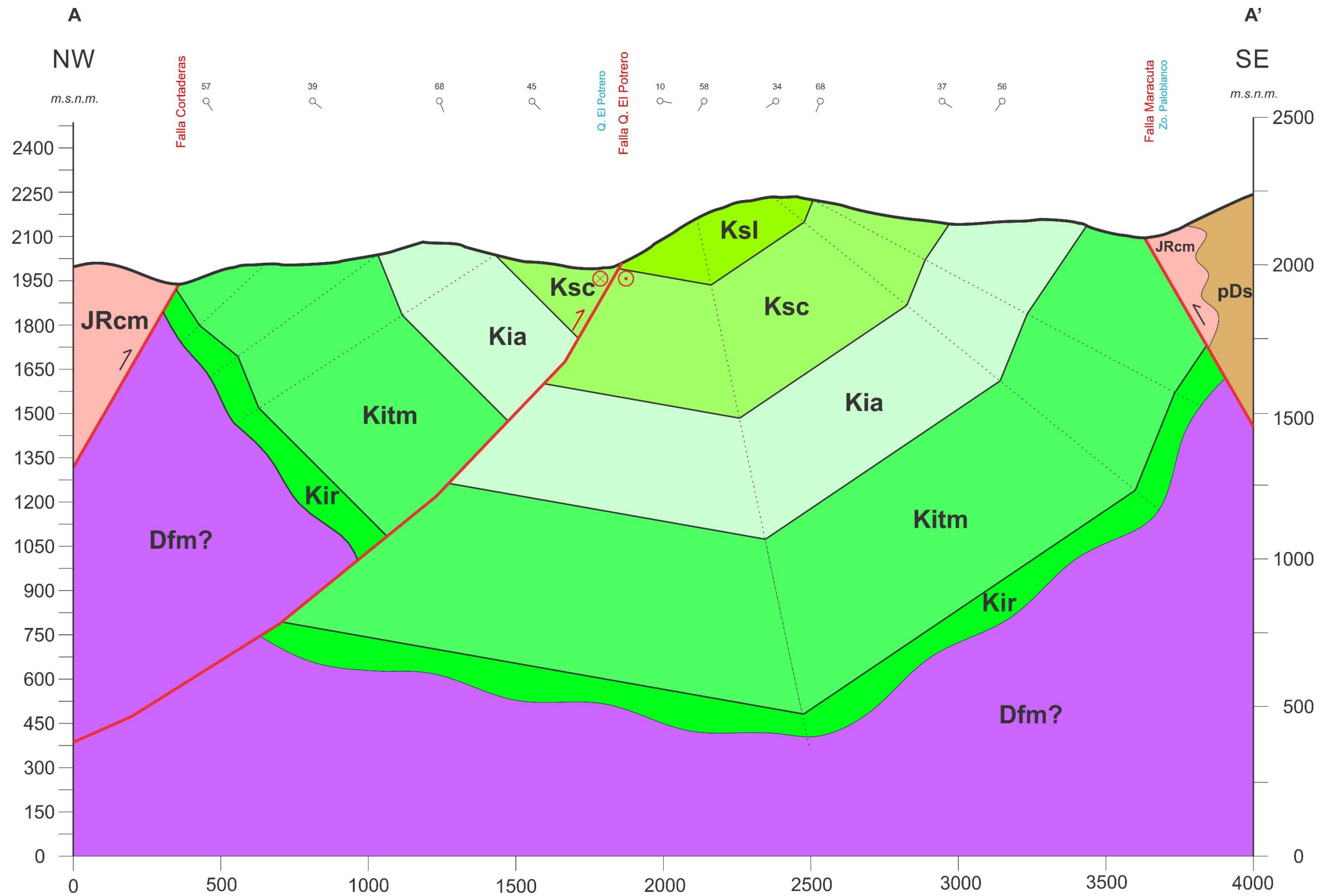
En el corte geológico A-A' se encuentran las principales estructuras geológicas existentes al oriente de la Falla de Chaguacá en el área de estudio (*FIGURA 86*); de manera similar a lo descrito al occidente de la falla, es posible dividir este corte en tres sectores los cuales incluyen: al noroccidente rocas ígneas pertenecientes al Batolito de Mogotes separados por una falla inversa (Falla de Cortaderas o Santa Fe) con las rocas sedimentarias del Cretácico que forman el Sinclinal de Onzaga y, al oriente una falla inversa (Falla de Maracuta) que separa a estas rocas sedimentarias con rocas ígneo-metamórficas.

11.2.10 Falla Maracuta

Se considera la equivalente a la Falla de las Escaleras descritas al occidente de la Falla de Chaguacá. Por tanto, es una falla inversa de alto ángulo con rumbo suroccidente – nororiente la cual pone rocas del basamento pertenecientes a las formaciones Silgará, Batolito de Mogotes y Floresta sobre la secuencia de rocas sedimentarias del Cretácico que conforman el Sinclinal de Onzaga.

Esta falla que limita el sinclinal de Onzaga al oriente, podría llegar a tener una componente importante en rumbo debido a su ubicación en este sector transpresivo de la Cordillera Oriental.

FIGURA 86 Corte geológico A-A' del Sinclinal del Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá.



11.2.11 Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá

Esta estructura se puede dividir en este sector en tres partes descritas a continuación de manera general: al sur, se localiza el flanco oriental del sinclinal cuyas características son muy similares a las encontradas al occidente de la Falla de Chaguacá; en el centro, entre la Falla de la Quebrada el Potrero y la Falla de la Quebrada Tumbita lo que sería el flanco occidental del sinclinal y, al norte se encuentran las formaciones más antiguas del sinclinal (Formaciones Rionegro y Tibú-Mercedes) que se caracteriza principalmente por el desarrollo exokársticas en superficie de las calizas de la Formación Tibú-Mercedes.

Como se mencionó en el anterior párrafo, la parte sur de las rocas que conforman el Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá tiene características muy similares a las descritas para el occidente de esta última falla en cuanto a las unidades encontradas, el espesor y rumbo de las mismas y, la presencia de la Falla de la Orquita.

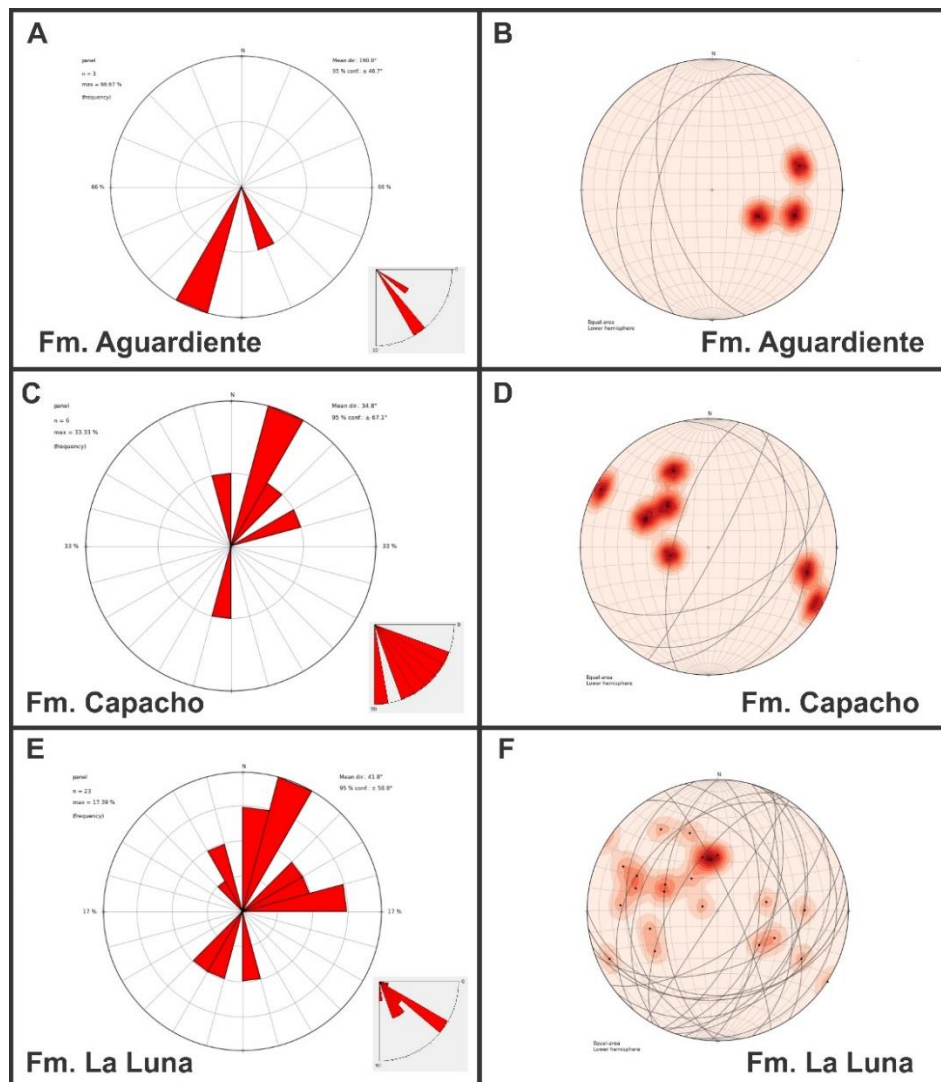
11.2.12 Sinclinal de Onzaga al sur de la Falla de la Quebrada El Potrero

Las rocas que conforman esta parte sur pertenecen a las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho y La Luna las cuales hacen parte del flanco oriental del Sinclinal de Onzaga. Y, se encuentra limitada al suroriente por la Falla de Maracuta y al noroccidente por la Falla de la Quebrada el Potrero (FIGURA 86). Para este sector del sinclinal se tomaron 34 datos estructurales de los cuales no se descarta que algunos tengan polaridad invertida. La FIGURA 89 corresponde a una vista panorámica de esta parte del sinclinal la cual va a ser descrita a continuación.

El espesor aflorante de la Formación Tibú-Mercedes se encuentra bastante reducido debido a la acción de la Falla de Maracuta lo cual dificultó encontrar afloramientos y la toma de datos estructurales, exceptuando las lodolitas oscuras encontradas cerca de la Quebrada el Resguardo (estación MG-45). En esta misma estación, se evidenció la presencia de esta formación por una gran cantidad de

bloques sueltos de calizas fosilíferas con bivalvos. La expresión geomorfológica de esta formación contrasta con las litologías ígneo-metamórficas encontradas al oriente de la Falla de Maracuta y con las pendientes fuertes y cerros que resaltan de la Formación Aguardiente (FIGURA 89). En el corte geológico se asume la presencia de la Formación Rionegro infrayaciendo a la Formación Tibú-Mercedes a pesar de que no aflora en superficie en esta parte del sinclinal.

FIGURA 87 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga entre la Falla de Chaguacá y la Falla de la Quebrada el Potrero. A, C y E. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D y F. Planos, polos y contornos de los datos graficados.



La Formación Aguardiente debido a su litología más competente y más resistente a la deformación sirve como guía para entender la configuración del sinclinal, los datos estructurales tomados muestra un rumbo NE-SW con ángulo de buzamiento entre 50° y 60° hacia el noroccidente (FIGURA 87 A y B). Esta formación se encuentra suprayaciendo a la Formación Tibú-Mercedes, debido a que está compuesta en su mayoría por rocas competentes como lo son las areniscas los datos estructurales medidos son muy uniformes sin presentar grandes variaciones entre sí. Por tanto, esta formación sirve como referencia para la interpretación del sinclinal. El rumbo de los datos estructurales medidos es en general hacia el suroccidente (mayormente entre 225° y 255°).

La Formación Capacho suprayace a la Formación Aguardiente y se encuentra al occidente de la misma, debido a que está conformada por rocas incompetentes como las lodolitas presenta gran variación en la actitud de los planos medidos (FIGURA 87 C y D). Muchos de estos planos se encuentran con rumbo al nororiente y dirección de buzamiento al suroriente debido a esta deformación interna. Como se puede observar en el diagrama de roseta, el ángulo de buzamiento de los planos varía considerablemente desde los 20° hasta presentarse planos completamente verticales.

La Formación la Luna se encuentra en el núcleo del sinclinal; los datos medidos tienen en su mayoría rumbo NE-SW con dirección de buzamiento tanto al noroccidente como a suroriente. Sin embargo el rumbo de algunos de estos datos es oriente-occidente lo cual indica deformación interna dentro de esta unidad (FIGURA 87 E y F). Además, dentro de esta unidad se encontraron pliegues parásitos cuya litología estaba compuesta por chert negro y gris el cual se encontraba fuertemente fracturado (FIGURA 88). A diferencia de los pliegues parásitos encontrados al occidente de la Falla de Chaguacá, el ángulo de inclinación del eje axial no es tan bajo. Al igual que lo descrito al occidente del sinclinal, la Falla de la Orquita se encuentra repitiendo las rocas sedimentarias de la parte superior de la Formación La Luna.

FIGURA 88 A. Deformación interna de la Formación La Luna. En la base del afloramiento se observa material erosionado del mismo (Estación MG-47). B. Detalle del pliegue parásito ubicado al oriente de la imagen anterior.

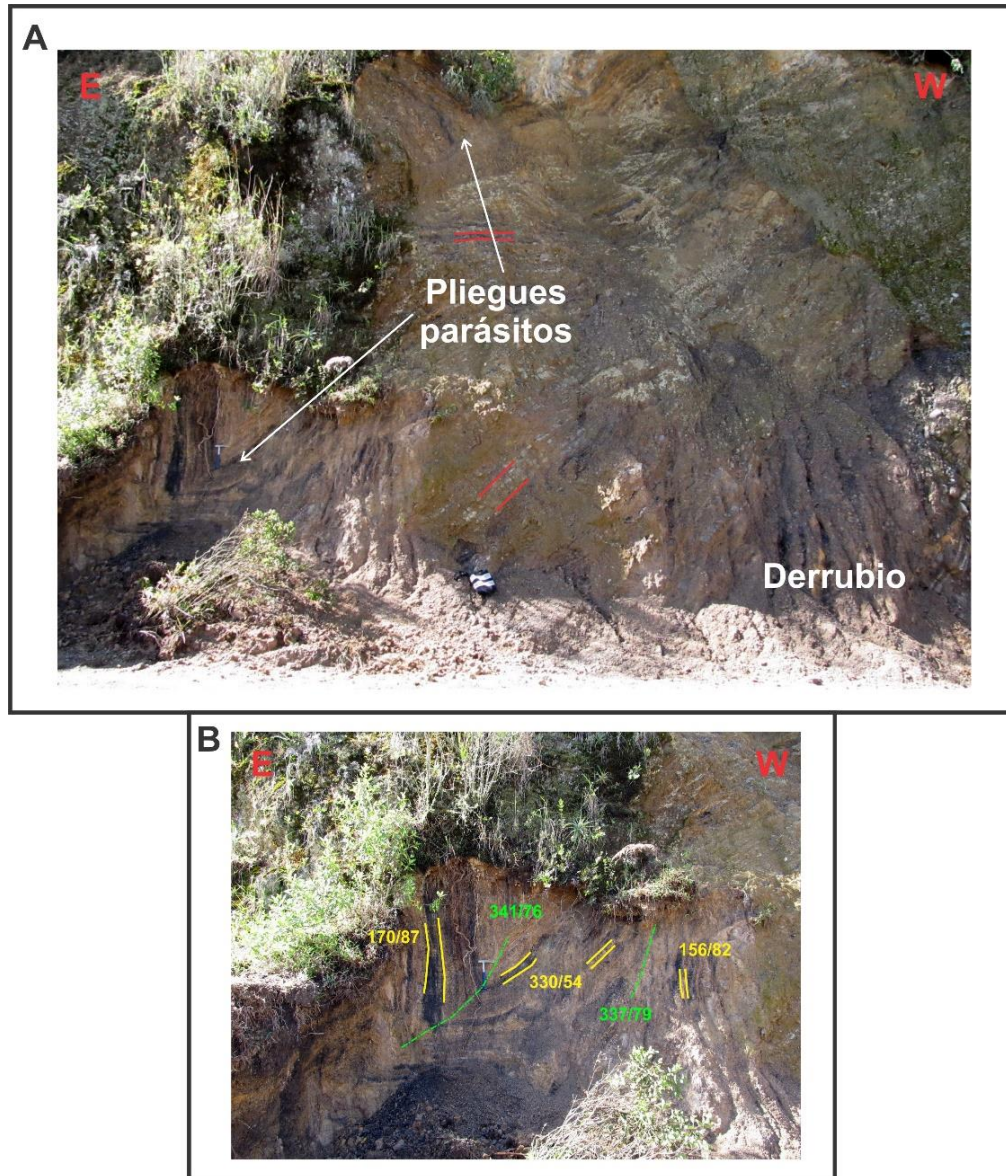


FIGURA 89 Vista panorámica del Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá entre las fallas de Maracuta y Quebrada el Potrero (Tomada desde la estación MG-16).



11.2.13 Falla de la Quebrada el Potrero

Esta estructura tiene una orientación nororiente – suroccidente y divide el Sinclinal de Onzaga longitudinalmente (transversal al eje del pliegue). Se extiende desde el sur donde está ubicado la cabecera municipal de Onzaga hasta el sitio conocido como El Boquerón al nororiente siguiendo su trazo dentro de las rocas ígneo-metamórficas y, controla el cauce de la quebrada del cual toma el nombre hasta que esta última cambia su rumbo para desembocar finalmente en el Río Onzaga.

La Falla de la Quebrada el Potrero es interpretada como una falla de rumbo dextral con componente inversa y buzamiento al noroccidente tal como se observa en el corte geológico A-A' (FIGURA 86).

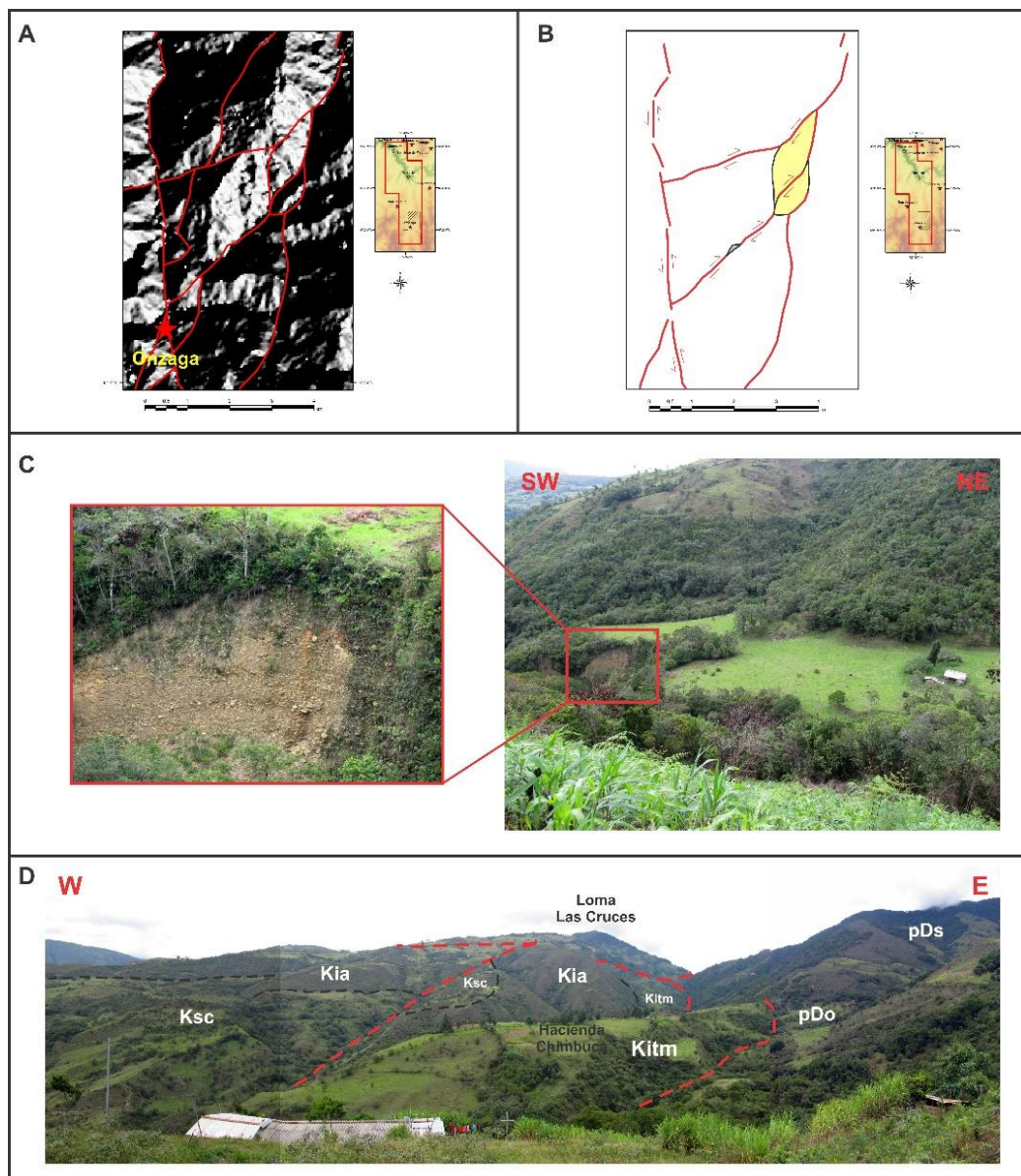
Al norte de esta falla se encuentran las rocas sedimentarias de la secuencia cretácica más joven en el flanco occidental de Sinclinal de Onzaga conformada por las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho (la Formación La Luna no aflora al norte de esta falla) mientras que al sur se encuentra el núcleo del sinclinal y el flanco oriental. Es decir, la secuencia más joven del sinclinal (ubicada al norte de esta falla) se encuentra cabalgando sobre las rocas más antiguas que afloran en superficie (al sur de esta falla).

El comportamiento en rumbo dextral de la falla es interpretado a partir de las fotografías aéreas principalmente por la presencia de una pequeña cuenca producida por un pandeo a la derecha del trazo de falla la cual se encuentra ubicada al norte de la quebrada y, por la presencia de unos pequeños lomos de presión producidos por saltos del trazo de falla a la izquierda además de la interacción con la Falla de Maracuta (FIGURA 90 A y B).

La cuenca reportada tiene pequeñas dimensiones sin embargo, tiene un espesor considerable de aproximadamente 10 metros. Está conformada por clastos angulares dentro de una matriz arenosa lo cual indica poco transporte dispuestas horizontalmente (FIGURA 90C). El desarrollo de vegetación densa sobre esta

cuenca es relativamente escaso ya que este terreno es dominado principalmente por el pasto.

FIGURA 90 A. Trazos de las principales fallas al norte de Onzaga B. Interpretación de la cinemática de la Falla de la Quebrada El Potrero y de la formación de la cuenca y los lomos de presión formados por un pandeo a la derecha y saltos a la izquierda del trazo de la falla respectivamente. C. Sedimentos depositados en un espacio abierto debido a un pequeño pandeo de la Falla de la Quebrada El Potrero (Tomada desde la estación MG-43). D. Panorámica de los lomos de presión ubicados en la Hacienda Chimbuca y al norte de la misma (Tomada desde la estación MG-42).



En la FIGURA 90D se pueden apreciar los lomos ubicados donde se encuentra la Hacienda Chimbuca y al norte de la misma. El primero está conformado por un banco de calizas en la base de la Formación Tibú-Mercedes lo cual favorece el desarrollo de un terreno con pendientes muy suaves. En el lomo del norte resalta principalmente la Formación Aguardiente debido a su geomorfología abrupta de pendientes altas y poco desarrollo de vegetación, debajo de la misma (adyacente a la Quebrada El Potrero) se encuentra la Formación Tibú-Mercedes y, en la parte superior alcanza a aflorar la Formación Capacho las cuales contrastan geomorfológicamente con la Formación Aguardiente. Al nororiente de El Boquerón en donde la falla afecta las rocas ígneo-metamórficas, se observa otro salto hacia la izquierda del trazo de esta falla lo cual produce otro lomo de presión similar a los descritos anteriormente.

11.2.14 Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada el Potrero

Entre la Falla de la Quebrada el Potrero y la Falla de la Quebrada Tumbita se encuentra el flanco occidental del Sinclinal de Onzaga conformado por las formaciones Tibú-Mercedes, Aguardiente y Capacho (FIGURA 93). Siendo el único lugar donde dicho flanco aflora en superficie. Al occidente se encuentra limitado por la Falla de Cortaderas o Santa Fe. Se tomaron 19 datos estructurales de estratificación la mayoría de ellos dentro de la Formación Aguardiente debido a su buena exposición en superficie.

FIGURA 91 Contraste geomorfológico de las areniscas de la Formación Aguardiente en la Cuchilla los Alcaparros con la Formación Tibú-Mercedes en la parte inferior.



La Formación Tibú-Mercedes aflora al occidente del sinclinal y sus estratos se encuentran orientados principalmente con rumbo norte-sur a nororientesuroccidente y, ángulo de buzamiento entre 20° y 60° al sur-oriente (FIGURA 92 A y B). Esta formación se encuentra separado de las Riolitas de Onzaga por medio de la Falla de Cortaderas las cuales forman una pequeña loma con pendientes relativamente fuertes marcando un contraste geomorfológico. Se asume la presencia de la Formación Rionegro suprayaciendo la Formación Tibú-Mercedes a pesar de no aflorar en superficie.

La Formación Aguardiente tiene una expresión geomorfológica bastante fuerte debido a la resistencia generada a la erosión de las areniscas dentro de dicha formación, han creado una geoforma alargada paralela al rumbo de los estratos conocida como la Cuchilla de los Alcaparros (FIGURA 91). Esta formación refleja el rumbo de la estructura entre estas dos fallas debido a la poca deformación interna. Los estratos están orientados con rumbo al nororiente y ángulos de buzamientos entre 20° y 50° hacia el suroriente (FIGURA 92 C y D). En la FIGURA 93 se observa claramente los estratos de esta cuchilla buzando hacia el suroriente. El curso de la Quebrada El Potrero sigue la falla del mismo nombre en dirección nororiente-suroccidente hasta que cambia de dirección a surorientenoroccidente cortando los estratos de la Formación Aguardiente y creando un cañón muy angosto para finalmente desembocar en el río Onzaga.

La Formación Capacho se encuentra suprayaciendo a la Formación Aguardiente en lo que sería el núcleo del sinclinal adyacente a la Quebrada El Potrero (FIGURA 93). Geomorfológicamente se caracteriza por tener pendientes suaves y buen desarrollo de vegetación. A pesar de que no se encontraron afloramientos que reflejen deformación interna (como los descritos al sur) los datos estructurales varían considerablemente y, muestran una orientación preferencial en sentido oriente-occidente los cuales buzan principalmente entre 34° y 45° (FIGURA 92 E y F).

En esta parte del sinclinal es destacar la ausencia de la Formación La Luna, la cual es la más joven de la columna estratigráfica, debido a la acción de la Falla de la Quebrada el Potrero que cabalga este bloque sobre el que se encuentra al suroriente lo cual pudo provocar su erosión progresiva.

FIGURA 92 Datos estructurales de estratificación medidos en las formaciones que conforman el Sinclinal de Onzaga entre la Falla de la Quebrada el Potrero y la Falla de la Quebrada Tumbita. A, C y E. Diagrama de roseta de los datos usando la red de Schmidt (hemisferio inferior, equiareal) y roseta del ángulo de buzamiento. B, D y F. Planos, polos y contornos de los datos graficados.

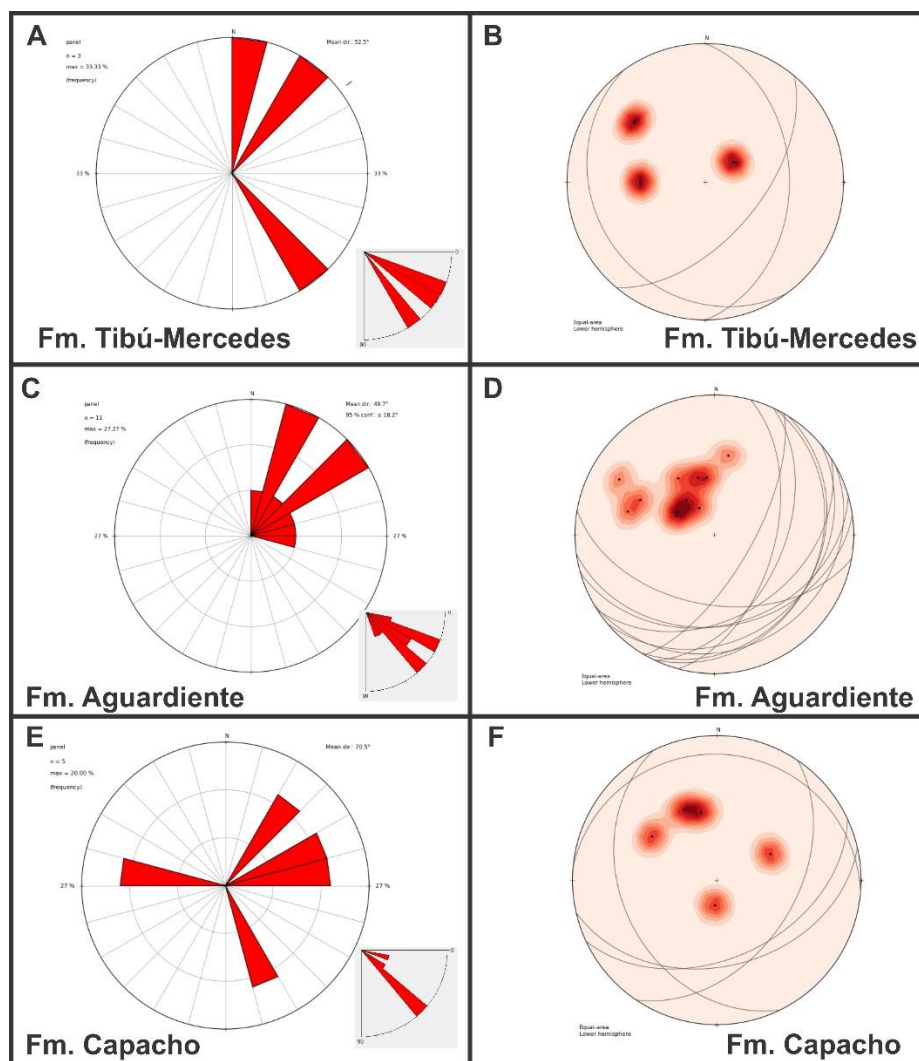
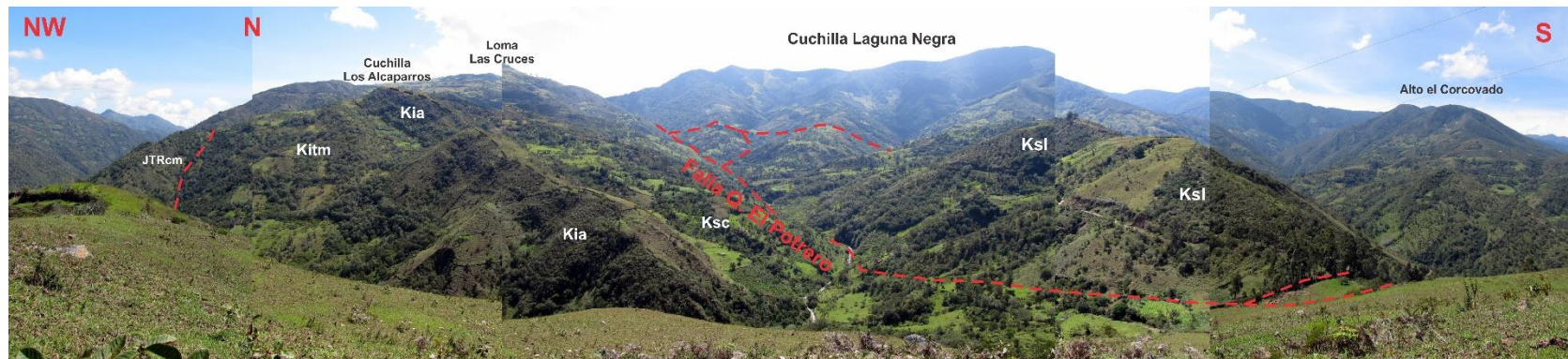


FIGURA 93 Vista panorámica el Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá en donde se aprecia el flanco occidental en la Cuchilla los Alcaparros al norte de la Falla de la Quebrada el Potrero y, el flanco oriental al sur de esta misma falla (Tomada desde la estación MG-48).



11.2.15 Falla de la Quebrada Tumbita

Corresponde a una estructura similar a la Falla de la Quebrada el Potrero, tanto por su orientación como porque esta estructura divide el sinclinal longitudinalmente y, se presentan ciertas diferencias a ambos lados de la falla. Se extiende desde el occidente en donde se encuentra el río Onzaga e incluso parece continuar al occidente de la Falla de Onzaga siguiendo el curso de la Quebrada Tierra Azul. Sin embargo, no parece tener desplazamiento por la Falla de Onzaga por tanto, de corresponder a la misma estructura la Falla de la Quebrada Tumbita sería la más reciente. Al oriente, se une con la Falla de la Quebrada El Potrero en El Boquerón y continúa al nororiente como una sola estructura.

Esta falla tiene orientación WNW-ESE y es interpretada como una falla de rumbo dextral debido al desplazamiento de unos pocos metros (aprox. 250 m) de la Falla de Cortaderas (o Santa Fe) y, se encuentra cabalgando el bloque norte que se encuentra en la Loma de las Cruces sobre el bloque del sur debido a que allí se encuentran las formaciones más jóvenes de la secuencia (Rionegro y Tibú-Mercedes).

Su reconocimiento en campo no es tan evidente debido a que a ambos lados de la falla se encuentra la Formación Tibú-Mercedes, por tanto no se presentan diferencias geomorfológicas claras. La falla sigue el rumbo de la Quebrada Tumbita hasta la parte superior, donde únicamente se reconoce un pequeño ondulamiento en el terreno (*FIGURA 94*). Además, las dolinas descritas en el capítulo de Geomorfología Kárstica se desarrollan en más de un 90% en el bloque colgante de la falla, ya que allí es donde la Formación Tibú-Mercedes tiene mejor exposición en superficie.

FIGURA 94 Vista panorámica del Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada El Potrero y de la Falla de la Quebrada Tumbita (Tomada desde la estación MG-24).



11.2.16 Falla de Cortaderas o Santa Fe

La Falla de Cortaderas (al sur de la Falla de la Quebrada Tumbita) o de Santa Fe (al norte de la misma) corresponde a la misma estructura la cual ha sido desplazada en sentido dextral por esta falla que las divide.

Es una falla inversa de alto ángulo la cual en el bloque colgante (al occidente) se encuentra la Riolita de Onzaga (Batolito de Mogotes) y, en el bloque yacente (al oriente) se encuentran las rocas sedimentarias del Sinclinal de Onzaga. Por tanto, esta falla corresponde al límite occidental del sinclinal (FIGURA 86).

El contraste geomorfológico entre las rocas ígneas y las rocas de la Formación Tibú-Mercedes es bastante fuerte, especialmente en el norte donde las últimas desarrollan un terreno con pendiente muy suave y vegetación de menor tamaño.

11.2.17 Sinclinal de Onzaga al norte de la Falla de la Quebrada Tumbita

En este sector, ubicado en la Loma de las Cruces se encuentran únicamente las formaciones Rionegro y Tibú-Mercedes, las cuales corresponden a las formaciones más jóvenes del sinclinal a pesar, de ser la parte topográficamente más alta (FIGURA 94).

La parte alta de la Loma de las Cruces está formada por una litología competente de la Formación Rionegro la cual ha formado un escarpe en dicho lugar. Esta formación se encuentra de manera discordante sobre el basamento conformado por el Ortoneis y el Batolito de Mogotes.

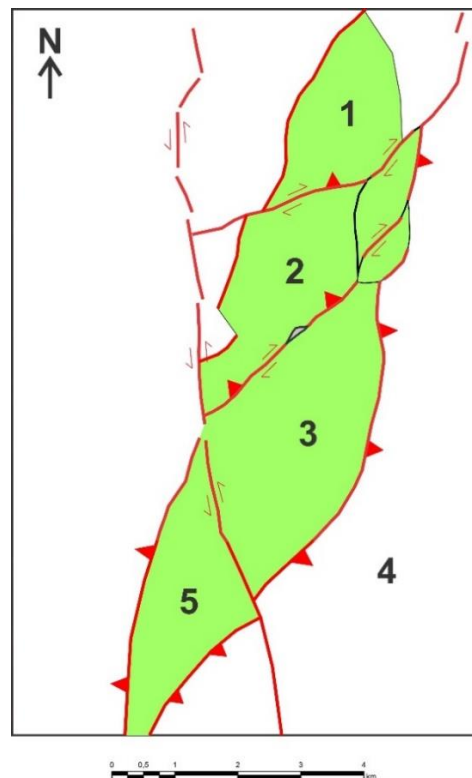
Por otro lado, la Formación Tibú-Mercedes presenta un terreno de pendientes muy suaves (ligeramente inclinado a ondulado) en donde el desarrollo de geoformas kársticas es muy marcado y se encuentra localizado en el núcleo del sinclinal como se explicó en el respectivo capítulo de Geomorfología Kárstica. Se observó además una orientación preferencial de las ubicación de las dolinas en tres direcciones: N25W (paralela al rumbo de los estratos), N60W y N40E (ortogonales

entre sí, las cuales podrían corresponder a las direcciones de fracturamiento de la roca).

11.3 SINCLINAL DE ONZAGA

Tal como se describió anteriormente, el Sinclinal de Onzaga se encuentra dividido en dos bloques por la Falla de Chaguacá: el bloque occidental (5) y, el bloque oriental el cual a su vez se encuentra sub-dividido en tres bloques menores (FIGURA 95): al sur de la Falla de la Quebrada el Potrero (3), entre la Falla de la Quebrada el Potrero y la Falla de la Quebrada Tumbita (2) y, al norte de la Falla de la Quebrada Tumbita (1). Y, se encuentra limitados tanto al oriente como al occidente por rocas del basamento pertenecientes a las formaciones Silgara, Ortoneis, Floresta, Riolita de Onzaga y Batolito de Mogotes.

FIGURA 95 Configuración interna en bloques del Sinclinal de Onzaga (de color verde) y comportamiento de las fallas que lo limitan. 1. Norte de la Falla de la Quebrada Tumbita. 2. Norte de la Falla de la Quebrada El Potrero. 3. Sur de la Falla de la Quebrada El Potrero. 4. Basamento. 5. Oriente de la Falla de Chaguacá.



Para la región en donde se encuentra el Sinclinal de Onzaga se registran por lo menos tres eventos o fases deformativas asociados al sistema de fallamiento inverso que delimita el sinclinal, el sistema en rumbo sinistral (Falla de Chaguacá) y, el cabalgamiento de bloques con levantamiento dirigido NW-SE.

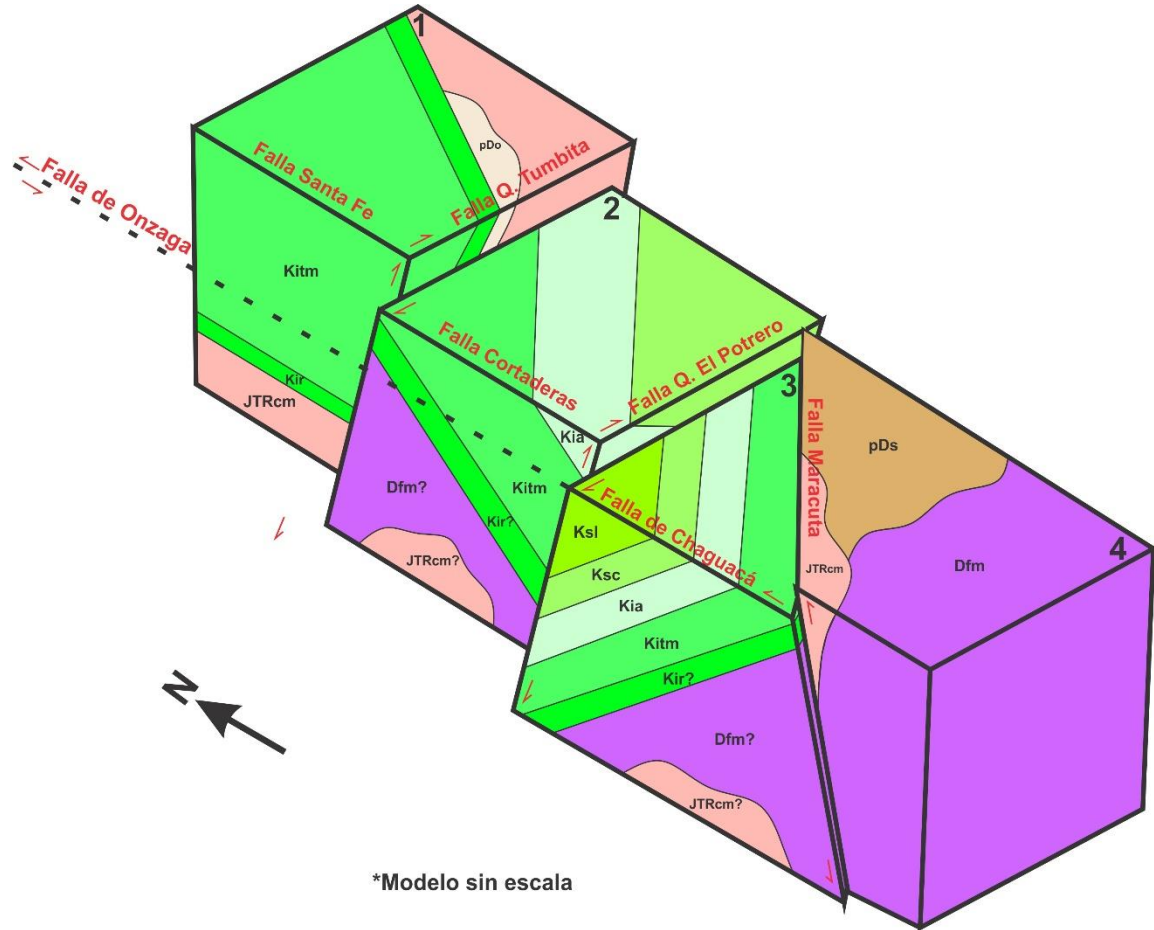
La primera fase deformativa está asociada inversión de las fallas que delimitan actualmente las rocas sedimentarias tanto al occidente (Falla de Boyacá, Cortaderas o Santa Fe) como al oriente (Falla de las Escaleras y de Maracuta) y, el plegamiento de dichas rocas para conformar finalmente la estructura sinclinal. La Falla de la Orquita es el resultado del acomodamiento interno de los flancos en el núcleo del sinclinal. Por la inclinación que tienen dichas fallas hacia el occidente y oriente respectivamente, esta zona pudo estar ubicada en un “horst” entre el Jurásico y el Cretácico es decir, en un alto intracuenca lo cual además, impidió la depositación de las rocas conglomeráticas de la Formación Girón (Jurásico).

Posteriormente, la Falla de Chaguacá rompió en sentido sinistral el sinclinal, las rocas incompetentes de las formaciones Capacho y La Luna absorbieron parte de esta deformación lo cual provocó la re-orientación de los rumbos de los planos de estratificación a oriente-occidente, fallamiento interno y pliegues parásitos con ejes axiales con esta nueva orientación.

Finalmente, ocurre el levantamiento de bloques en sentido noroccidente-suroriente por medio de las fallas de las quebradas el Potrero y Tumbita orientadas aproximadamente NE-SW acompañado con movimientos en sentido dextral lo cual formó lomos de presión al oriente junto con la acción de la Falla de Maracuta. Este último levantamiento por bloques explica la ausencia de las formaciones más recientes a medida que aumenta la cota topográfica (FIGURA 96). Como se mencionó anteriormente, en el bloque 1 no se reportaron las formaciones Aguardiente, Capacho y La Luna; en el bloque 2, la Formación la Luna y, en el bloque 3 (el cual se encuentra en el lugar topográficamente más bajo) si se encuentra la secuencia sedimentaria completa. Debido a la configuración de los

bloques entre falla de rumbo es posible una rotación de los mismos en sentido anti-horario.

FIGURA 96 Bloque diagrama de los bloques delimitados por fallas del Sinclinal de Onzaga al oriente de la Falla de Chaguacá (y de la Falla de Onzaga). Se observa la ausencia de la secuencia sedimentaria completa en los bloques 1 y 2. Las flechas rojas indican el sentido del movimiento de cada bloque.



La temporalidad entre las segunda y tercera fase deformativa no es muy clara debido a la falta de evidencia por las limitaciones del proyecto. Se sugiere dicho orden sin embargo, tal como se describió acerca de la Falla de la Quebrada Tumbita, esta parece ser posterior a la Falla de Onzaga. Por tanto, no se descarta un orden diferente e incluso, una simultaneidad. Estas dos fases estuvieron acompañadas de la erosión de diversas partes del sinclinal expuestas por tal razón, en ninguno de los bloques se encuentran los dos flancos del sinclinal.

12 DISCUSIÓN

El borde occidental del Macizo de Santander se encuentra delimitado por la Falla de Bucaramanga, la cual corresponde a una estructura importante en el oriente de Colombia con evidente expresión morfológica en superficie. Sin embargo, tal como lo discutía Ujueta (2003) aún hoy en día “existen muchas más preguntas que respuestas en cuanto a la naturaleza, edad, historia geológica y significado” (FIGURA 22 y 23). Esto es evidente incluso en el nombre de la estructura que ha sido llamada de diferentes maneras a lo largo del tiempo y, se ha consolidado erróneamente como “Sistema de Fallas Bucaramanga-Santa Marta (SFBS)” a pesar la recomendación de Ujueta (2003) de nombrarlas por separado ya que corresponden a dos fallas diferentes. Por tal razón, se recomienda el uso del nombre “Falla de Bucaramanga” en el sentido de Ujueta (2003) para este segmento o “Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB)” en el sentido de Cuellar *et al.* (2012).

El presente trabajo pretende aportar en el conocimiento de esta estructura en el segmento meridional entre el Cañón del río Chicamocha (Corregimiento de Ricaurte) hasta el municipio de Onzaga. Con el fin de realizar una discusión más objetiva de los resultados expuestos, se aborda desde tres puntos fundamentales: Estratigrafía, Falla de Bucaramanga y Sinclinal de Onzaga.

12.1 ESTRATIGRAFÍA

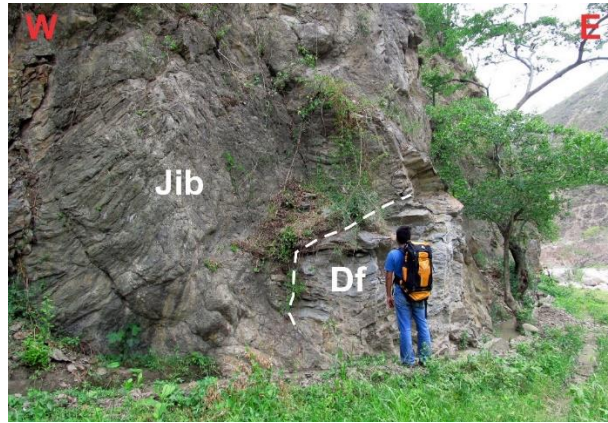
A partir del reconocimiento y control cartográfico de la geología de superficie es necesario aclarar las diferentes escalas manejadas en el trabajo realizado, ya que en el área de Onzaga donde se pretendía observar un desplazamiento en los contactos de las formaciones sedimentarias causados por la Falla de Chaguacá se utilizó una escala de trabajo detallada (1:10.000), por otro lado en el resto del área de estudio donde el objetivo era apoyar la interpretación geomorfológica realizada a partir de las fotografías aéreas, imágenes satelitales (LANDSAT y Google Earth) la escala de trabajo fue 1:100.000 y consistió únicamente en el reconocimiento y

verificación de las unidades cartografiadas en las planchas geológicas 136-Málaga (Vargas *et al.*, 1976) y 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987).

Mantilla *et al.* (2016) propone una escisión para la Formación Silgará en tres unidades diferentes (Esquistos de Silgará, Esquistos del Chicamocha y Filitas de San Pedro) basados en diferencias litológicas, edades U-Pb en circones detríticos y edades en el pico de metamorfismo. Sin embargo, en el presente trabajo es utilizada en el sentido antiguo de Ward *et al.* (1973) a pesar de que según sus similitudes litológicas y proximidad geográfica esta franja podría pertenecer a la unidad Esquistos del Chicamocha de Mantilla *et al.* (2016). Por tanto, se debe profundizar en el reconocimiento y clasificación de estas rocas metamórficas denominadas como Formación Silgará en posteriores trabajos.

En la campaña de campo realizada en Abril del 2014 se reconocieron unas litologías ígneas básicas (FIGURA 97) con estructuras muy diferentes a las reportadas anteriormente en la Cordillera Oriental de Colombia las cuales fueron propuestas como una nueva unidad litoestratigráfica denominada “Formación Nogontova” (Jib) por Moreno-Sánchez *et al.* (2016) y, asignado un rango cronológico entre el Triásico medio y el Jurásico medio. Esta nueva formación no se agrega al mapa geológico debido a su limitada expresión areal lo cual la hace difícil de representar en la escala manejada en esta zona (1:100.000). Sin embargo, se recomienda verificar los contactos planteados en dicho trabajo especialmente al sur del río Chicamocha (es decir, en el departamento de Boyacá) debido a que puede ocupar una extensión areal aún más pequeña en este sector.

FIGURA 97 Formación Nogontova (propuesta por Moreno-Sánchez et al. 2016) discordante sobre la Formación Floresta (Estación MG-2).



La megasecuencia sedimentaria depositada durante el Cretácico la cual representa un ciclo transgresivo-regresivo (Fabre, 1985; Villamil, 1999) se encuentra actualmente en diversos sectores de la Cordillera Oriental de Colombia con notables cambios tanto de espesor como de litología. La cuenca donde ocurrió la depositación de esta secuencia fue un sistema tipo graben con orientación aproximadamente NNE-SSW (Sarmiento-Rojas *et al.*, 2006) dividida en dos subcuencas: la subcuenca del Tablazo al occidente y la subcuenca del Cocuy al oriente; las cuales se encontraban separadas por el paleomacizo de Santander-Floresta (también conocido como Alto de Santander en Cooper *et al.* 1995).

La ausencia total de sedimentos por debajo del Cretácico en los alrededores de Onzaga (especialmente de la Formación Girón) implica que durante este tiempo el área debió constituir una zona positiva durante el Jurásico lo cual impidió la sedimentación (Vargas *et al.*, 1981). Posteriormente y durante el Cretácico un fallamiento de tipo normal permitió el hundimiento de esta zona y facilitó la depositación de esta secuencia sedimentaria, la cual se correlaciona más con la nomenclatura de la Subcuenca del Cocuy (o Cuenca del Catatumbo) debido a similitudes litológicas a pesar de que no se han realizado estudios paleontológicos sistemáticos allí que lo confirmen. Estas rocas sedimentarias (formaciones Rionegro, Tibú-Mercedes, Aguardiente, Capacho y La Luna) que conforman el Sinclinal de Onzaga se han considerado como un retazo interno en el Macizo de Santander de la depositación cretácica (Vargas *et al.*, 1981) suficientemente aisladas de otras fajas sedimentarias cretácicas.

La FIGURA 98 muestra una comparación entre los diagramas que ilustran la separación de las dos cuencas realizados por diversos autores y la posible ubicación de estas rocas dentro de dicha cuenca. Es de especial interés el bloque diagrama de Cooper *et al.* (1995) ya que los sedimentos cercanos al alto intracuenca pierden ancho en sentido norte-sur hasta finalmente desaparecer, lo cual sugiere un comportamiento igual para su espesor, esto podría explicar el posible acuñamiento planteado para la Formación Rionegro hacia el sur.

Finalmente, la Formación Tibú-Mercedes muestra un desarrollo de geomorfología kárstica bastante evidente que podría constituir una importante línea de investigación que no se ha tenido en cuenta, la cual va desde el turismo hasta el cambio climático y además, constituye una amenaza alta para la población del lugar que ha construido sus viviendas allí y la ha comunicado por medio de vías en los últimos años.

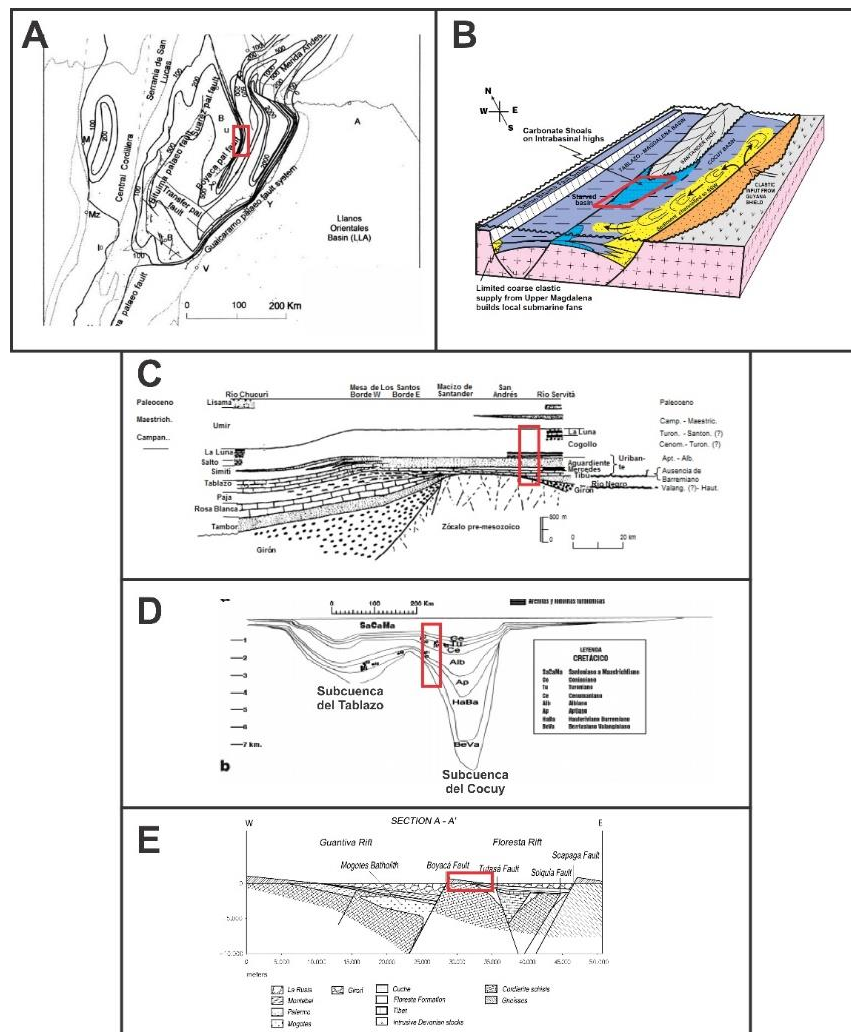
12.2 FALLA DE BUCARAMANGA

En primer lugar, se sugiere replantear los nombres de las estructuras que tienen relación con la terminación al sur del Sistema de Fallas de Bucaramanga tal como se observa en la FIGURA 71 debido a que cada una de ellas tiene una expresión morfológica y litologías en ambos lados de la falla que permiten diferenciarlas. Por tanto, se propone nombrar como Falla de Bucaramanga a la estructura que se extiende desde el municipio de Cepitá (al norte) hasta el corregimiento de Ricaurte y que controla el rumbo del río Chicamocha; Falla de los Micos la estructura que controla la quebrada del mismo nombre la cual ha sido nombrada anteriormente también como Falla de Bucaramanga, esta falla podría corresponder con el trazo más representativo de la Falla de Bucaramanga al sur; Falla de Onzaga a la estructura que controla el río del cual toma el nombre, se denomina falla debido a evidencias geomorfológicas descritas en el capítulo de Análisis Estructural ya que era considerada únicamente como un lineamiento; y, Falla de Boyacá a la estructura que controla el rumbo del río Susa al sur de Onzaga y anteriormente era llamada Falla de Onzaga o Boyacá (TABLA 5).

TABLA 5 Propuesta de nomenclatura de las estructuras en la terminación al sur del Sistema de Fallas de Bucaramanga.

Anterior nombre	Autores	Lugares	Propuesta
Falla de Bucaramanga	Vargas <i>et al.</i> , 1976; Diederix <i>et al.</i> , 2008.	Río Chicamocho	Falla de Bucaramanga
Falla de Bucaramanga	Vargas <i>et al.</i> , 1976; Toro, 1990; Diederix <i>et al.</i> , 2008.	Quebrada los Micos	Falla de los Micos
*	Vargas <i>et al.</i> , 1976; Vargas <i>et al.</i> , 1987.	Río Onzaga	Falla de Onzaga
Falla de Onzaga o Boyacá	Vargas <i>et al.</i> , 1987.	Río Susa	Falla de Boyacá

FIGURA 98 Ubicación del lugar de depositación de las rocas sedimentarias del Cretácico que conforman el Sinclinal de Onzaga (polígono rojo) A. Restauración palinospástica del espesor de la secuencia para el Hauteriviano-Barremiano. B. Bloque diagrama que ilustra la separación entre las subcuencas del Tablazo y El Cocuy durante el Cretácico Inferior. C. Relación estratigráfica entre de la Cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca de Catatumbo/Cocuy D. Variaciones de espesor de las rocas sedimentarias en las dos subcuencas y la edad de depositación E. Sección transversal entre las estructuras de rift (graben) de Guantiva y Floresta. Esta es realizada al sur del área de estudio.



Fuente: Tomado y modificado de Sarmiento-Rojas et al. (2006), Cooper et al. (1995), Julivert (1968), Sarmiento-Rojas (2002) y Kammer & Sánchez (2006).

La Falla de Bucaramanga tiene una expresión topográfica muy evidente que la hace fácilmente identificable en imágenes de satélite y fotografías aéreas (Royero & Clavijo, 2001; Ward *et al.*, 1973) además de sus evidencias de neotectónica y geomorfológicas que han sido únicamente nombradas anteriormente tales como drenajes desplazados, terrazas basculadas, cantos rotos, lomos de obturación, drenajes controlados, lomos de presión, facetas triangulares entre otras (Castro & Bernal, 1992, Carrillo & Bernal, 1992 en Royero & Clavijo, 2001; Ward *et al.*, 1973).

Osorio *et al.* (2008) no se limita únicamente al nombramiento de estas morfoestructuras en el cañón del río Chicamocha ya que trata de describirlas superficialmente sin embargo, sugiere realizarlo con mayor precisión a partir de imágenes de satélite o modelos de elevación digital (*DEM*) ya que el proyecto realizado no contó con fotografías aéreas de este sector. Además, tal como ellos mismos indican, el difícil acceso y por razones de seguridad en esa época no se realizó trabajo de campo en la zona del Chicamocha. A pesar de estos inconvenientes, logra identificar varias de las morfoestructuras descritas en el presente proyecto y, como se puede observar en los mapas morfotectónicos generados se concentra principalmente en los depósitos aluviales, diferenciando cuatro niveles de terrazas y varios remanentes de abanicos aluviales. En este sentido, el presente trabajo complementa algunos de los temas que dejó planteados Osorio *et al.* (2008) abordando la caracterización y descripción de estas morfoestructuras. Finalmente, es necesario el análisis geomorfológico realizado por Villamizar (2014) en el sector norte de la cuenca del río Chicamocha para complementar la morfotectónica aquí presentada (FIGURA 99) cuyos resultados preliminares fueron expuestos en Galvis *et al.* (2014).

La Falla de Bucaramanga controla el rumbo del río Chicamocha desde Cepitá (al norte) hasta Ricaurte (al sur) la cual es de manera general transpresiva a

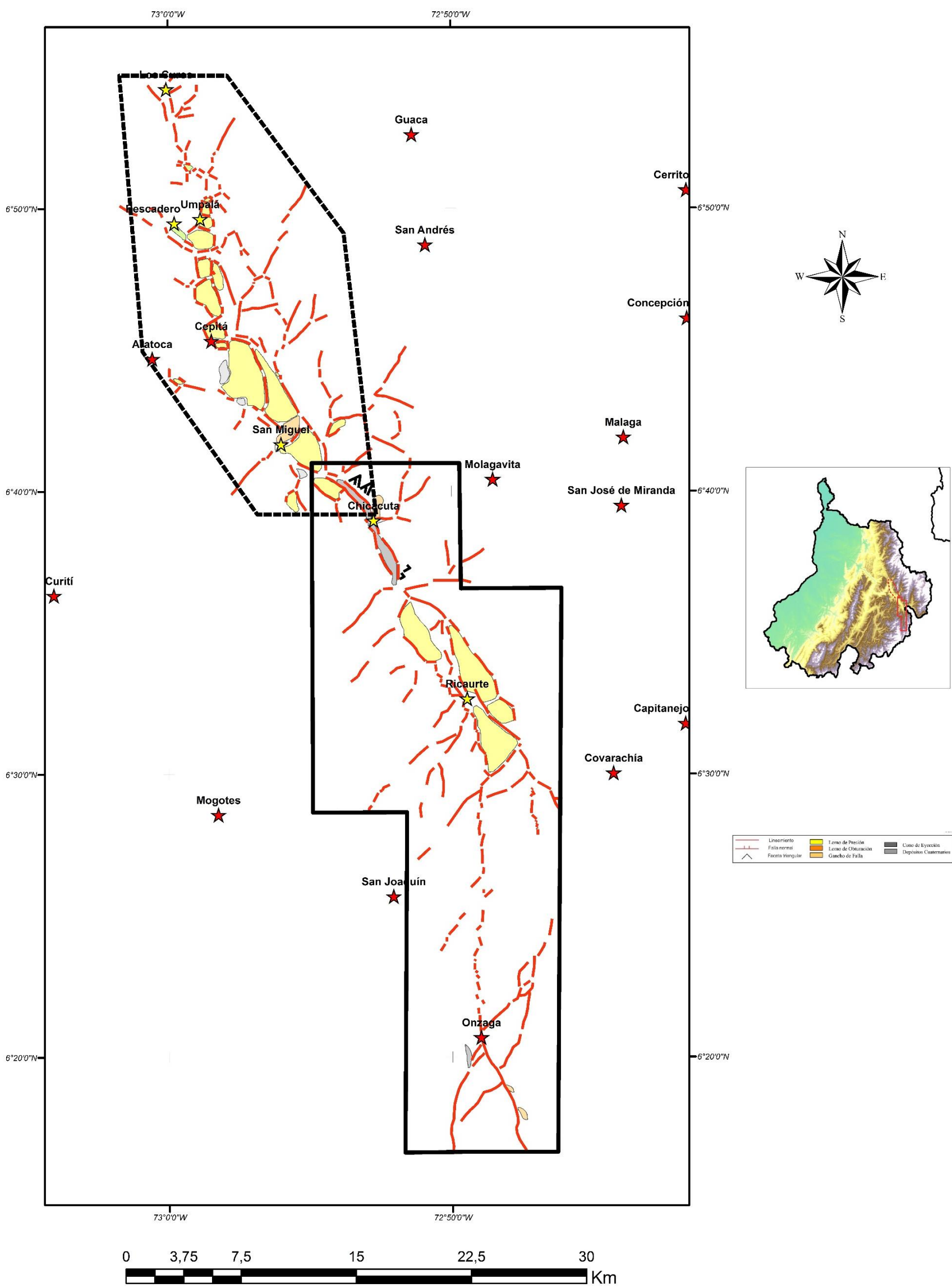
excepción del sector donde está la “Cuenca de Chicacuta” y su comportamiento es transtensivo.

Desde Umpalá (norte de Cepitá) hasta San Miguel sobresalen principalmente los lomos de presión alargados paralelos al trazo de falla, los cauces y cuchillas desviadas y ganchos de falla que indican movimiento de rumbo sinestral de la falla (Osorio *et al.* 2008; Villamizar, 2014; González & Jiménez, 2015). Allí, el trazo de la falla es identificable principalmente por los cauces controlados y las sillas de montar o silletas de falla).

Al sur (Sector Chicacuta) hay un comportamiento transtensivo de la Falla de Bucaramanga evidenciada por una cuenca denominada Cuenca de Chicacuta (FIGURA 57) producida por un ligero salto a la izquierda de la falla la cual evidencia su naturaleza sinestral. Este comportamiento ya había sido descrito por Osorio *et al.* (2008) y el espacio de acomodación de sedimentos había sido denominada como una especie de cuenca *pull-apart* rómbica.

Finalmente, al sur (Sector de Ricaurte) nuevamente tiene un comportamiento transpresivo similar al reportado en los alrededores de Cepitá en donde es posible identificar al menos cuatro lomos de presión de grandes dimensiones: Hondura, Mesa de Fraile, Tendido y El Morro (FIGURA 59). Como se discutirá en las siguientes páginas, los lomos de presión de la Mesa de Fraile y del Tendido llaman particularmente la atención para entender la evolución de la cuenca del río Chicamocha.

FIGURA 99 Compilación del mapa morfoestructural realizado en el presente estudio (polígono negro continuo) y el realizado por Villamizar (2014) (polígono negro punteado).

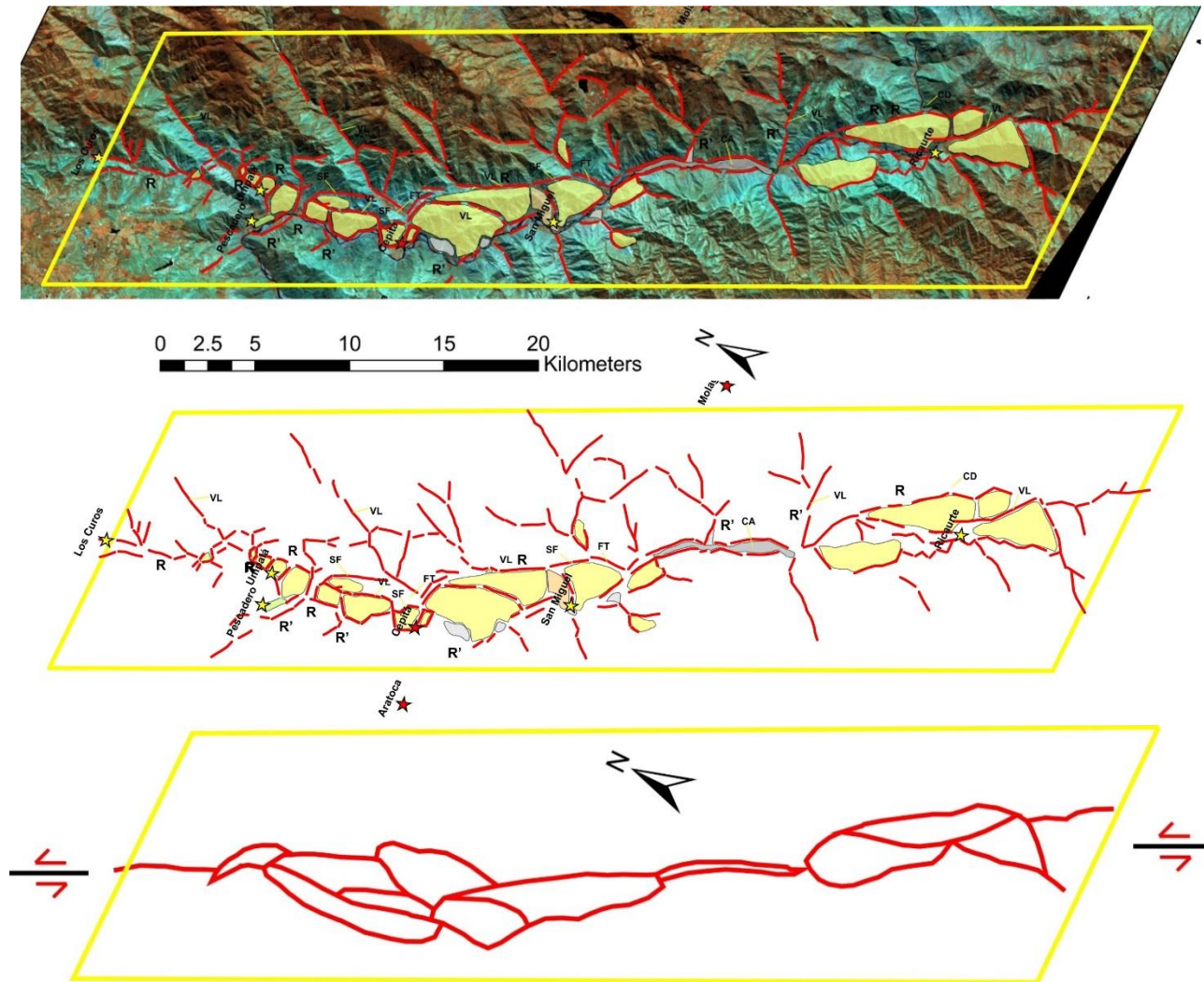


Tal como se observa en el mapa morfotectónico (FIGURA 99) la Falla de Bucaramanga a lo largo del río Chicamocha no se expresa como un único lineamiento con una particular dirección, por el contrario está representada por una gran cantidad de trazos de corta longitud aproximadamente paralelos entre sí, los cuales si se entra en detalle se pueden identificar como trazos de cizalla Riedel, Anti-Riedel y P según ligeras variaciones en su orientación. Muchos modelos se han realizado a lo largo del tiempo para entender el comportamiento de las fallas de rumbo los cuales son conocidos como “experimentos Riedel” (Dooley & Schreurs, 2012), con diferencias principalmente en el tipo de material usado (arcilla o arena), entre los cuales se destacan principalmente los realizados por Tchalenko (1970) y Naylor *et al.* (1986) obteniendo resultados con ligeras diferencias entre sí. Como se muestra en la FIGURA 100 si simplificamos un poco los diversos trazos de la falla, se obtiene un patrón de lentes anastomosados paralelos al rumbo de la estructura principal similar al patrón de falla final reportado por Naylor *et al.* (1986) en los modelos análogos con arena seca el cual es típico de sistemas de fallas bastante evolucionados. Este corredor de falla alcanza hasta los 4 km de ancho en donde se han reportado rocas de fallas del régimen frágil y frágil-dúctil como cataclasitas y milonitas e identificado varias foliaciones tectónicas (Osorio *et al.* 2008; Villamizar, 2014; González & Jiménez, 2015); es similar a la zona de daño del Falla de Bucaramanga al norte entre los municipios de Pailitas y Curumaní el cual es de aproximadamente 5 km de ancho según Cuellar *et al.* (2012). El arreglo de cada uno de estos trazos de falla de corta longitud en profundidad tiene una geometría helicoidal en consecuencia de la naturaleza en *echelon* en superficie, la geometría cóncava hacia arriba y la necesidad de unirse en una única falla de basamento a profundidad (Naylor *et al.*, 1986).

La actividad de la Falla de Bucaramanga se ha intentado determinar de diversas formas: en primer lugar, la ocurrencia de pseudotaquilitas asociadas a cataclasitas al norte de Pailitas por López *et al.* (2008) y en los alrededores de Umpalá por

González & Jiménez (2015) son interpretadas como evidencias de paleosismicidad a lo largo de la falla. Por otro lado, Diederix *et al.* (2009) reporta ocho eventos sísmicos en el Holoceno (entre 8300 y 930 años BP) con intervalos de recurrencia entre 400 y 1300 años (en promedio 1000 años) tomados a partir de un estudio de estratigrafía sísmica de unos sedimentos en una cuenca colgada (*sag pond*) al norte de Bucaramanga. Recientemente, Jiménez *et al.* (2015) a través de la estratigrafía magnética reporta un máximo de 3 mm/año de movimiento en el rumbo (sinestral) de la Falla de Bucaramanga teniendo en cuenta el desplazamiento del río Suratá del ápice del Abanico de Bucaramanga (2,5 km) y la mínima edad de los sedimentos del tope del abanico asignada en el límite Matuyama-Brunhes en 0,8 Ma. A pesar de que actualmente no se han reportado sismos de gran magnitud asociados directamente al trazo de la Falla de Bucaramanga (es importante tener en cuenta la limitación existente en la base de datos de la sismicidad instrumental del Servicio Geológico Colombiano la cual solo tiene reportes de los últimos 23 años es decir, a partir de 1993) las evidencias geomorfológicas y estratigráficas indican actividad en el Cuaternario además, la preservación de estas geoformas asociadas al fallamiento en rumbo las cuales según Sylvester (1988) tienen una corta durabilidad ya que son fácilmente erosionables, indican una actividad reciente de la Falla de Bucaramanga, la cual podría estar en un período de aparente calma ya que como lo reportaba Diederix *et al.* (2008) el promedio de los intervalos de recurrencia es de 1000 años. Tal como lo expresa Osorio *et al.* (2008) si se datan algunos depósitos en el cañón del río Chicamocha se podría saber la edad de levantamiento de algunos sectores específicos los cuales podrían estar relacionados a la actividad reciente de la Falla de Bucaramanga.

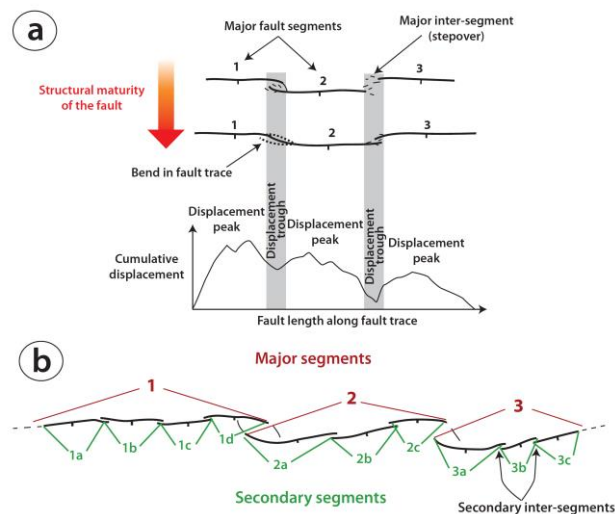
FIGURA 100 Patrón de lentes anastomosados paralelos al rumbo de la Falla de Bucaramanga en el cañón del río Chicamocha similar al obtenido de los modelos análogos de Naylor et al. (1986).



A pesar de que el desplazamiento no fue posible cuantificarlo en el presente trabajo, se obtienen evidencias geomorfológicas que indican que el movimiento ocurre en sentido sinistral; por otro lado, es importante considerar al Sistema de Fallas de Bucaramanga como una estructura segmentada, la cual internamente se encuentra dividida en segmentos secundarios e inter-segmentos (FIGURA 101) cada uno de los cuales puede tener un desplazamiento acumulado diferente a los demás tal como lo discute Manighetti *et al.* (2015).

El tensor de esfuerzos en este sector de la Cordillera Oriental ha sido tenido en cuenta en reiteradas ocasiones ubicando el σ_1 generalmente en sentido NW-SE bastante horizontal. Villamizar (2014) lo ubica en 302/02 en los alrededores de Cepitá; González & Jiménez (2015) en 150/17 en los alrededores de Umpalá; el σ_1 propuesto por Osorio *et al.* (2008) es de 112/07; Taboada *et al.* (2000) menciona cambios en la orientación del esfuerzo principal con dos direcciones dominantes: NW-SE y N80E. A pesar de que en el presente trabajo se midieron muy pocos datos de estrías de falla que puedan ayudar a determinar el eje de mayor compresión (σ_1) los resultados de los datos medidos indican orientaciones similares a las reportadas en la zona, con la particularidad de que este esfuerzo se ubica muy cerca de la horizontal (107/11).

FIGURA 101 Esquema de segmentación interna de las fallas. Tomado de Manighetti *et al.* (2015).

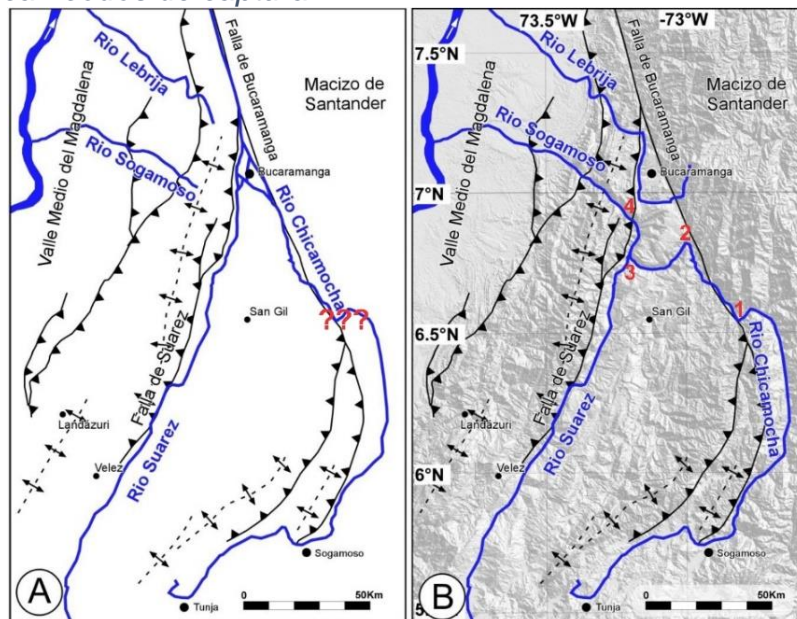


12.2.1 Evolución del río Chicamocha

El río Chicamocha a su paso por el departamento de Santander presenta tres codos de captura de especial relevancia (FIGURA 102): al sur del corregimiento de Ricaurte, en las proximidades de Umpalá (Pescadero) y, en el sector de Las Juntas donde se une con el río Suárez y pasa a llamarse río Sogamoso. Por su parte, el río Sogamoso sigue el rumbo de la Falla del Suárez (N-S) hasta abandonar esta dirección y dirigirse al occidente.

Julivert (1958) argumenta procesos de captura fluvial en tiempos recientes de los ríos Sogamoso y Chicamocha (al norte) debido a que el volumen de los sedimentos del Abanico de Bucaramanga no pudo ser transportado y depositado por una sola fuente (río Suratá). Apoyando esta idea, Tesón *et al.* (2015) propone que tanto el río Sogamoso como el Chicamocha confluían al sur de Bucaramanga y aportan una gran parte de los sedimentos del actual Abanico de Bucaramanga y, el proceso de captura de estos dos ríos ocurrió recientemente (probablemente durante el último millón de años).

FIGURA 102 A Reconstrucción de la red de drenaje de los ríos Suárez y Chicamocha antes de las capturas fluviales. B Red hidrográfica actual. Los números indican codos de captura.



Fuente: Tomado y modificado de Tesón *et al.* (2015).

Sin embargo, hasta el momento no se han hecho interpretaciones acerca del codo de captura del río Chicamocha al sur de Ricaurte, presentando un problema planteado por Julivert (1958) del porque dicho río atraviesa el Macizo de Santander. Dentro del presente estudio, se observan diferentes etapas de evolución del valle del río Chicamocha, ya que justo donde ocurren esos cambios de dirección, el valle parece estar poco evolucionado por lo que presenta un ancho de apenas 150 m, lo cual produce un encañonamiento de las aguas y, en consecuencia un flujo de aguas rápidas. Por otro lado, se observan muchas similitudes entre el valle del río Chicamocha en los alrededores de Capitanejo y, el valle del río entre Ricaurte y Cepitá.

Villaroel *et al.* (2001) propusieron la presencia del Lago de Soatá basados en sedimentos lacustres encontrados en Portugalete y Jútua (Formación Soatá) formado por el represamiento del río Chicamocha en donde su valle se estrecha considerablemente sin llegar a precisar el lugar de represamiento. Apoyando estas ideas, son de especial interés los lomos de presión de la Mesa de Fraile y del Tendido ya que pudieron constituir una barrera tectónica debido a sus similitudes geomorfológicas, litológicas y altitudinales en ambos costados del río (FIGURA 103) y, en consecuencia tener un papel muy importante en el represamiento del río Chicamocha propuesto por Villaroel *et al.* (2001), sin dejar a un lado la Loma del Venado y la loma donde se encuentra la escuela de Lagunitas las cuales también pudieron contribuir con el represamiento del río (FIGURA 104).

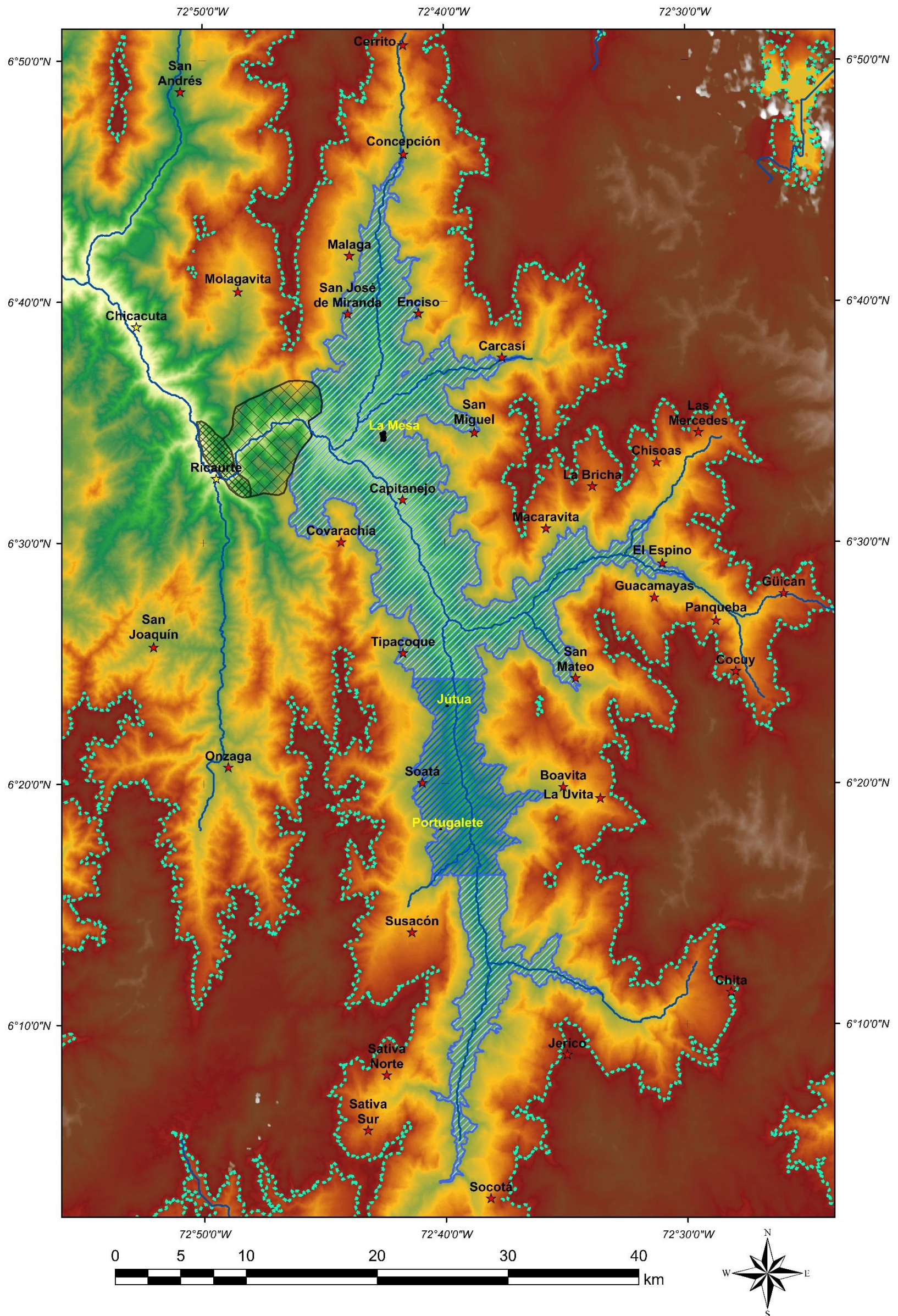
Las dataciones realizadas en la Formación Soatá a partir de Carbono 14 arrojan edades entre los 45.900 ± 1.600 y 39.600 ± 800 años BP (Villaroel *et al.*, 2001) y la desecación del lago se produjo de manera gradual. Es importante continuar estudiando las terrazas y depósitos a lo largo del río Chicamocha en este sector que permitan soportar o refutar la idea del Lago de Soatá y la posible influencia de la Falla de Bucaramanga en la creación de una barrera tectónica, especialmente aquellas terrazas colgadas como la que se encuentra en la Vereda La Mesa de Capitanejo a aproximadamente 800 m sobre el nivel actual del río y, curiosamente

a una altura similar a la que se encuentran los afloramientos de Portugaleta y Jútua. Además, hay que considerar las condiciones ambientales de aquella época (Peniglacial Medio) y tratar de entender la relación que pudo tener con el lago, ya que según Van der hammen *et al.* (1980) el avance glacial estuvo por debajo de los 3.000 m (posiblemente hasta los 2.800m).

FIGURA 103 Similitudes entre los lomos de presión de la Mesa de Fraile y del Tendido ubicados en márgenes opuestas del río Chicamocha al sur de Ricaurte los cuales pudieron represar el río formando posteriormente el Lago de Soatá propuesto por Villaroel et al. (2001). Posteriormente ocurrió la erosión progresiva del lomo hasta que finalmente el río logró socavarlo y seguir el rumbo de la Falla de Bucaramanga hacia el norte. (Tomada desde la estación MG-11).



FIGURA 104 Extensión del lago con una cota altitudinal máxima de 1950 msnm propuesto por Villaroel et al. (2001) de color azul oscuro. El polígono color azul claro corresponde a la extensión total del lago al sur hasta el municipio de Socotá y al norte hasta donde el valle del río Chicamocha se hace más estrecho (polígonos negros rayados). Además, se observan la ubicación de las depósitos de interés que pueden aportar argumentos en la existencia del lago (Portugaleta, Jútua y La Mesa) La línea azul punteada corresponde al nivel alcanzado por el avance glacial (3.000 msnm) en la época en que pudo existir el lago según Van der Hammen et al. (1980) en el área del Cocuy.



12.2.2 Lineamientos SW-NE

Este tipo de lineamientos encontrados en el sector norte del área de estudio son frecuentes dentro del Macizo de Santander y, cada uno de ellos controla la dirección de un río o una quebrada. Muchos de estos lineamientos han sido considerados como fallas las cuales delimitan internamente bloques dentro del macizo, tal como sucede entre los lineamientos del río Umpalá, la quebrada Perchiquez y el río Guaca en donde es posible identificar que la vertiente izquierda aguas abajo presenta drenajes de mayor longitud con respecto a la otra pendiente sugiriendo el basculamiento de dichos bloques en dirección NW. Además, se consideran más jóvenes o al menos contemporáneos a la Falla de Bucaramanga debido a que la desplazan en la mayoría de los casos en sentido lateral derecho (Ward *et al.*, 1973; Royero & Clavijo, 2001) similar al reportado en el presente trabajo al norte de Santa Teresita el cual desplaza a la Falla de Onzaga (FIGURA 76).

Se destacan principalmente de sur a norte los siguientes cauces que son controlados por lineamientos y/o fallas: el río Guaca, quebrada Perchiquez, río Umpalá, río Manco, Quebrada Sevilla, río de Oro, río Lato, río Frío, río Suratá, río Cucutilla entre otros. Es importante tener en cuenta que las mineralizaciones en el Distrito Minero Vetas-California (DMVC) se encuentran asociadas principalmente a lo largo de las quebradas la Baja y Móngora por lineamientos de dirección SW-NE permitiendo el emplazamiento de rocas ígneas miocénicas (Mantilla *et al.*, 2011; Cruz *et al.*, 2014), lo cual deja abierta la pregunta si existe alguna asociación entre las mineralizaciones del DMVC con estos lineamientos que se encuentran dentro del Macizo de Santander.

12.3 SINCLINAL DE ONZAGA

La cartografía realizada en escala detallada en los alrededores del municipio de Onzaga contribuye al conocimiento y delimitación de las unidades allí aflorantes debido a que los trabajos allí realizados anteriormente se han hecho a gran escala (1:100.000) omitiendo algunas estructuras como en el caso del mapa geológico presentado por Moreno *et al.* (2011) en donde se observa el Sinclinal de Onzaga como una estructura sencilla, simétrica y sin la división en bloques que en este trabajo se observó además de la ausencia de las fallas de Chaguacá, Onzaga, entre otras; o representando fallas geológicas sin aparente movimiento como la Falla de Chaguacá en la plancha 152-Soatá (Vargas *et al.*, 1987). Por otro lado, la mayoría de los cortes geológicos que se han realizado incluyendo esta estructura son regionales y no contribuyen con el entendimiento de la misma (Toro, 1990; Vargas *et al.*, 1987; Moreno *et al.*, 2011) y, Del Real (2013) resalta la importancia que tiene el Sinclinal de Onzaga para entender la terminación al sur de la Falla de Bucaramanga sin embargo, los cortes no muestran correctamente las estructuras. A pesar de que el mapa geológico (Vargas *et al.*, 1987 – digitalizado) muestra datos de estratificación invertidos se encuentra una incoherencia en la dirección de buzamiento de los mismos con la versión original (Vargas *et al.*, 1987), la cartografía realizada en este proyecto no encontró las suficientes estructuras sedimentarias que permitieran identificar la polaridad invertida de las capas.

En el Sinclinal de Onzaga se identificaron por lo menos tres fases deformativas asociados al sistema de fallamiento inverso que delimita el sinclinal, el sistema de rumbo sinistral (Falla de Chaguacá) y, el cabalgamiento de bloques con levantamiento dirigido NW-SE.

La primera de ellas está asociada a la inversión de las fallas que delimitan actualmente las rocas sedimentarias tanto al occidente (Falla de Boyacá, Cortaderas o Santa Fe) como al oriente (Falla de las Escaleras y Maracuta), estas fallas inicialmente delimitaban una parte alta de la cuenca como se ilustra en el modelo de Kammer & Sánchez (2006) en los bordes del paleomacizo Santander-

Floresta en donde no ocurrió la depositación de la Formación Girón del Jurásico. La reactivación e inversión de estas fallas están relacionadas con el levantamiento y exhumación incipiente de algunos sectores de la Cordillera Oriental durante el Oligoceno y la posterior Orogenia Andina (12 Ma al presente) que constituyó el levantamiento generalizado de la cordillera por la acreción del bloques en el borde occidental continental entre ellos el Bloque Panamá-Chocó (Colleta *et al.*, 1990; Duque-Caro, 1990; Taboada *et al.*, 2000; Branquet *et al.*, 2002; Horton *et al.*, 2010; Mora *et al.*, 2013; Van der Lelij *et al.*, 2016).

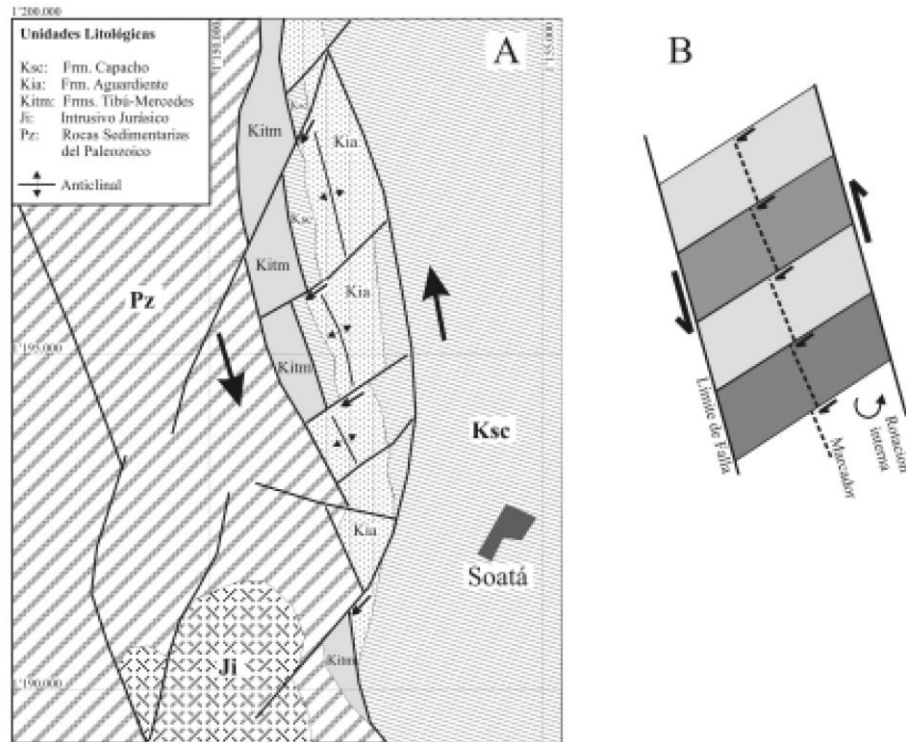
La segunda fase deformativa corresponde al rompimiento de la estructura por la Falla de Chaguacá en sentido sinistral donde las formaciones incompetentes absorbieron la deformación (Fm. Capacho y La Luna) provocando la reorientación de los planos de estratificación perpendicular a esta falla, fallamiento interno y pliegues parásitos. El desplazamiento que produce la Falla de Chaguacá al Sinclinal de Onzaga es de aproximadamente 300 m, el cual es mucho menor al reportado por Del Real (2013) en dos sectores al sur (aproximadamente 2.800 m) teniendo en cuenta unos cuerpos ígneos y la inversión del drenaje, diferencia bastante notable que podría responder a un segmento diferente de la Falla de Chaguacá con mayor desplazamiento.

Finalmente, ocurre un rompimiento transversal del sinclinal acompañado con el levantamiento en bloques en sentido noroccidente-suroriente por medio de las fallas de las Quebradas el Potrero y Tumbita (NE-SW). El resultado actual del Sinclinal de Onzaga es en parte similar a una estructura en las rocas sedimentarias al occidente de Soatá (FIGURA 105) en donde debido a la cizalla simple originada por la interacción de la Falla de Bucaramanga se forman lentes a menor escala los cuales pueden tener rotación interna (Velandia, 2005).

Estas dos últimas fases se ilustran en el bloque diagrama de la FIGURA 96 sin embargo, la temporalidad de las mismas no fue posible determinarla en este proyecto, se sugiere este orden pero no se puede descartar que pudo ocurrir

primero el levantamiento en bloques NW-SE e incluso que estas dos fases pudieron ocurrir simultáneamente.

FIGURA 105 Rotación interna de bloques por cizalla simple al occidente de Soatá, estructura similar al Sinclinal de Onzaga.



Fuente: Tomado de Velandia (2005).

13 CONCLUSIONES

Se propone una nueva nomenclatura para las estructuras relacionadas con la terminación al sur de la Falla de Bucaramanga, debido principalmente a diferencias geomorfológicas entre sí. De esta forma, se sugiere nombrar como Falla de Bucaramanga la estructura que se extiende desde el norte (Cepitá) hasta el corregimiento de Ricaurte a lo largo del río Chicamocha; Falla de los Micos la estructura que controla la quebrada del mismo nombre; Falla de Onzaga a la estructura que controla el río del cual toma su nombre; y, Falla de Boyacá a la estructura que controla el rumbo del río Susa al sur del municipio de Onzaga.

La Falla de Bucaramanga tiene una expresión geomorfológica bastante clara a lo largo del Cañón del río Chicamocha formada por un conjunto de lomos de presión, lomos de obturación, cuencas alargadas, ganchos de fallas, facetas triangulares, drenajes controlados entre otros, los cuales permiten identificar una zona de daño o corredor de aproximadamente 4 km de ancho en donde no es posible identificarla como un único trazo, por el contrario desarrolla una serie de trazos aproximadamente paralelos entre sí formando un patrón anastomosado-lenticular similar al patrón resultante de los modelos análogos con cajas de arena para fallas de rumbo realizados anteriormente por otros autores. Estas evidencias geomorfológicas indican actividad reciente de la Falla de Bucaramanga debido a que se caracterizan por ser fácilmente erosionables y por tanto su corta durabilidad, sin embargo la falla podría estar en un período de aparente calma teniendo en cuenta que se ha reportado un intervalo de recurrencia promedio de 1000 años.

A lo largo del río Chicamocha presenta dos sectores con comportamiento transpresivo: al norte, desde Umpalá hasta San Miguel según lo reporta Villamizar, (2014) y al sur en los alrededores de Ricaurte, los cuales se caracterizan principalmente por la presencia de lomos de presión orientados paralelos al rumbo de la falla. Separando estos dos sectores en los alrededores de Chicacuta,

presenta un comportamiento transtensivo el cual forma una cuenta alargada debido a un ligero salto hacia la izquierda del rumbo de la falla.

La Falla de Bucaramanga y sus geoformas asociadas podrían estar relacionadas con un represamiento del río Chicamocha justo donde este cambia de rumbo al sur de Ricaurte, lo cual pudo formar el Lago de Soatá propuesto por Villaroel *et al.* (1999). Sin embargo, es necesario continuar investigando para aportar suficientes argumentos a la existencia de este lago.

Finalmente, se identifican por lo menos tres fases deformativas que han afectado las rocas sedimentarias en los alrededores de Onzaga: la inversión de las fallas que delimitan en sinclinal al oriente y occidente, el fallamiento en sentido sinistral de la Falla de Chaguacá y, el cabalgamiento de bloques con levantamiento dirigido NW-SE el cual produce que las unidades sedimentarias más antiguas se encuentren en la parte topográficamente más alta.

14 RECOMENDACIONES

La Falla de Bucaramanga es una estructura poco estudiada en Colombia a pesar de su importancia topográfica y geomorfológica, por tanto es necesario profundizar su entendimiento desde diversos campos como la microtectónica, paleosismología y geomorfología. Además, es importante tener en cuenta realizar estudios en los depósitos cuaternarios a lo largo del cañón del río Chicamocha que podrían estar relacionados con la actividad reciente de la falla.

Se sugiere continuar estudiando el área de influencia del paleolago de Soatá a través de los depósitos cuaternarios (especialmente terrazas colgadas) con el fin de confirmar o no su existencia y su posible relación con la actividad de la Falla de Bucaramanga al crear una barrera tectónica para el represamiento efímero del río Chicamocha.

Las rocas sedimentarias aflorantes en los alrededores del municipio de Onzaga presentan un especial interés para entender las diferencias estratigráficas entre las rocas de la cuenca del Valle Medio del Magdalena y la Cuenca del Cocuy, por tanto se sugiere realizar diferentes estudios allí que permitan entender la relación entre estas dos cuencas (depocentros).

BIBLIOGRAFÍA

- AGUILERA, D. 2011. Estudio mineralógico, petrográfico y geoquímico de las rocas riolíticas aflorantes en el municipio de Onzaga, Santander. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 124 p.
- ALBERDING, H. 1957. Applications of principles of wrench-fault tectonics of Moody and Hill to northern South-American. Bulletin of the Geological Society of America, 68.
- ÁREA DE INGENIERIA GEOAMBIENTAL. 1999. Informe técnico sobre agrietamientos y deslizamientos en el sector Gaviotas, Sitio Capilla del Carmen, municipio de Onzaga, departamento de Santander. Unidad operativa de Bucaramanga. 10 p.
- BARRERO, D., PARDO, A., VARGAS, C. & MARTÍNEZ, J. 2007. Colombian sedimentary basins: Nomenclature, boundaries and Petroleum geology: a new proposal. Agencia Nacional de Hidrocarburos. 91 p.
- BATES, R. & JACKSON, J. 1987. Glossary of geology. Third edition. Alexandria, Virginia, American Geological Institute, 788 p.
- BOINET, T., BOURGOIS, J. & MENDOZA, H. 1985. Tectónica de sobrecorrimiento y sus implicaciones estructurales en el área Pamplona, Cordillera Oriental de Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, 15 (29): 81-97.
- BOINET, T., BOURGOIS, J., MENDOZA, H. & VARGAS, R. 1989. La Falla de Bucaramanga (Colombia): su función durante la Orogenia Andina. Geología Norandina, N° 11: 3-10.
- BLOOM, A. 2004. Geomorphology: A systematic analysis of Late Cenozoic Landforms. Third edition. Waveland Press, Inc. Unites States of America, 484 p.
- BÖGLI, A. 1980. Karst hydrology and physical speleology. Springer-Verlag. Berlín, 284 p.

- BOTERO, R. 1950. Reconocimiento geológico del área comprendida entre los municipios de Bélen, Cerinza, Corrales, Floresta Nobsa y Santa Rosa de Viterbo, Boyacá. Compilación de estudios geológicos oficiales en Colombia. Servicio Geológico Nacional (Colombia). Tomo VIII: 245-311.
- BRANQUET, Y., CHEILLETZ, A., COBBOLD, P., BABY, P., LAUMONIER, B. & GIULANI, G. 2002. Andean deformation and rift inversion, eastern edge of Cordillera Oriental (Guateque – Medina area), Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, 15: 391-407.
- BURBANK, D. & ANDERSON, R. 2001. *Tectonic geomorphology*. First edition. Blackwell publishing. 274 p.
- CAMPBELL, C. 1968. The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Forth Caribbean Geological Conference.
- CACERES, H., CAMACHO, R. & REYES, J. 1980. The geology of the Ranchería Basin. *Sociedad Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petróleo, Geological Field-Trips Colombia (1980-1989)*. 1-31.
- CARILLO, E. & BERNAL, L. 1992. Identificación de amenazas en la cuenca del río Perchiquez, Cepitá, Santander, Colombian. *Primeras jornadas sísmicas del nordeste colombiano*. Bucaramanga, Memoria: 20.
- CASTELLANOS, O. 2001. Chemical composition of the rock-forming minerals in the Silgará Formation and P-T conditions in the Mutiscua área, Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombia. Master thesis, Shimane University, Matsue (Japan): 146 p.
- CASTELLANOS, O., RÍOS, C. & TAKASU, A. 2004. Chemically sector-zoned garnets in the metapelitic rocks of the Silgará Formation in the Central Santander Massif, Colombian Andes: Occurrence and growth history. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*, 26, N° 42: 9-18.
- CASTRO, E. 1996. Deslizamiento de la Orquita, Vereda Tinativa, Municipio de Onzaga, Santander. Subdirección de ingeniería ambiental, Unidad operativa de Bucaramanga. 6 p.

- CASTRO, E. & BERNAL, L. 1992. Localización preliminar de amenazas en los departamentos de Santander y Norte de Santander, Colombia. Primeras jornadas sísmicas del nordeste colombiano, Bucaramanga. Memoria: 9-48.
- CEDIEL, F. 1969. Geología del Macizo de Floresta. Primer congreso colombiano de geología, Bogotá. Memorias: 17-29.
- CEDIEL, F., SHAW, R. & CACERES, C. 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block. The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics. AAPG Memoir, 79: 815-848.
- CLOOS, H., 1928. Experimente zur inneren Tektonik. Centralblatt für Mineralogie, 12: 609-621.
- COLLETA, B., ROURE, F., DE TONI, B., LOUREIRO, D. PASSALACQUA, H & GOU, Y. 1997. Tectonic inheritance, crustal architecture, and contrasting structural styles in the Venezuela Andes. Tectonics, 16, N°5: 777-794.
- COOPER, M., ADDISON, F., ALVAREZ, R., CORAL, M., GRAHAM, R., HAYWARD, A., HOWE, S., MARTINEZ, J., NAAR, J., PEÑAS, R., PULHAM, A. & TABORDA, A. 1995. Basin development and tectonic history of the Llanos Basin, Eastern Cordillera and Middle Magdalena Valley, Colombia. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 79, N° 10: 1421-1443.
- CORDANI, U., CARDONA, A., JIMÉNEZ, D., LIU, D. & NUTMAN, A. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in Colombian Andes: tectonics history of remnants of a fragmented Grenville belt. Terrace processes at margins of Gondwana. Geological Society, London, Special publications, 246: 329-346.
- CRUZ, N., CARILLO, J. & MANTILLA, L. 2014. Consideraciones petrogenéticas y geocronología de las rocas ígneas porfíricas aflorantes en la Quebrada Ventanas (municipio de Arboledas, Norte de Santander, Colombia): Implicaciones metalogenéticas. Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología, 36, N°1: 103-118.

- CUELLAR, M., LÓPEZ, J., OSORIO, J. & CARRILLO, E. 2012. Análisis estructural del segmento Bucaramanga de Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar – Colombia. Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología, 34, N° 2: 73-101.
- CVIJIC, J. 1893. Das Karstphänomen. Geogr. Abhand, 5: 215-319.
- DAVIS, G., REYNOLDS, S. & KLUTH, C. 2011. Structural geology of rocks and regions. Third edition. Wiley John & Sons. United States of America, 636 p.
- DE PEDRAZA, J., CARRASCO, R., DÍEZ, A., MARTÍN, J., MARTÍN, A. & SANZ, M. 1996. Geomorfología: Principios, métodos y aplicaciones. Editorial Rueda. Madrid, 414 p.
- DENGGO, C. & COVEY, M. 1993. Structure of the Eastern Cordillera of Colombia: Implications for trap styles and regional tectonics. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 77, N°8: 1315-1337.
- DEL REAL, C. 2013. Cartografía y neotectónica de la Falla de Chaguacá, prolongación al sur de la Falla de Bucaramanga. Universidad Industrial de Santander. Tesis de pregrado. 171 p.
- DEL REAL, C. & VELANDIA, F. 2013. Cartografía geomorfológica y evidencias de actividad reciente de la Falla de Chaguacá, prolongación sur de la Falla de Bucaramanga en el Macizo de Floresta. XIV Congreso colombiano de geología, Bogotá. Memoria: 365-366.
- DIEDERIX, H., HERNANDEZ, C., TORRES, E., BOTERO, P. 2009. Resultados preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la Falla de Bucaramanga. XII Congreso colombiano de geología.
- DIEDERIX, H. HERNANDEZ, C., TORRES, E., OSORIO, J. & BOTERO, P. 2009. Resultados preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la Falla de Bucaramanga. XII Congreso colombiano de geología, Paipa, Boyacá. 18 p.

- DIEDERIX, H., TORRES, E., HERNÁNDEZ, C. & BOTERO, P. 2008. Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosismológicas de los principales sistemas de fallas de la región de Bucaramanga. Proyecto GEO08-09, Subdirección de geología básica. INGEOMINAS, 84 p.
- DOOLEY, T. & SCHRURS, G. 2012. Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. *Tectonophysics*, 574-575: 1-71.
- DÖRR, W., GRÖSSER, J., RODRÍGUEZ, G. & KRAMN. U. 1995. Zircon U-Pb age of the Paramo Rico tonalite-granodiorite, Santander Massif, (Cordillera Oriental, Colombia) and its geotectonics significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 8, N° 2: 187-194.
- DUQUE-CARO, H. 1980. Geotectónica y evolución de la región noroccidental de Colombia. *Boletín geológico*, V. 23, N° 3.
- DUQUE-CARO, H. 1990. The Chocó Block in the northwestern corner of South America: Structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications. *Journal of South America Earth Sciences*, 3: 71-84.
- ETAYO, F., BARRERO, D., LOZANO, H., ESPINOSA, A., GONZALES, H., ORREGO, A., BALLESTEROS, I., FORERO, H., REMIREZ, C., ZAMBRANO, F. DUQUE, H., VARGAS ,R., NUÑEZ, A., ALVAREZ, A., ROPAIN, C., CARDOZO, E., GALVIS, N. & SARMIENTO, L. Mapa de terrenos geológicos de Colombia. *Publicaciones Geológicas Especiales*, INGEOMINAS, N° 14-I, 235 p.
- FABRE, A. 1981. Geología regional de la Sierra Nevada del Cocuy, Plancha 137-El Cocuy, Departamento de Boyacá e Interdencia de Arauca. INGEOMINAS, Informe 1877, 246 p.
- FABRE, A. 1985. Dinámica de la sedimentación cretácica en la región de la Sierra Nevada del Cocuy (Cordillera Oriental). Proyecto Cretácico. *Publicaciones geológicas especiales*. INGEOMINAS, 16: 1-20.

- FERNÁNDEZ, O., HERRERO, N., LARIO, J. ORTÍZ, I., PEIRO, R & ROSSI, C. 1995. Introducción a la geomorfología kárstica. Federación española de espeleología.
- FOOPEN, H. 2010. Structural geology. Cambridge University. New York. 463 p.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. 1989. Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman Ltd. London, 601 p.
- GALVIS, M., VELANDIA, F. & VILLAMIZAR, N. 2014. Cartografía morfoestructural de la Falla de Bucaramanga: Geometría lenticular a lo largo del valle del río Chicamocha en Santander – Colombia. Memorias, XVII Congreso Peruano de Geología.
- GARCÍA, C., RÍOS, C. & CASTELLANOS, O. 2005. Medium-pressure metamorphism in the Central Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología, 27, N° 2: 43-68.
- GARCÍA, R. 1980. Correlación estratigráfica y síntesis paleoambiental del Cretácico de los Andes Venezolanos (inédito). 67 p.
- GOLDSMITH, R., MARVIN, R. & MEHNERT, H. 1971. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. Geological Survey Research. USGS, 750-D: D44-D49.
- GOMEZ, J., NIVIA, A., JIMÉNEZ, D., MONTES, N., SEPÚLVEDA, J., OSORIO, J., TEJADA, M., MORA, M., GAONA, T., DIEDERIX, H. & URIBE, H. 2006. Mapa geológico de Colombia. Escala 2.800.000 Primera edición. INGEOMINAS.
- GONZÁLEZ, J. & JIMÉNEZ, G. 2015. Análisis estructural y características microtectónicas de un segmento de la Falla Bucaramanga en los alrededores del corregimiento de Umpalá, Santander. Universidad Industrial de Santander, Tesis de pregrado. 184 p.

- GUTIÉRREZ, M. 2008. Geomorfología. Pearson educación, S. A. Madrid, 898 p.
- HEDBERG, H. 1931. Cretaceous limestone as a petroleum source rock in north western Venezuela. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 15: 229-246.
- HORTON, B., SAYLOR, J. NIE, J. MORA, A., PARRA, M., REYES, A. & STOCKLI, D. 2010. Linking sedimentation in the northern Andes to basement configuration, Mesozoic extension and Cenozoic shortening: evidence from detrital zircon U-Pb ages, Eastern Cordillera, Colombia: Geological Society of America Bulletin, 122, N°9-10: 1423-1442.
- HUBACH, E. 1957. Contribución a las unidades estratigráficas de Colombia. Servicio Geológico Nacional (Colombia). Informe 1212, 166 p.
- IDARRAGA, J. & ROMERO, J. 2010. Neotectonics study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. Journal of South American Earth Science, V. 29: 849-860.
- INGEOMINAS. 2012. Estándares de cartografía geológica digital para planchas a escala 1:100.000 y mapas departamentales. Versión 2. Gestión de información geocientífica SINGEO. 120 p.
- IRVING, E. 1971. La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico, INGEOMINAS, 19, N° 2: 1-90.
- JIMÉNEZ, G., SPERANZA, F., FACCENA, C., BAYONA, G. & MORA, A. 2015. Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, V. 57: 12-22.
- JULIVERT, M. 1958. La morfoestructuras de la zona de las mesas al SW de Bucaramanga (Colombia SA). Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología, 1: 7-44.

- JULIVERT, M. 1968. Lexique stratigraphique international, Amerique Latine, Colombie (premiere partie): Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire. 5, 4a, 651 p.
- KAMMER, A. & SÁNCHEZ, J. 2006. Early Jurassic rift structures associated with the Soapaga and Boyacá faults of the Eastern Cordillera, Colombia: sedimentological inferences and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 412-422.
- KELLER, E. & PINTER, N. 1999. Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape. First edition. Prentice Hall. New Jersey, 338 p.
- LÓPEZ, J., CUÉLLAR, M., OSORIO, J., BERNAL, L. & CORTÉS, E. 2008. Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, Departamento del Cesar, Colombia. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de geología*, 30, N°2: 79-92.
- MANIGHETTI, I., CAULET, C. DE BARROS, L., PERRIN, C., CAPPÀ, F. & GAUDEMER, Y. 2015. Generic along-strike segmentation of Afar normal faults, East Africa: Implications on fault growth and stress heterogeneity on seismogenic fault planes. *Geochemistry, geophysics, geosystems, AGU publications*, 16: 443-467. [doi:10.1002/2014GC005691](https://doi.org/10.1002/2014GC005691).
- MANTILLA, L., GARCÍA, C. & VALENCIA, V. 2016. Propuesta de escisión de la denominada “Formación Silgará” (Macizo de Santander, Colombia) a partir de edades U-Pb en circones detríticos. *Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología*, 38, N° 1: 33-50.
- MANTILLA, L., MENDOZA, H., BISSIG, T. & CRAIG, H. 2011. Nuevas evidencias sobre el magmatismo mioceno en el Distrito Minero de Vetas – California (Macizo de Santander, Cordillera Oriental, Colombia). *Universidad Industrial de Santander. Boletín de geología*, 33, N°1: 41-56.
- MANTILLA, L. VALENCIA, V., BARRA, F., PINTO, J. & COLEGIAL J. 2009. Geocronología U-Pb de los cuerpos porfiríticos del distrito aurífero de Vetas –

California (Departamento de Santander, Colombia). Boletín de geología, 31, N°1: 31-43.

- MARRETT, R. & PEACOCK, D. 1999. Strain and stress. *Journal of Structural Geology*, 21: 1057-1063.
- MILLER, J. 1960. Tectonics trends in Sierra de Perija and adjacent parts of Venezuela and Colombia. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 46: 1565-1595.
- MONTES, C., GUZMAN, G., BAYONA, G., CARBONA, A., VALENCIA, V. & JARAMILLO, C. Clockwise rotation of the Santa Marta massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar-Ranchería basins. *Journal of South American Earth Sciences*, 29, N°4: 832-848.
- MORA, A. & GARCIA, A. 2006. Cenozoic tectono-stratigraphic relationship between the Cesar sub-Basin and the southeastern Lower Magdalena Valley Basin of Northern Colombia. AAPG Annual convention, Houston, Texas.
- MORA, A., REYES, A., RODRIGUEZ, G., TESÓN, E. RAMIREZ, J., PARRA, M., CABALLERO, V., MORA, J., QUINTERO, I., VALENCIA, V., IBAÑEZ, M., HORTON, B. & STOCKLI, D. Inversion tectonics under increasing rates of shortening and sedimentation: Cenozoic example from the Eastern Cordillera of Colombia. *Geological society, Especial publications*.
- MORENO, G., DÍAZ, J. & QUINTERO, F. 2011. Exploración de minerales energéticos a partir de mediciones gamaespectrométricas para potasio, uranio y torio en el sector central del Macizo de Santander, Colombia. INGEOMINAS.
- MORENO-SÁNCHEZ, M., TORO-TORO, L., GÓMEZ-CRUZ, A. & RUIZ, E. 2016. Formación Nongotova, una nueva unidad litoestratigráfica en la Cordillera Oriental de Colombia. *ManUniversidad Industrial de Santander. Boletín de geología*, 38, N°2: 55-62.
- NAYLOR, M., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C. 1986. Fault geometries in basement-induced wrench faulting under different initial stress states. *Journal of Structural Geology*, 8: 737-752.

- NOTESTEIN, F., HUBMAN, C. & BOWLER, J. 1944. Geology of the Barco Concession. República de Colombia, South America. Geological Society of America Bulletin, 55: 1165-1216.
- OSORIO, J., HERNANDEZ, C., TORRES, E. & BOTERO, P. 2008. Modelo geodinámico del Macizo de Santander. INGEOMINAS. 150 p.
- PARIS, G., MACHETTE, M., DART, R. & HALLER, K. Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions. International Lithosphere Program Group II-2: Major active faults of the world. USGS. 61 p.
- RAASVELT, H. 1956. Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia. Revista del petróleo, 6.
- RICHARDS, H. 1968. Cretaceous section in Barco área of Northeastern Colombia. The American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, N°12: 2324-2326.
- RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralblatt Mineralogie, Abteilung B. 354-368.
- RÍOS, C. 2005. Cations substitutions governing the chemistry of amphibole in the Silgará Formation metabasites at the southwestern Santander Massif. Universidad Industrial de Santander, Boletín de Geología, 27, N°2: 13-30.
- RITTER, D., KOCHER, C. & MILLER, J. 2011. Process geomorphology. Fifth edition. Waveland press, Inc. United States of America, 652 p.
- ROEDER, D. & CHAMBERLAIN, R. 1995. Eastern Cordillera of Colombia: Jurassic-Neogene Crustal Evolution. Petroleum basins of South America: AAPG Memoir 62: 633-645.
- ROYERO, J. & VARGAS, R. 1999. Geología del departamento de Santander. Escala 1:300.000. INGEOMINAS.
- ROYERO, J. & CLAVIJO, J. 2001. Mapa geológico generalizado del departamento de Santander, Memoria explicativa. INGEOMINAS. 91p.
- SARMIENTO-ROJAS, L. 2002. Condiciones geológicas favorables de las sedimentitas cretácicas de la Cordillera Oriental de Colombia para la

existencia de depósitos exhalativos submarinos de plomo y zinc. Universidad Industrial de Santander, Boletín de geología, 24, N° 39: 49-72.

- SARMIENTO-ROJAS, L., VAN DE WESS, J. & CLOETINGH, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South America Earth Sciences*, 21: 383-411.
- SIEVERS, W. 1888. Die Cordillere von Merida, nebst Bemerkungen über das Karbische Gebirge: *Geogr. Abhandl*, 3, N°1, 238 p.
- SUTTON, F. 1946. Geology of the Maracaibo Basins, Venezuela. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 30: 1621-1741.
- SYLVESTER, A. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v.100: 1666-1703.
- SWEETING, M. 1972. Karst landforms. Macmillan. London, 362 p.
- TABOADA, A., RIVERA, L., FUERZALINDA, A., CISTERNAS, A., PHILIP, H., BIJWAARD, H., OLAYA, J. & RIVERA, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and Intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, V. 19, 5: 787-813.
- TCHALENKO, J. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of America Bulletin*, v.81: 1625-1640.
- TESÓN, E., GARCÍA, Y., AÑEZ, M., STRUTH, L., CABALLERO, V., BABAULT, J. & TEIXELL, A. 2015. Capturas fluviales recientes de los ríos Chicamocha y Suárez: el origen de la terraza de Bucaramanga y causas de la reorganización de la red de drenaje. XV congreso colombiano de geología, Bucaramanga. *Memorias*: 127-130.
- TSCHANZ, C., MARVIN, R., CRUZ, J., MENHERT, H. & CEBULA, G. 1974. Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, northeastern Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, v. 85.
- THORNBURY, W. 1960. Principios de geomorfología. Editorial Kapelusz. Buenos Aires, 626 p.

- TORO, J. 1990. The termination of the Bucaramanga Fault in the Cordillera Oriental, Colombia. Master of science Thesis, University of Arizona. 60p.
- UJUETA, G. 2003 La falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. *Geología colombiana*, N° 28: 133-153.
- URUEÑA, C., ZULUAGA, C. 2011. Petrografía del Neis de Bucaramanga en cercanías a Cepitá, Berlín y Vetas, Santander. Universidad Nacional de Colombia, *Geología Colombiana*, 36, N° 1: 37-55.
- VAN DER HAMMEN, T., BARELDS, J., DE JONG, H. & DE VEER. 1980. Glacial sequence and environmental history in the Sierra Nevada del Cocuy (Colombia). *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 32: 247-340.
- VAN DER LELIJ, R., SPIKINGS, R. & MORA, A. 2016. Thermochronology and tectonics of the Merida Andes and the Santander Massif, NW South America. *Lithos*, 248-251: 220-239.
- VAN DER PLUIJM, B. & MARSHAK, S. 2004. Earth structure: An introduction to structural geology and tectonics. Second edition. Norton & Company. Unites States of America, 656 p.
- VARGAS, R., ARIAS, A., JARAMILLO, L. & TELLEZ, N. 1976. Plancha 136 – Málaga. Escala 1:100.000. Versión digital 2009. INGEOMINAS.
- VARGAS, R., ARIAS, A., JARAMILLO, L. & TELLEZ, N. 1981. Geología del cuadrángulo I-13 Málaga, Geología de la plancha 152 Soatá. Escala 1:100.000. Memoria explicativa. INGEOMINAS. 76 p.
- VARGAS, R., ARIAS, A., JARAMILLO, L. & TELLEZ, N. 1987. Plancha 152 – Soatá. Escala 1:100.000. Versión digital 2009. INGEOMINAS.
- VELANDIA, F. 2005. Interpretación de transcurrencia de las fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes. Universidad Industrial de Santander, *Boletín de Geología*, 27, N° 44: 81-94.

- VILLAMIL, T. 1999. Campanian-Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and basin development of Colombia and Western Venezuela. *Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology*, 153: 239-275.
- VILLAMIZAR, N. 2014. Análisis microtectónico y morfoestructural de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Cepitá, Santander. Tesis de pregrado. Universidad Industrial de Santander. 143 p.
- VILLARROEL, C., CONCHA, A. & MACÍAS, C. 2001. El lago Pleistoceno de Soatá (Boyacá, Colombia): Consideraciones estratigráficas, paleontológicas y paleoecológicas. Universidad Nacional de Colombia. *Geología colombiana*, 26: 79-93.
- WARD, D., GOLDSMITH, R., CRUZ, J., MENHERT, H. & CEBULA, G. 1973. Geología de los Cuadrángulos H-12: Bucaramanga y H-13: Pamplona. Departamento de Santander. *Boletín geológico*, V. XXI, N° 1-3.
- WESSON, R., HELLEY, E., LAJOIE, K. & WENTWORTH, C. 1975. Faults and future earthquakes. Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay Region. U. S. Geological Survey, Professional Paper 941A: 5-30.
- WILCOX, R., HARDING, T. & SEELY, D. 1973. Basic wrench tectonics. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 57: 74-96.
- YOUNG, G., BELLIZZIA, A., RENZ, H., JOHNSON, F., ROBIE, R. & MASVALL, J. 1956. Geología de las cuencas sedimentarias de Venezuela y de sus campos petrolíferos. *Boletín de geología, publicación especial N° 2*.

ANEXO A
Mapa de estaciones Plancha 136 Málaga. Escala 1:100.000

ANEXO B
Mapa de estaciones Plancha 152 Soatá. Escala 1:100.000

ANEXO C
Mapa de estaciones Onzaga. Escala 1:25.000

ANEXO D
Mapa de estaciones Onzaga Norte. Escala 1:10.000

ANEXO E
Mapa de estaciones Onzaga Sur. Escala 1:10.000

ANEXO F
Mapa geológico Plancha 136 Málaga. Escala 1:100.000

ANEXO G
Mapa geológico Plancha 152 Soatá. Escala 1:100.000

ANEXO H
Mapa geológico Onzaga. Escala 1:25.000

ANEXO I
Mapa geológico Onzaga Norte. Escala 1:10.000

ANEXO J
Mapa geológico Onzaga Sur. Escala 1:10.000

ANEXO K
Corte geológico A – A'

ANEXO L
Corte geológico B – B'