

**Cartografía y Análisis Estructural de las Tectonitas Asociadas a la Falla El Carmen, en
el Segmento El Arado –La Sabana, municipio de Rio de Oro, Cesar.**

Danilo Alfonso González Pacheco

Trabajo de Grado para Optar el Título de Geólogo

Modalidad: Trabajo de Investigación

Director:

Julián Andrés López Isaza

Geólogo MSc.

Codirector:

Carlos Augusto Zuluaga Castrillón

Geólogo Ph.D



Universidad Industrial De Santander

Facultad de Ingenierías Físicoquímicas

Escuela de Geología

Bucaramanga

2018

DEDICATORIA

A mi hija Gabrielita, motor indispensable para alcanzar todos los objetivos trazados en la vida.

A mis padres Fabio y Claudia quienes pueden hacer realidad el sueño de ver a sus hijos cumpliendo sus metas.

A mis hermanos Felipe, Juan y Alejo como inspiración para su preparación académica y profesional.

En memoria de Camilo Ríos y Diana Vásquez.

AGRADECIMIENTOS

A Dios fuente de sabiduría y conocimiento.

A mis padres por la paciencia, respaldo y trabajo incansable.

A Gloria por ser una segunda madre durante toda la estadía en Bucaramanga, en el tiempo que desarrollé mis estudios.

A mi maestro Julián López quien durante toda la carrera me guió y me instruyó para ser un buen profesional y una buena persona.

A mis profesores de toda la carrera en especial a Hernando Mendoza y Giovanni Jiménez por sus enseñanzas y discusiones académicas dentro y fuera de las aulas.

A quienes estuvieron presentes durante el desarrollo del trabajo de campo, en especial a mi padre quien fuera mi compañero de trabajo de grado.

A la familia Navarro Mejía de la vereda El Salobre por la hospitalidad, acompañamiento y ayuda durante la fase de campo.

A los profesores Carlos Zuluaga y Sergio Amaya por su colaboración y discusiones de los resultados de este trabajo.

Al Grupo de investigación en geología básica y aplicada (GIGBA) en cabeza del profesor Carlos Ríos por facilitar los laboratorios en el Parque Tecnológico Guatiguará.

A mis amigos y colegas, Felipe Díaz, Javier Hernández y en especial a Diego Ardila, por ser un respaldo y de especial ayuda en el desarrollo de este trabajo.

A Lucho Garrido por su colaboración y asistencia en la fase de preparación de muestras.

A Felet Mora, por su colaboración en la digitalización de mapas.

A Yuleima Sánchez, por su colaboración en la digitalización y edición del informe final.

Contenido

Introducción.....	20
1. Planteamiento y Justificación del problema	21
2. Objetivos.....	23
2.1 Objetivo General	23
2.2 Objetivos específicos:.....	23
3. Localización geográfica.....	24
4. Antecedentes	25
5. Marco teórico	37
6. Marco geotectónico	54
7. Metodología	59
8. Geología.....	62
8.1 Rocas Metamórficas:.....	63
8.2 Rocas Igneas.	91
8.3 Rocas Sedimentarias.....	93
9. Química mineral.....	96
9.1 Gneis de Bucaramanga	96
9.1.1 Granate:.....	96
9.1.2 Piroxeno	101
9.1.3 Anfíboles.....	102

9.2 Metadiorita.....	105
9.2.1 Granate:.....	105
9.2.2 Piroxeno:.....	109
9.2.3 Anfíboles.....	109
9.2.4 Plagioclasa:	110
9.2.5 Anfíbol:.....	112
9.2.6 Plagioclasa y Ortoclasa:.....	113
9.3 Fases minerales en otras muestras:.....	120
10. Geología estructural.....	122
10.1 Características morfotectónicas de las fallas y lineamientos.....	122
10.1.1 Silletas de falla o sillas de montar:	123
10.1.2 Hombreras de falla:	124
10.1.3 Trincheras de falla:	125
10.1.4 Drenajes en copa de vino:	125
10.1.5 Lomo de presión:	126
10.1.6 Gancho de flexión:	127
10.1.7 Meseta estructural:.....	128
10.1.8 Cuenca Pull Apart:	128
10.1.9 Facetas triangulares:	129
10.1.3 Escarpe de falla:	132

10.2 Estructuras Tectónicas	135
10.3 Estructuras principales.....	138
10.3.1 Falla El Carmen.....	138
10.3.2 Falla Las Lajas	142
10.3.3 Fallas con Sentido NE – SW	143
10.3.4 Fallas con sentido WNW – ESE	147
11. Rocas de falla	149
11.1 Rocas de la serie de las Cataclasitas:.....	149
11.1.1 Gouge y brechas de falla:.....	149
11.2 Rocas de la serie de las Milonitas:	152
12. Análisis estructural	157
12.1 Foliaciones:	158
12.2 Grietas de tensión.	163
12.2.1 Diques:	163
12.2.2 Venas y fracturas abiertas:	165
12.3 Diaclasas	168
12.4 Fallas menores.....	168
12.5 Falla El Carmen.....	170
12.6 Falla Las Lajas	171
12.7 Falla Las Estromelias	172

12.8 La Falla de Sanín Villa	173
13. Dominios estructurales	174
13.1 Dominio estructural I:.....	175
13.2 Dominio estructural II:	177
13.3 Dominio estructural III:	179
14. Discusión del estilo estructural	181
15. Fases deformativas	190
15.1 Fase deformativa I (Sn)	190
15.2 Fase deformativa II (SN+1)	194
15.3 Fase deformativa III (SN+2):.....	197
15.4 Fase deformativa IV (SN+3).....	199
16. Actividad sísmica relacionada con la Falla El Carmen y el dúplex compresivo de Ocañ	201
17. Discusión	205
18. Conclusiones	211
Bibliografía	214

Lista de figuras

Figura 1. Imagen de Localización del área de estudio	24
Figura 2. Modelos de segmentación del Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta.....	27
Figura 3. Segmentos del Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta.....	28
Figura 4. Esquema visto en planta de los segmentos al sur del SFSB y la distribución espacial de los mismos.	33
Figura 5. Configuración del Dúplex Compresivo de Ocaña.	34
Figura 6. Modelo evolutivo del desarrollo del Dúplex Compresivo de Ocaña.	35
Figura 7. Modelo que muestra el comportamiento a profundidad de una estructura de tipo dúplex compresivo.....	36
Figura 8. Ilustración del Dúplex Cognato, que muestra dos entornos estratigráficos diferentes a lado y lado del Dúplex.	36
Figura 9. Fábrica de las tectonitas.....	39
Figura 10. Perfil de una zona de falla.	43
Figura 11. Tipos de fallas.	46
Figura 12. Mecanismos de generación de fallamiento en rumbo.	47
Figura 13. Tensor de esfuerzos para fallamiento en rumbo	47
Figura 14. Representación gráfica de los tipos de fallas de rumbo.	49
Figura 15. Distribución geométrica y espacial de las fracturas asociadas a un plano de falla principal (M).....	51
Figura 16. Estilos estructurales relacionados con transpresión y transtensión.	52
Figura 17. Terminaciones en fallas de rumbo con estilos transpresivos y transtensivos.	54

Figura 18. Afloramientos Gneis de Bucaramanga	66
Figura 19. Características petrográficas de migmatitas.	67
Figura 20. Características petrográficas de anfibolitas.	68
Figura 21. Muestra granulita máfica.	70
Figura 22. Características petrográficas de granulitas.	72
Figura 23. Cordierita y apatitos en granulita máfica.....	73
Figura 24. Relaciones de campo metadiorita.....	75
Figura 25. Muestras de mano metadioritarueso.....	76
Figura 26. Enclaves preservados en la unidad metariorita.....	76
Figura 27. Distribución geométrica de la unidad metadiorita.	77
Figura 28. Características petrográficas metadiorita.....	79
Figura 29. Características petrográficas de anfibolitas - metadiorita.....	80
Figura 30. Granulita máfica - metadiorita	81
Figura 31. Características petrográficas granulitas - metadiorita.	82
Figura 32. Relaciones de campo de peridotitas	84
Figura 33. Muestra de mano peridotitas.....	85
Figura 34. Características petrográficas - peridotitas.....	87
Figura 35. Afloramiento y muestras de mano - vetillas de magnetita.	88
Figura 36. Características petrográficas en vetillas de magnetita.....	89
Figura 37. Características petrográficas - serpentinitas.	90
Figura 38. Muestras de mano - metasedimentitas.....	91
Figura 39. Características - rocas ígneas.....	93
Figura 40. Depósitos cuaternarios.....	95

Figura 41. Toma de datos granate - Gneis de Bucaramanga	97
Figura 42. Componentes de granate.....	100
Figura 43. Mapa composicional granate.	101
Figura 44. Toma de datos en piroxeno - Gneis de Bucaramanga.	102
Figura 45. Toma de datos en anfíbol - Gneis de Bucaramanga.....	103
Figura 46. EDS magnetita	104
Figura 47. EDS ilmenita	104
Figura 48. EDS apatito	105
Figura 49. Toma de datos granate - metadiorita	106
Figura 50. Componentes de granate.....	108
Figura 51. Toma de datos piroxenos - metadiorita.	109
Figura 52. Toma de datos anfíboles - metadiorita.	110
Figura 53. Toma de datos plagioclasa - metadiorita.	111
Figura 54. Toma de datos anfíbol - matadiorita.	113
Figura 55. Toma de datos ortoclasa.	114
Figura 56. EDS - magnetita	115
Figura 57. EDS - titanita.....	115
Figura 58. EDS - pirita.	116
Figura 59. Clasificación de granates.	117
Figura 60. Clasificación piroxenos.	118
Figura 61. Clasificación de anfíboles.....	119
Figura 62. Clasificación feldespatos.	120
Figura 63. BSE - especularita.	121

Figura 64. EDS cobre nativo.	121
Figura 65. EDS hierro nativo con tierras raras.	122
Figura 66. Transectas - geomorfología tectónica.....	123
Figura 67. Silletas de falla en la transecta Aguachica – Río de Oro	124
Figura 68. Hombreras de falla.	125
Figura 69. Geoformas tectónicas.	127
Figura 70. Geoformas tectónicas.	129
Figura 71. Geoformas tectónicas.	130
Figura 72. Geoformas tectónicas.	131
Figura 73. Plano principal Falla Las Lajas	132
Figura 74. Geoformas tectónicas.	133
Figura 75. Geoformas tectónicas	134
Figura 76. Panorámica Sanín Villa.	134
Figura 77. Estructuras tectónicas.	137
Figura 78. Plano de falla con líneas de deslizamiento de la Falla El Carmen.	139
Figura 79. Muestra de mano - striped gneis.	140
Figura 80. Muestra de mano pseudotaquilitas	141
Figura 81. Afloramiento del plano de falla de la estructura las Lajas.	143
Figura 82. Estilos estructurales.	145
Figura 83. Muestra de mano - milonitas.....	146
Figura 84. Indicadores de falla	148
Figura 85. Características petrográficas de rocas cataclásticas	150
Figura 86. Características petrográficas pseudotaquilita.....	151

Figura 87. Características petrográficas milonitas.....	154
Figura 88. Características petrográficas striped gneis.....	156
Figura 89. Perfil zona de Falla El Carmen.	157
Figura 90. Elipse de deformación.	158
Figura 91. Foliaciones de transposición.	159
Figura 92. Análisis estadístico – foliaciones	161
Figura 93. Tensor de esfuerzos- foliaciones.....	162
Figura 94. Análisis estadístico - diques.....	164
Figura 95. Tensor de esfuerzos diques.....	165
Figura 96. Análisis estadístico - venas y fracturas.....	166
Figura 97. Tensor de esfuerzos - venas y fracturas.....	167
Figura 98. Análisis estadístico fallas locales.	169
Figura 99. Tensor de esfuerzos - fallas locales.....	170
Figura 100. Tensor de esfuerzos Falla El Carmen.....	171
Figura 101. Tensor de esfuerzos Falla Las Lajas.....	172
Figura 102. Tensor de esfuerzos Falla Las Estromelias.....	173
Figura 103. Tensor de esfuerzos Falla Sanín Villa.	174
Figura 104. Análisis estadístico - dominio I.....	176
Figura 105. Análisis estadístico - dominio II	178
Figura 106. Análisis estadístico - dominio III	180
Figura 107. Compilado dominios estructurales.	181
Figura 108. Rotación dúplex	183
Figura 109. Relación tensores calculados.	184

Figura 110. Localización tensores.	184
Figura 111. Estilo estructural de dúplex compresivo.....	185
Figura 112. Configuración interna dúplex.....	186
Figura 113. Modelo de estilo estructural en dominó.....	187
Figura 114. Modelo tridimensional de dúplex compresivo de Ocaña.	189
Figura 115. Fase deformativa I.....	192
Figura 116. Indicadores cinemáticos.....	193
Figura 117. Indicadores cinemáticos microscópicos.	194
Figura 118. Fase deformativa II.....	196
Figura 119. Fase deformativa III	198
Figura 120. Fase deformativa IV.	200
Figura 121. Gráfica de frecuencias - sismicidad asociada a fallas	203

Lista de tablas

Tabla 1. Clasificación de rocas de falla.....	42
Tabla 2. Elementos estructurales en los diferentes ambientes tectónicos intraplaca y su relación con el metamorfismo.....	48
Tabla 3. Clasificación de las fallas de rumbo.....	50
Tabla 4. Normalización de datos DG-PC-005.....	98
Tabla 5. Normalización de datos DG-PC-020.....	107
Tabla 6. Tabla de datos de sismicidad histórica y de sismicidad asociados a falla.....	202
Tabla 7. Datos de Sismicidad en zonas aledañas al Dúplex de Ocaña.....	204

Lista de apéndices

(Ver lista de apéndices adjuntos en el CD y pueden visualizarlos en la Base de Datos de la Biblioteca UIS)

Apéndice A. Mapa geológico

Apéndice B. Mapa geológico con secciones estructurales

Apéndice C. Transecta con diaclasas

Apéndice D. Transecta con fallas

Apéndice E. Transecta con foliaciones

Apéndice F. Mapa sismicidad histórica

Apéndice G. Mapa sismicidad histórica asociada a fallas geológicas

Apéndice H. Mapa de dominios estructurales

Apéndice I. Mapa estructural

Apéndice J. Química mineral

Resumen

Título: CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS TECTONITAS ASOCIADAS A LA FALLA EL CARMEN, EN EL SEGMENTO EL ARADO – LA SABANA, MUNICIPIO DE RIO DE ORO, CESAR.

Autor: DANILO ALFONSO GONZÁLEZ PACHECO

Palabras claves: FALLA EL CARMEN, FALLA DE BUCARAMANGA, DÚPLEX COMPRESIVO DE OCAÑA, ESTILO ESTRUCTURAL, FASES DEFORMATIVAS, DOMINIOS ESTRUCTURALES, TECTONITAS, ROCAS DE FALLA.

El Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta es un conjunto de fallas geológicas regionales, que se extienden desde el oeste de la Sierra Nevada de Santa Marta hasta el norte del departamento de Boyacá. En su trazo desarrolla segmentos, diferenciados por sus características geomorfológicas y deformativas, además de sus estilos estructurales.

La Falla El Carmen hace parte del segmento conocido como dúplex compresivo de Ocaña, siendo la falla maestra limitante oriental. En este sector las fallas de Bucaramanga y El Carmen se encuentran interconectadas por fallas en sentido N 20° E, de geometría cóncava hacia el NW y con vergencia hacia el SE. La cinemática es inversa sinistral, generando una rotación interna horaria de todas las estructuras dentro del dúplex y que además levantan bloques profundos de rocas pertenecientes a la unidad litodémica Gneis de Bucaramanga que han alcanzado la facies granulita. La Falla El Carmen es una falla subparalela a la Falla de Bucaramanga (N25°W) con desplazamiento en el rumbo, cinemática antihoraria y buzamiento que varía entre los 83° y 88° al W. Se caracteriza por el desarrollo de rocas de falla de la serie de las milonitas (protomilonitas – mesomilonitas, ultramilonitas – Striped Gneises) y cataclasitas (gouge – brechas, protocataclasitas, mesocataclasitas y ultracataclasitas), con la generación de Pseudotaquilitas que muestran un carácter sísmico y diferentes etapas de reactivación de la falla incluso en la actualidad.

*Trabajo de Grado

** Escuela de Geología, Facultad de Ingenierías Físicoquímicas, Universidad Industrial de Santander, Director: Julián Andrés López Isaza. Codirector: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, Geólogo Ph.D.

Abstract

Title: CARTOGRAPHY AND STRUCTURAL ANALYSIS OF THE TECTONITES ASSOCIATED WITH THE CARMEN FAULT, IN THE SEGMENT EL ARADO – LA SABANA, MUNICIPALITY OF RIO DE ORO, CESAR.

Author: DANILO ALFONSO GONZÁLEZ PACHECO

Keywords: EL CARMEN FAULT, BUCARAMANGA FAULT, COMPRESSIVE DUPLEX OF OCAÑA, STRUCTURAL STYLE, DEFORMATIVE PHASES, STRUCTURAL DOMAINS, TECTONITES, FAULT ROCKS.

The Bucaramanga - Santa Marta fault system, is a set of regional geological faults, which extend from the west of the Sierra Nevada of Santa Marta to the north of the Department of Boyacá. In its outline develops segments, differentiated by their geomorphological and deformative characteristics, in addition to their structural styles.

La Falla El Carmen is part of the segment known as the compressive duplex of Ocaña, being the eastern limiting fault line. In this sector, the Bucaramanga and El Carmen faults are interconnected by faults in the N 20 ° E direction, concave geometry towards NW and vergence towards SE. The cinematics is reverse sinistral strike-slip fault, generating an internal rotation of all the structures within the duplex and that also raise deep blocks of rocks belonging to the lithodemic unit “Gneis de Bucaramanga” that have reached the granulite facies. The El Carmen fault is a sub-parallel fault to the Bucaramanga fault (N25 ° W) with displacement on the strike, cinematics and dip that varies between 83 ° and 88 ° to W. It is characterized by the development of fault rocks of the series of the mylonites (protomylonites - mesomylonites, ultramylonites - Striped Gneises) and cataclasites (gouge - breccias, protocataclasite, mesocataclasite and ultracataclasite), with the generation of Pseudotachylites that show a seismic character and different stages of reactivation of the fault even in the nowadays.

*Degree Work

**School of Geology, Faculty of Engineering Physical Chemical, Universidad Industrial de Santander, Director: Julián Andrés López Isaza, Geologist Msc. Codirector: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, Geologist Ph.D.

Introducción

El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta es una de las estructuras regionales más importantes del norte Colombiano que se extiende desde el occidente de la Sierra Nevada de Santa Marta hasta el suroriente del departamento de Santander en límites con el departamento de Boyacá.

En este trabajo se realizó en el segmento de la falla conocido como dúplex compresivo de Ocaña, en una transecta estructural desde la vía principal que conduce al municipio de Río de Oro (Cesar) hacia el Carmen (Norte de Santander) y pasando por las veredas El Arado, La Sabana y el Hobo (Río de Oro – Cesar), haciendo levantamientos estructurales detallados por medio de poligonal abierta con el fin de conocer, agrupar e interpretar las características deformativas, estilos estructurales y estructuras a escala macro y mesoscópica y realizar un muestreo detallado para su caracterización petrográfica y microtectónica, principalmente de las rocas afectadas por la acción tectónica de la Falla El Carmen, con algunos controles en otros sectores como la vía Aguachica – Río de Oro, La vía Sanin Villa – Santa María, La vía al Carmen hacia Pueblo Viejo, EL Gitano – El Salobre, Río de Oro – El Carbonal, Río de Oro - Venadillo, Río de Oro – El Volcán, Río de Oro – Tunja y Río de Oro – Ocaña.

La Falla El Carmen es reconocida como la falla maestra limitante oriental de dúplex compresivo de Ocaña y se ha interpretado como una transferencia a la derecha del trazo principal de la Falla de Bucaramanga generando un ambiente local transpresivo que dio origen a dicha estructura. La Falla El Carmen es muy evidente geomorfológicamente por un trazo rectilíneo al oeste de las poblaciones de La Gloria (Cesar), El Carmen (Norte de Santander), Río de Oro (Cesar), Ocaña (Norte de Santander), Ábrego (Norte de Santander) y San Alberto (Cesar), y en el campo por la gran variedad de rocas de falla que exhibe contrastadas con la geomorfología tectónica propia de

fallas rumbodeslizantes tales como lomos de presión, lomos de obturación, cuencas de tracción, hombreras, silletas, trincheras de falla, lomos flexionados, ganchos de flexión, facetas triangulares, control de drenajes y deformación neotectónica.

Geológicamente en el área afloran unidades metamórficas, ígneas y volcanosedimentarias dispuestas de forma alargada y paralela a la Falla El Carmen. Las rocas metamórficas están representadas por la unidad Gneis de Bucaramanga y por metasedimentitas que afloran en inmediaciones del trazo principal de la falla. Sin embargo todas las unidades aflorantes están siendo afectadas por metamorfismo dinámico. Las rocas ígneas están representadas por la unidad litodémica conocida como Complejo Intrusivo – Extrusivo de Ocaña, mientras las que las rocas volcanosedimentarias están representadas por la Formación Noreán.

1. Planteamiento y Justificación del problema

Como es evidente existen más preguntas que respuestas acerca del Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta. Para este caso se estudiará una porción del segmento El Carmen, donde por diversos autores se exponen diferentes características cinemáticas, dentro de las cuales se mencionan movimientos en rumbo de tipo antihorario, y movimientos donde prima el componente vertical. Por lo tanto se buscará esclarecer este problema, mediante un análisis estructural que permita plantear un estilo estructural, con el fin de resolver interrogantes como ¿Qué relación genética tienen las estructuras en rumbo y en buzamiento descrita por los autores? ¿Qué ambientes tectónicos pueden configurar arreglos de fallas que conjuguen sistemas en rumbo con sistemas de fallas inversas? ¿Cuáles de las estructuras son predominantes y se sobreponen a las demás? ¿Cuáles son los cuerpos de roca que están siendo afectadas por la zona de falla? ¿Qué

respuesta mecánica representada en estructuras tectónicas muestra la roca? ¿Bajo qué condiciones corticales se están deformando las rocas? ¿Pueden las rocas aflorantes en la zona de estudio ser catalogadas como tectonitas y de qué tipo asociadas al sistema de fallas en estudio?.

La respuesta a estos interrogantes nos ayudará a contextualizar el ambiente tectónico dominante del estilo estructural de la falla, los periodos de actividad durante los eventos de formación de las rocas que afloran y la actividad actual de la misma por procesos neotectónicos.

Este trabajo se realiza con el fin de aportar al conocimiento científico acerca de uno de los sistemas de fallas más importantes de Colombia y a la geología del Macizo de Santander, además de caracterizar condiciones geológicas y estructurales relevantes para el desarrollo social y económico de la región, determinando conductos favorables para el flujo del agua subterránea, base de estudios geotécnicos, encaminados a la construcción de obras civiles y estabilización de taludes, incluso el de una posible amenaza por actividad sísmica de la falla.

2. Objetivos

2.1 Objetivo General

Caracterizar los dominios estructurales y fases deformativas presentes por la acción tectónica de la Falla El Carmen en el Sector EL Arado – La Sabana, municipio de Río de Oro, Cesar.

2.2 Objetivos específicos:

- Determinar la distribución de los cuerpos de roca afectados por la zona de falla y su respuesta mecánica ante la deformación.
- Diferenciar en dominios estructurales, asociados a la acción de la falla en el área de estudio.
- Determinar el paleotensor local de esfuerzos que rige la cinemática de la falla.
- Definir a partir de los datos el patrón y estilo estructural de la falla.

3. Localización geográfica

La zona de trabajo se limita a una transecta estructural (perpendicular a la Falla El Carmen) de 5 Kilómetros dentro de un área de 9 Kilómetros cuadrados, al sur del departamento del Cesar, en el municipio de Río de Oro Cesar. Entre las veredas El Salobre, El Arado y La Sabana. Dicho municipio se encuentra limitando al norte con el corregimiento de Otaré (Ocaña), al oriente con el corregimiento de Aguas Claras (Ocaña) y municipio de González (Cesar), al sur con el municipio de Ocaña (Norte de Santander), al suroccidente con el municipio de San Martín (Cesar) y al occidente con el municipio de Aguachica (Cesar). Geológicamente el área se localiza dentro del Bloque Ocaña del Macizo de Santander (Clavijo et al., 1993), al este del Valle medio del Magdalena.

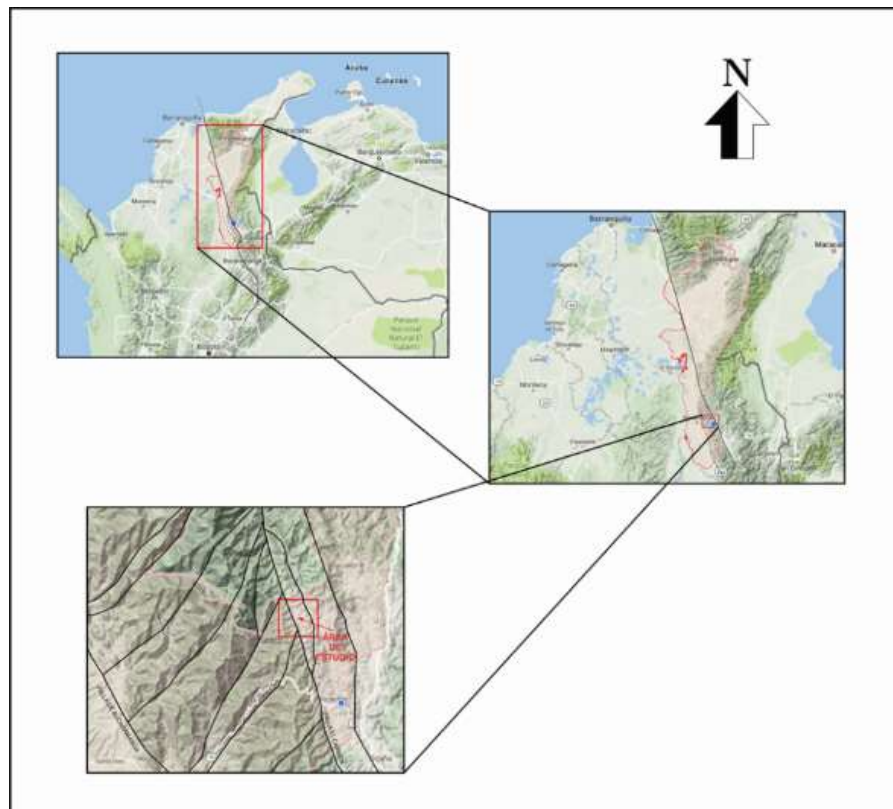


Figura 1. Imagen de Localización del área de estudio. Fuente Google Maps. Adaptada por el autor.

La principal vía de acceso al municipio de Río de Oro es por la carretera que conduce desde Aguachica hasta Ocaña, en un desvío al oriente desde la troncal del Caribe, también es posible llegar por el noroccidente por la vía La Mata (Cesar), Guamalito, El Carmen y Otaré (Norte de Santander). Por el Norte por la vía Convención (Norte de Santander), González (Cesar) – Aguas Claras (Norte de Santander). Al sur por la Vía Cúcuta, Ocaña (Norte de Santander) – Río de Oro.

4. Antecedentes

El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta es un conjunto de fallas geológicas con dirección promedio de N 20° W que se extiende desde el oeste de la Sierra Nevada de Santa Marta, hasta el norte de del departamento de Boyacá. Sus expresiones geomorfológicas permiten apreciar fácilmente sus características de falla con deslizamiento en el rumbo.

Este sistema de fallas ha sido tema de controversia por diferentes autores, en lo que respecta a sus segmentos o subdivisiones, cinemática, cantidad de desplazamiento, estilo estructural, edad y mecanismos tectónicos de generación.

Boinet (1989), propone una subdivisión del sistema de falla en tres segmentos principales. El segmento Santa Marta que corresponde al límite occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta extendida unos 130Km, con cinemática sinistral normal y buzando hacia el W. El segmento intermedio de aproximadamente 100Km desde el sur de la Cuenca del Cesar y que está cubierta por depósitos cuaternarios. El segmento Bucaramanga que se extiende hasta el sur del departamento de Santander con una terminación transpresional.

Beltrán y Romero (1992) proponen una segmentación del sistema de fallas en 6 tramos. La terminación norte que hace referencia al trazo en la costa Caribe y que probablemente se extienda

costa afuera. El segmento norte que se extiende desde la costa Caribe hasta unos 5Km al norte del municipio de Pailitas (Cesar). El segmento central rectilíneo que se identifica desde la Ciénaga de Zapatosa hasta Ayacucho (La Gloria – Cesar), al este de Pelaya (Cesar). El Dúplex Compresivo de Ocaña que va desde el sur de la población de Ayacucho hasta donde el río San Alberto es cortado por la falla. El Dúplex Compresivo de Ocaña está limitado por dos trazos claramente diferenciados en imágenes satelitales y en el campo; unidos por una transferencia derecha. El trazo occidental corresponden a la Falla de Bucaramanga y el trazo oriental corresponde a la Falla El Carmen. El segmento sur rectilíneo que va desde la terminación del segmento anterior hasta el municipio de Cepitá (Santander). Y finalmente la terminación sur, representada por las fallas de Soapaga y Boyacá y pliegues asociados.

Ujueta (2003) propone que el sistema de fallas se constituye de dos fallas principales diferenciadas, la Falla de Santa Marta y la Falla de Bucaramanga. La Falla de Santa Marta se divide en dos segmentos, el segmento norte desde el oeste de la Sierra Nevada de Santa Marta hasta el municipio de Bosconia (Cesar), y el segmento Algarrobo que corresponde al tramo que va desde Bosconia hasta Curumaní (Cesar). La Falla de Bucaramanga corresponde al límite occidental del Macizo de Santander y que se extiende desde Curumaní hasta la terminación sur del sistema de fallas.

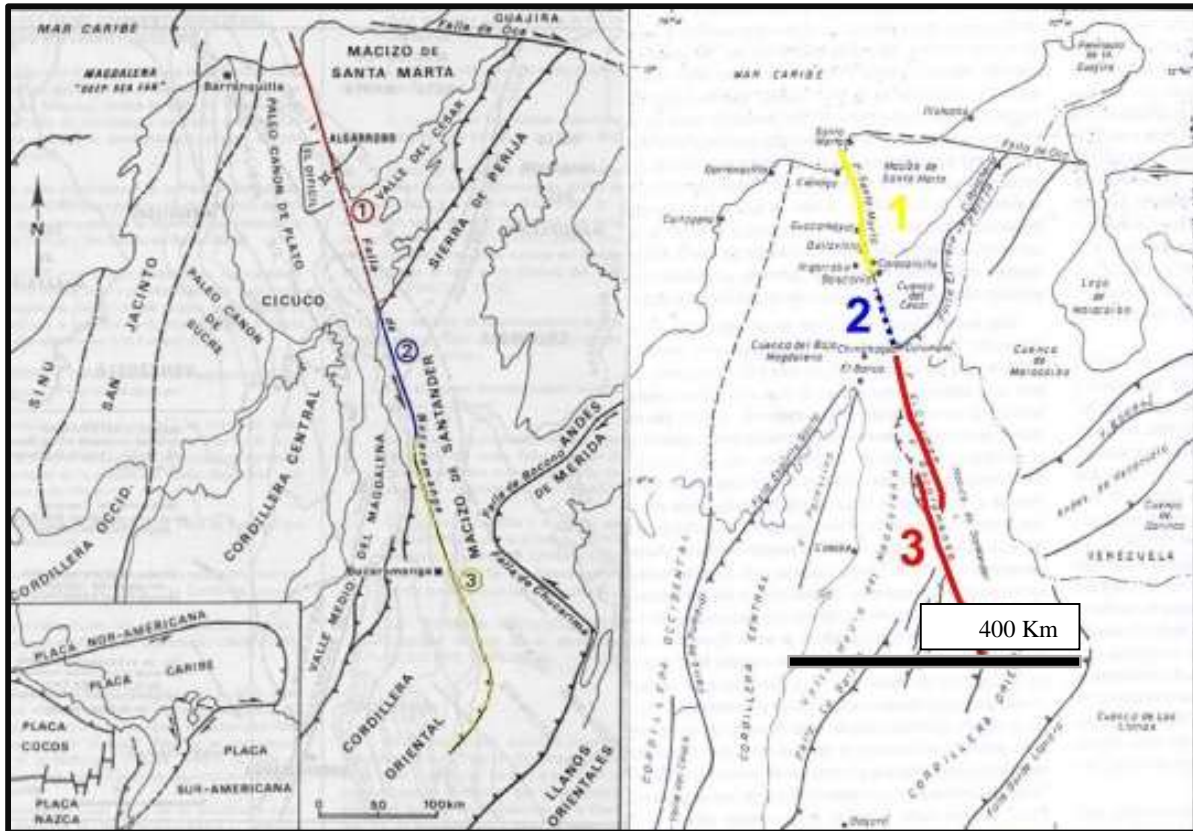


Figura 2. Modelos de segmentación del Sistema de Fallas de Bucaramanga - Santa Marta. (Izquierda, Boinet (1968) derecha, Ujueta (2003)). Tomado de Galvis (2016). Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo. Universidad Industrial de Santander.

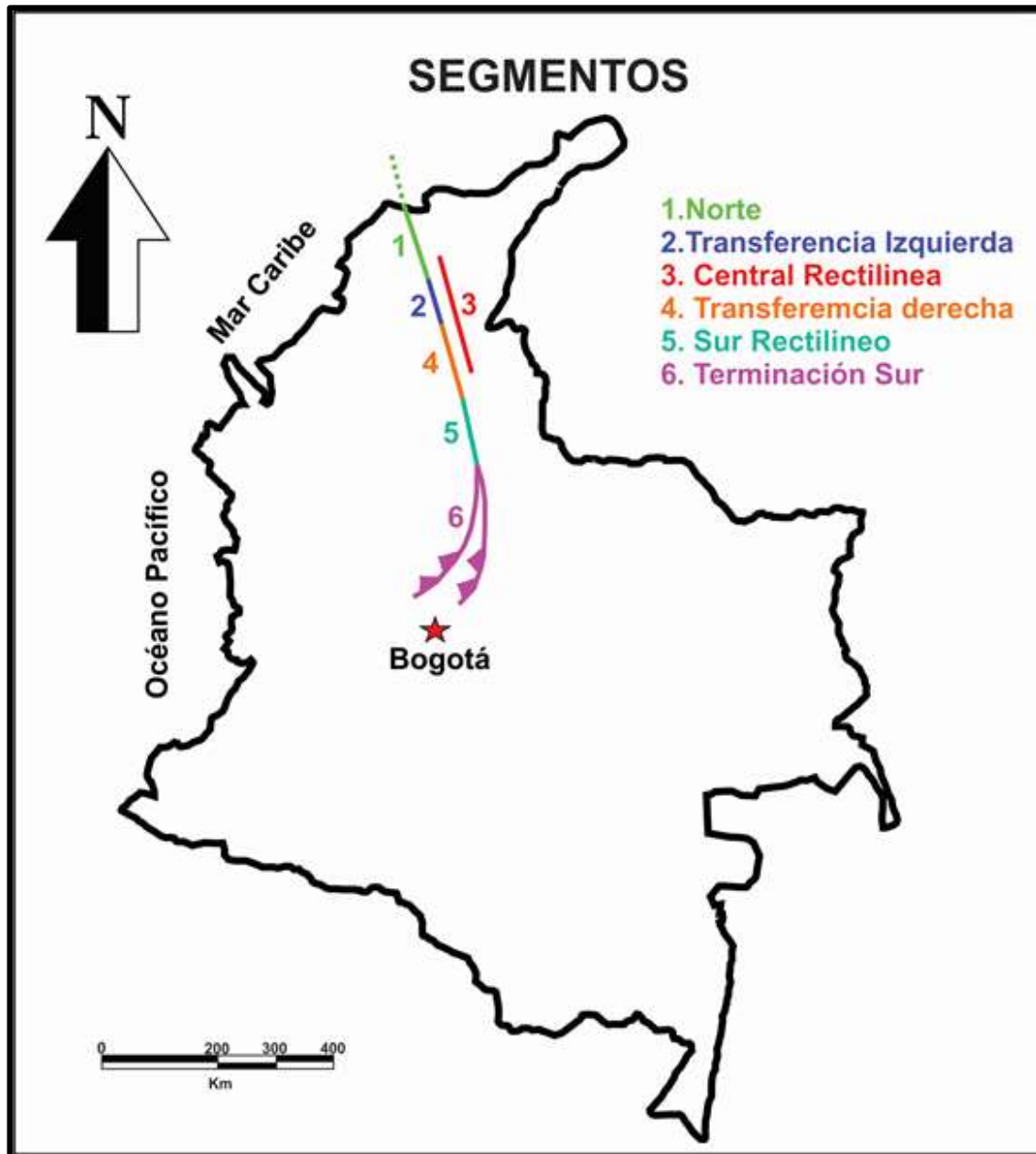


Figura 3. Segmentos del Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta. Modificado por el autor de Beltrán y Romero (1992). Análisis geométrico de las estructuras principales que enmarcan la parte Norte del Valle Medio del Magdalena con énfasis en el Anticlinal de la Tigra. S.l: Tesis de Geólogo. Universidad Nacional de Colombia. 1992.

En cuanto a la cinemática de la falla, Daconte y Salinas (1980), Rod (1956), Rasveld (1956), Moody y Hill, (1956), Young, et al., (1956), Renz (1956), Alberding (1957), Campbell (1965), Forero (1975), Irving (1975), Kellogg (1984), Etayo y Rodríguez (1985), Boinet (1989), Toro (1990), Beltrán y Romero (1992) consideran la Falla de Bucaramanga como una gran falla de

rumbo con el bloque derecho desplazándose hacia el norte, Boinet (1989) plantea la falla como una falla de rumbo sinestral. Julivert (1958, 1961) determina la falla de Bucaramanga como una falla marginal de un bloque montañoso levantado, dándole más importancia al desplazamiento vertical. Ward (1973), Rodríguez y González (1976) hablan de una falla de rumbo con grandes desplazamientos verticales.

En cuanto al desplazamiento de la falla se estiman movimientos entre los 30 y 240 Km pero no se puede estimar un valor acertado debido a la ausencia de puntos broches claramente corroborados como propone Campbell (1948), Sylvester (1988), Beltrán y Romero (1992), 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).

La velocidad de movimiento del Sistema de Fallas de Bucaramanga ha sido estudiada por Rivera (1989), con una velocidad estimada de 10 mm/año, por su parte Paris et al. (2000) plantea una tasa de desplazamiento probable, para los segmentos Santa Marta y Bucaramanga, de entre 0,1 y 0,2 mm/año. Jiménez et al. (2015) define que el desplazamiento de la Falla de Bucaramanga es de 3mm/año a partir de estudios paleomagnéticos en el abanico aluvial de Bucaramanga.

La edad de la falla también ha sido un punto de controversia dentro de los diferentes autores que han estudiado este sistema de fallas. Algunos como Montes (2009), Tschanz (1974), Young (1956) proponen que la falla se generó durante el Paleógeno, Boinet (1989), Campbell (1965), Duque Caro (1980), Paris (2000), durante el Neógeno, Irving (1975), Tanner (1976), durante el Mesozoico tardío al Cenozoico temprano con una mayor actividad durante el Mioceno, Toro (1990) en el Pleistoceno, Rodríguez y González (1976) post Precámbrica, Cediél (1994) durante la Orogenia Greenvilliana con reactivación desde el límite Aptiano – Albiano, con actividad en la actualidad, Cuellar et al. (2012) previa al Oligoceno tardío, mientras que Beltrán y Romero (1992)

proponen diferentes periodos de activación pero sólo se pueden referenciar los más recientes (Cenozoico).

Ross et al. (2009) mediante huellas de fisión en apatitos, propone tres episodios termales para el sistema de fallas: Paleoceno (65 – 60 Ma), Mioceno temprano (20 – 18 Ma) y Mioceno medio (12 – 9 Ma). Paris et al. (2000) estima una edad aproximada $< 1,6$ Ma. Amaya et al. (2017) muestra una edad de exhumación para la Falla de Bucaramanga > 150 Ma. Velandia et al. (2017) reporta diferentes eventos termales asociados a la Falla de Bucaramanga, en su terminación sur. Mioceno – Plioceno (5 – 7 Ma), Mioceno (10 – 15 Ma), Aquitaniano (20 – 24 Ma), Oligoceno (27 – 30 Ma), Eoceno (36 – 40 Ma), Paleoceno (57 – 60 Ma), Cenomaniano – Albiano (90 – 100Ma). Villamizar et al., (2017) reporta para el bloque colgante de la Falla de Bucaramanga entre las poblaciones de Curos y Guaca edades desde el Cretácico temprano (132 ± 26 Ma) con una tasa de enfriamiento constante hasta 55 ± 15 Ma, otro evento termal de $26,4\pm 6$ Ma y un evento de enfriamiento entre 13,8 y 6,6 Ma.

En cuanto a los mecanismos tectónicos de generación del sistema de fallas también existen propuestas a orígenes diversos, Toro (1990) propone que el sistema de fallas se desarrolla como una estructura de escape debido a la acreción de un arco de islas contra la margen occidental de Colombia. Cediel et al. (2003) interpreta la falla como una zona de sutura, donde el Terreno Chicamocha se adosa al Cratón de Guyana durante la orogenia Greenville – Orinoco, que posteriormente actuó como canal de deslizamiento occidental de la subplaca de Maracaibo en sentido N - NW por su cinemática sinistral. Acosta et al. (2004), considera la relación de su comportamiento con los esfuerzos originados por la subducción de la Placa Nazca y la Placa Caribe que se presenta en la zona occidental. Montes et al. (2009), otorga la cinemática actual a un evento de transpresión simultánea dextral y sinistral que inicia durante el Cretácico tardío donde

principalmente se expone la rotación horaria 70° del Bloque Maracaibo, además de la rotación de los bloques de la Cordillera Oriental y Central. Clavijo et al. (2008) consideran la Falla de Bucaramanga como una falla normal en el borde oriental de la cuenca Paleozoica que permitió la sedimentación unidades metasedimentarias como La Virgen y Pinillos que se reactiva durante la inversión tectónica del Mioceno tardío.

El Dúplex Compresivo de Ocaña, que es el segmento donde se encuentra el área del estudio fue definido por Beltrán y Romero (1992) como una estructura regional de forma romboedra con un conjunto de fallas internas que configuran su estructura. De sur a norte, se presenta como una zona de transferencia hacia la derecha de la Falla de Bucaramanga, lo cual se expresa mediante dos segmentos rectos que traslapan y son paralelos entre sí. El segmento transferido es llamado Falla El Carmen, el otro segmento conserva el nombre de Falla de Bucaramanga, formado el límite oriental y occidental, respectivamente. Las dimensiones del dúplex corresponden a una longitud de 90Km el cual es equivalente a la extensión de la zona donde los dos segmentos lineares se traslapan a una amplitud de 25Km. Esta estructura se observa geomorfológicamente desde el sur de la población de Ayacucho (La Gloria – Cesar) hasta donde el río San Alberto es cortado por la Falla de Bucaramanga (Ver Figura 4). El alto que representa el Dúplex Compresivo de Ocaña es la expresión de la resultante convergente de esfuerzos que opera en una zona de transferencia derecha para una falla transcurrente con desplazamiento sinistral. Este tipo de transferencia permite que parte del desplazamiento horizontal de la falla sea absorbido en la vertical, expresado en un levantamiento estructural que usualmente involucra el basamento y que en el caso del dúplex compresivo de Ocaña, se hace evidente al encontrar rocas de edad precámbrica aflorando.

Internamente el dúplex se compone de una serie de fallas en dirección $N15^\circ E$ que lo atraviesan en forma diagonal. La forma de estas fallas es cóncava hacia el NW que en su borde presentan un

arrastre que le imprime una geometría sinuosa e indican que los dos segmentos principales de la zona de transferencia de la Falla de Bucaramanga estaban activos durante el desarrollo de estas fallas. Las fallas sinuosas se interpretan como fallas inversas de vergencia sureste, las cuales forman elementos individuales de forma tabular dentro de la estructura. (Ver Figuras 5 y 6).

Se postula un desarrollo asimétrico de las fallas de norte a sur, cabe anotar además que las fallas internas del dúplex, corresponden a los límites de las láminas individuales del dúplex, por lo tanto se espera que tengan un componente horizontal sinistral además del vertical. (Ver figura 6).

La forma en profundidad de esta estructura corresponde a la de una convergencia de los segmentos lineares principales involucrados en la zona de transferencia (Bucaramanga – El Carmen), lo cual sugiere que corresponde a una sola falla en profundidad. (Ver Figura 7).

De acuerdo con el entorno estratigráfico del Dúplex de Ocaña se clasifica como un dúplex cognato en el sentido Woodcock y Fischer (1986), debido a que conserva sólo uno de sus lados externos su entorno Estratigráfico. (Ver figura 8)

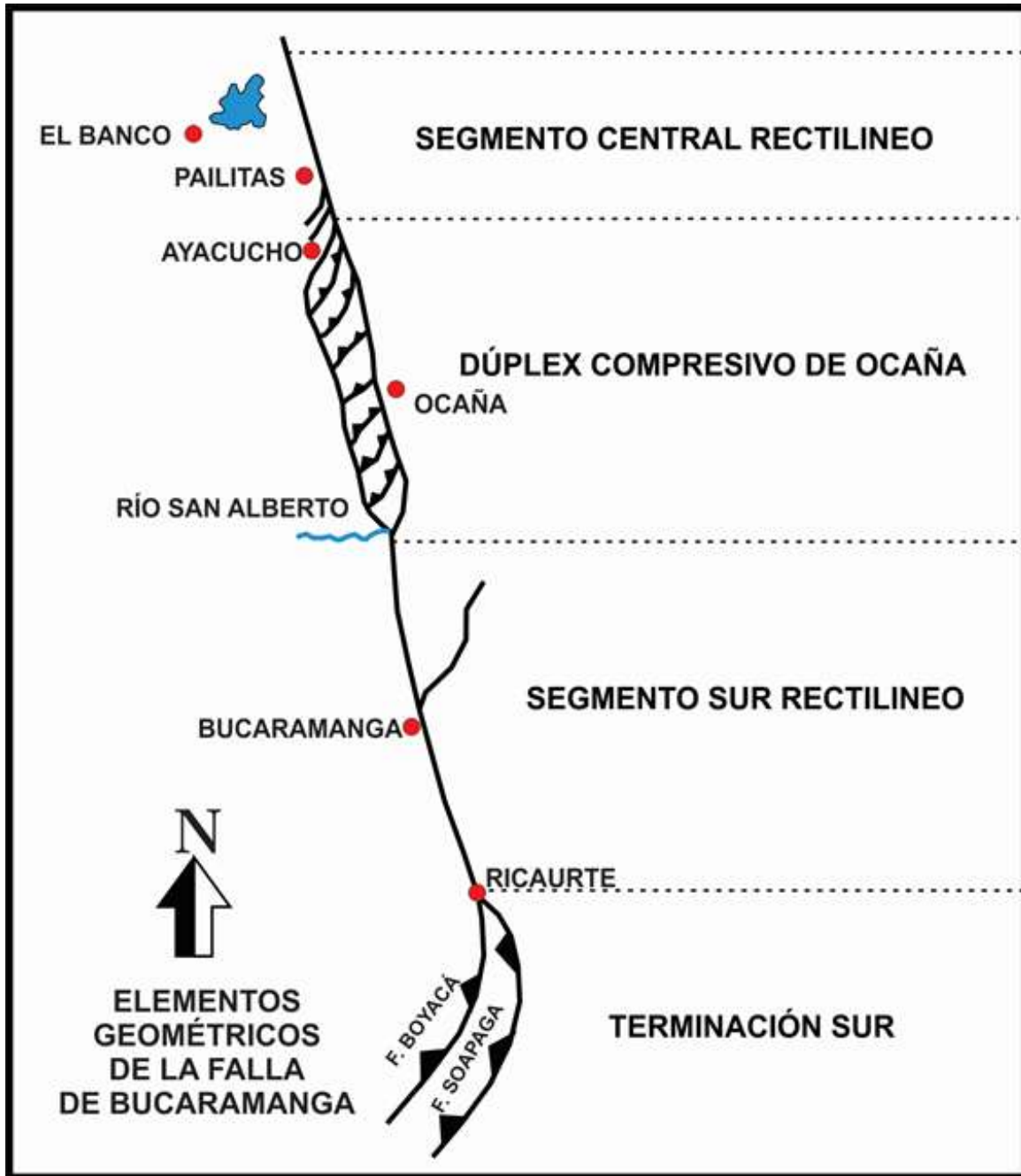


Figura 4. Esquema fuera de escala, visto en planta, de los segmentos al sur del SFBS y la distribución espacial de los mismos. Imagen modificada de Beltrán y Romero (1992) Análisis geométrico de las estructuras principales que enmarcan la parte Norte del Valle Medio del Magdalena con énfasis en el Anticlinal de la Tigra. S.I: Tesis de Geólogo. Universidad Nacional de Colombia. 1992.

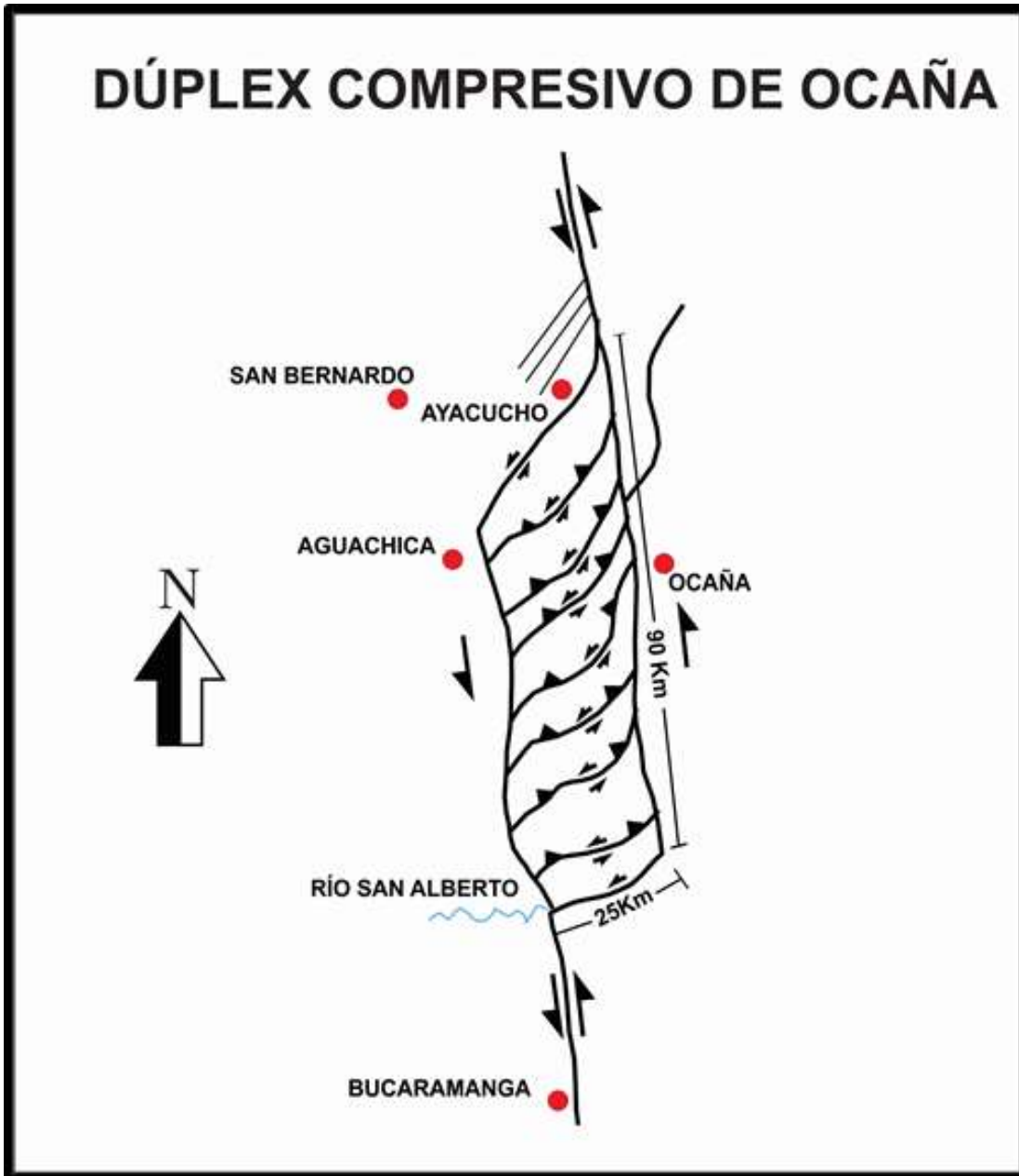


Figura 5. Configuración del Dúplex Compresivo de Ocaña. (Figura fuera de escala). Modificado de Beltrán y Romero (1992). Análisis geométrico de las estructuras principales que enmarcan la parte Norte del Valle Medio del Magdalena con énfasis en el Anticlinal de la Tigra. S.l.: Tesis de Geólogo. Universidad Nacional de Colombia. 1992.

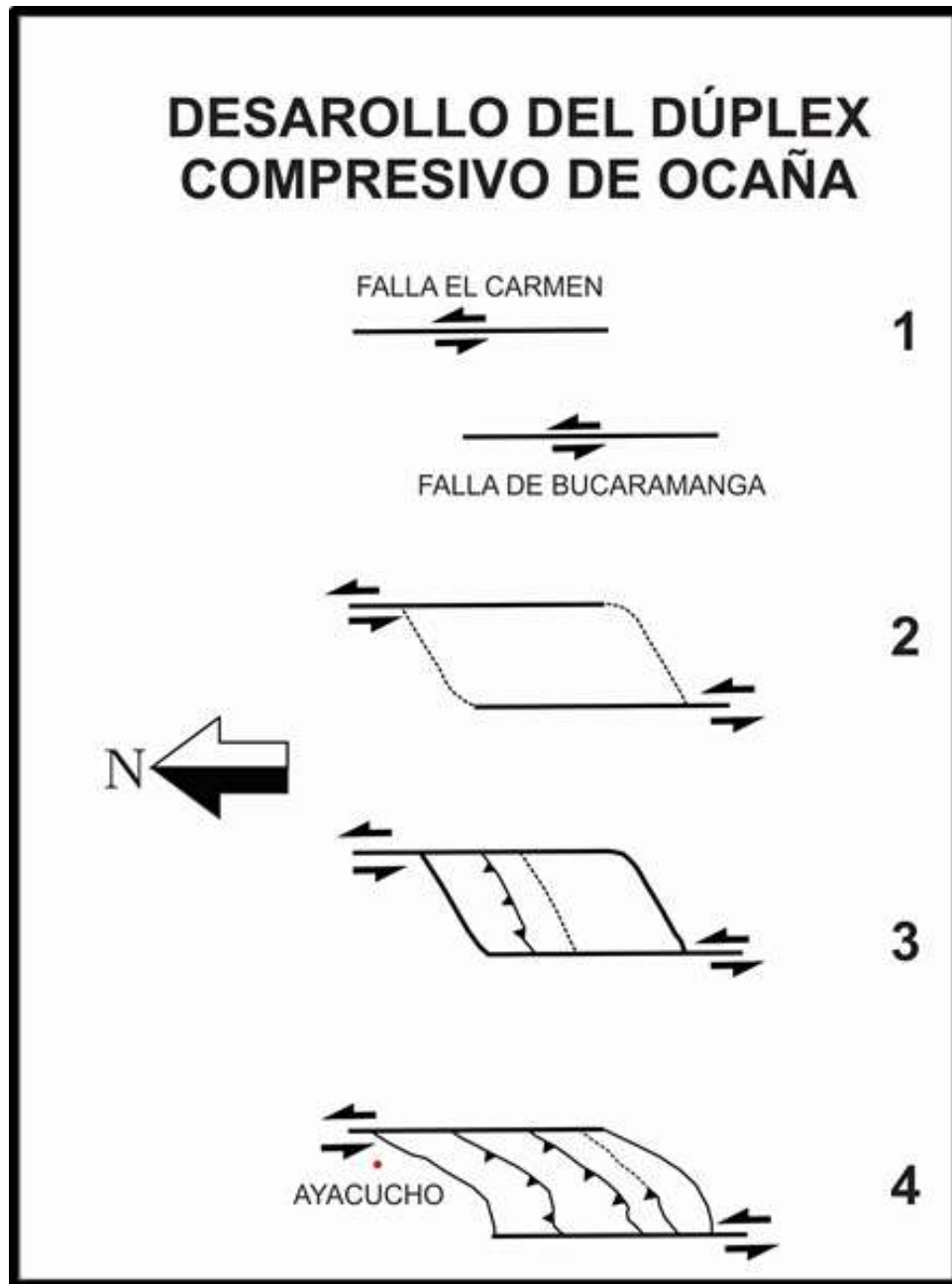


Figura 6. Modelo evolutivo del desarrollo del Dúplex Compresivo de Ocaña. Tomado de Beltrán y Romero (1992). Beltrán C., M. & Romero M., M., Análisis geométrico de las estructuras principales que enmarcan la parte Norte del Valle Medio del Magdalena con énfasis en el Anticlinal de la Tigra. S.l: Tesis de Geólogo. Universidad Nacional de Colombia. 1992.

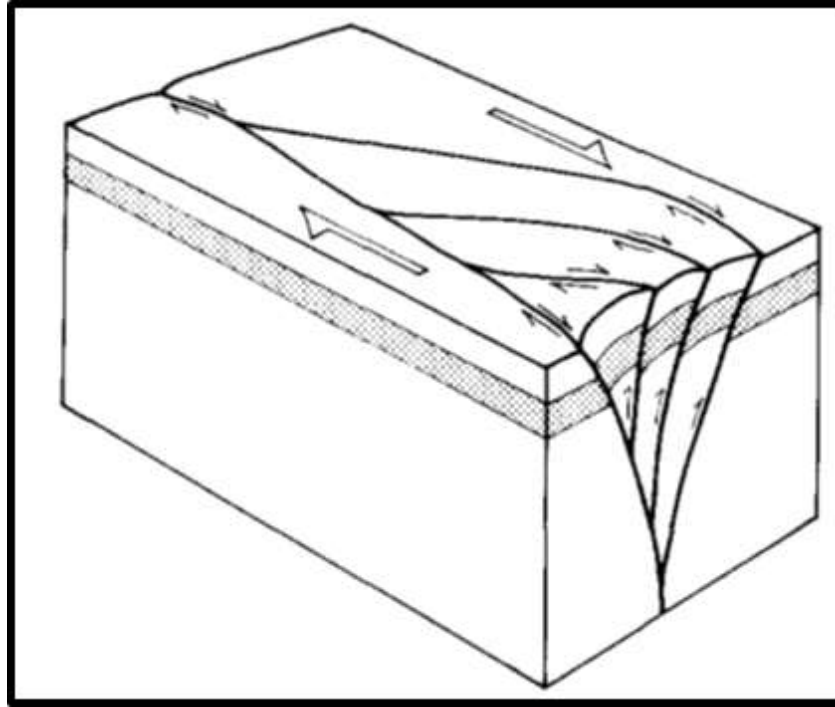


Figura 7. Modelo que muestra el comportamiento a profundidad de una estructura de tipo dúplex compresivo. Tomado de Woodcok y Fischer (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725–735.

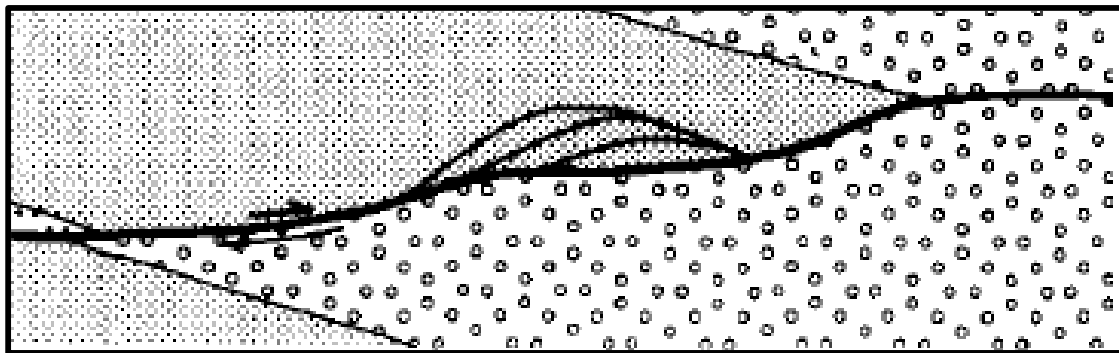


Figura 8. Ilustración del dúplex Cognato, que muestra dos entornos estratigráficos diferentes a lado y lado del dúplex. Tomado de Woodcok y Fischer (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725–735.

5. Marco teórico

El término “tectonita” inicialmente hace referencia a un conjunto de rocas caracterizadas por su alta deformación (*Strain*), debido movimientos diferenciales determinados por un flujo continuo en estado sólido, entre agregados de masa de roca, separados por discontinuidades. La deformación es aparentemente continua y homogénea sólo en dominios que son grandes en relación con estas discontinuidades de movimiento (Paterson y Weiss, 1961; Turner y Weiss, 1963; Sander, 1970; Pollard y Fletcher, 2010) que se integran al movimiento tectónico en su conjunto. Debido a estos mecanismos de deformación son consideradas dentro del campo de las rocas metamórficas, (Knopf, 1931; Sander, 1911,1930), sin embargo el término “tectonita” debe ser ampliado para incluir a rocas deformadas con bajas tasas de deformación, como rocas diagenéticas y rocas en el campo de la gradación entre metamorfismo de soterramiento y diagénesis (Vernon, 2004), particularmente porque pueden estar incluidas en este conjunto de rocas, algunas tectonitas formadas a partir de sedimentos blandos, sal, yeso, o tipos de roca que son especialmente vulnerables a la presión disolución ocasionada por el esfuerzo (Davis et al., 2012), esto está sujeto a la cantidad de deformación materializada como presión dirigida y las propiedades reológicas de la roca (Vernon, 2004). Por lo tanto Turner y Weiss (1963) proponen una clasificación basados en Knopf e Ingerson (1938) que separan las tectonitas en tres grandes grupos, las tectonitas primarias que hacen referencia a rocas que en sus componentes de fábrica han respondido a los esfuerzos en un medio envolvente sin sufrir deformación. Las tectonitas secundarias cuyos elementos de fábrica han respondido directamente al esfuerzo y se ven reflejadas en su aspecto físico. La mayoría de rocas deformadas clasifican en este grupo. Las tectonitas miméticas, son aquellas en los que el crecimiento o sobrecrecimiento de los granos por recristalización post-tectónica ha sido

influenciado por la anisotropía de una fábrica tectónica existente. Las estructuras antiguas pueden ser intensificadas por el crecimiento de nuevos granos que pueden crecer preferentemente a partir de núcleos existentes o pueden surgir por nucleación en un campo estructuralmente anisotrópico. En la naturaleza es casi imposible encontrar rocas sin deformación por lo tanto las tectonitas son rocas muy comunes cuya característica es la presentación de una fábrica penetrativa definida, ejemplo de ellos son las rocas de falla y zona de cizalla, las rocas metamórficas foliadas entre otras, (Van der Pluijm y Marshak, 2004).

Los procesos geológicos que forman las tectonitas están altamente ligados a los procesos metamórficos, por lo tanto pueden ser enmarcados en diferentes entornos tectónicos. Existen tectonitas formadas durante metamorfismo retrógrado en configuraciones extensivas con influencia de factores como la hidratación que favorece la deformación. Muchas reacciones minerales retrógradas de hidratación no pueden proceder en ausencia de agua, desde niveles más profundos las rocas metamórficas han perdido la mayor parte de su agua, razón por la cual se encuentran rocas metamórficas de alto grado expuestas en la superficie. Del mismo modo durante trayectorias metamórficas prógradas que aumentan las condiciones de presión y temperatura (Davis et al., 2012).

Las tectonitas deformadas en condiciones entre esquistos verdes y anfibolita baja, son comúnmente rocas miloníticas de baja temperatura pero que a temperaturas más altas o a velocidades de deformación más bajas, la recristalización y el crecimiento de nuevos minerales pueden generar rocas metamórficas de alto grado típicas como gneises en facies anfibolita media a granulita, donde el metamorfismo puede ir acompañado por fusión parcial in situ, inyecciones de leucosomas graníticos concordantes a la foliación o algunas capas graníticas. (Davis et al., 2012).

Por lo tanto puede otorgarse el nombre de tectonita a cualquier roca que contenga una prominente fábrica tectónica penetrativa (Fossen, 2010). Estas fábricas están definidas por elementos geométricos lineares y planares o a la conjunción de estas dos y por lo cual se le otorga un nombre respectivo, “tectonitas S” a rocas con fábricas penetrativas planares, “tectonita L” a rocas con fábricas penetrativas lineares, mientras que a las dominios conjugados entre elementos geométricos lineares y planares se le denominan “tectonitas L-S”. (McClay, 1987; Hatcher, 1995; Vernon, 2004; Van der Pluijm y Marshak, 2004; Passchier y Trouw, 2005; Fossen, 2010; Davis et al., 2012).

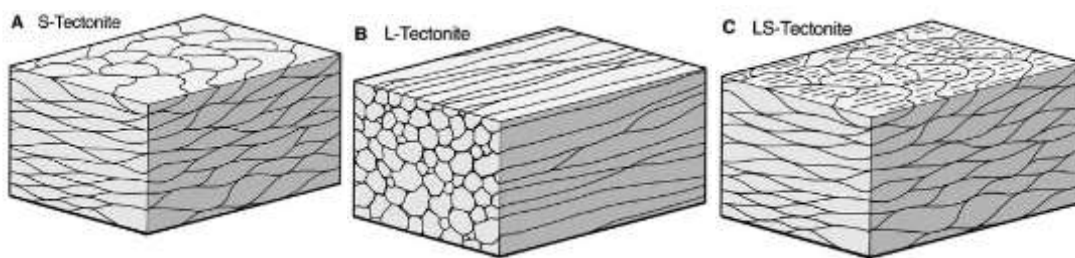


Figura 9. Fábrica de las tectonitas, A. Fábricas planares en tectonitas S. B. Fábrica Linear en Tectonita L. C. Fábricas conjugadas planares y lineares dando origen a Tectonitas LS. Modificado de Davies et al., (2012). *Structural geology of rocks and regions. Third edition. Wiley John & Sons. United States of America, 636 p.*

El estudio de las tectonitas en sí permite estimar una aproximación a la historia evolutiva de la deformación finita, algunos factores pueden estar interrelacionados para arrojar alguna interpretación a la fábrica característica que puede evidenciar el sistema de fuerzas que actúan sobre el cuerpo de roca, el campo de esfuerzo dentro del cuerpo de roca, la transformación geométrica, la fábrica inicial, incluso su comportamiento reológico (Paterson y Weiss, 1961).

Un ejemplo claro de tectonitas como se ha mencionado anteriormente son las rocas de falla que desarrollan una fábrica penetrativa claramente de origen tectónico y que se originan bajo

condiciones reológicas determinadas debido a su nivel cortical y sus propiedades mecánicas, por lo tanto las características texturales y estructurales de una roca de falla está supeditada a estas condiciones.

Las rocas de falla son el resultado de procesos tectónicos de dislocación y cuyos productos de roca, están supeditadas a las condiciones de profundidad y grado metamórfico (Passchier y Trouw, 2005), en las cuales se hayan generado el fenómeno de deformación. Las zonas de falla y zonas de cizalla son estructuras íntimamente ligadas, diferenciadas por sus condiciones de deformación y nivel reológico (Fossen, 2010), estas son una zona estrecha con límites subparalelos donde la deformación (*Strain*) fue localizado (Marshak y Mitra, 1988; Ramsay, 1980) propone una clasificación que subdivide las zonas de Cizalla (sensu lato) en tres grandes grupos:

Zona de Cizalla Dúctil: definida como una zona de deformación continua donde la magnitud de la deformación (*strain*) varía suavemente por toda la zona. Las fábricas de la zona de cizalla dúctil están dadas por procesos de deformación plástica.

Zona de Cizalla Frágil – Dúctil: Esta zona es una discontinuidad dentro de las rocas deformadas dúctilmente formándose en una zona de cizalla. Esta discontinuidad puede ser una fractura discreta donde ha ocurrido el deslizamiento o puede ser un conjunto de fracturas de extensión con arreglo en echelon (escalonada).

Zona de falla: Las rocas están deformadas por procesos frágiles. Si la zona es un plano discreto (fractura planar) es llamada falla. Si la zona es compuesta por un numero de fallas subparalelas y anastomosadas separadas por bloques con forma de lente de rocas no deformadas, o si este es una banda tabular de anchura finita que contiene roca triturada o pulverizada es llamada zona de falla.

Las rocas de falla de una zona de cizalla dúctil se les conocen con el nombre de la serie de las milonitas. Según Trouw et al. (2010). El término milonita se refiere a rocas con una estructura

(micro) específica que, en su mayoría pueden calificarse con las siguientes características: presencia - de una fábrica L-S fuerte, presencia de una matriz de grano fino con porfiroclastos, minerales como el cuarzo. La clorita, la biotita y moscovita están usualmente presentes en la matriz, ya sea muy deformadas en grado bajo, o recrystalizado en grados más altos. Minerales como el feldespato, granate, hornblenda y piroxenos pueden formar porfiroclastos, mostrando comúnmente deformación cristal-plástico por extinción ondulante y / o recrystalización parcial, presencia de una cierta asimetría, especialmente en milonitas de bajo grado, en forma de fábricas SC o bandas de cizalla, minerales con estructura fish, escalonamientos, foliación oblicua, etc.

Se puede definir milonitas entonces como rocas de cualquier composición, usualmente asociada con zonas de cizallamiento, con una estructura específica indicativa de mayor ductilidad deformación que las rocas adyacentes. Esta estructura puede estar caracterizada por la presencia de un fabrica L-S, la presencia de una matriz de grano relativamente fino con porfiroclastos (sólo ausente en ultramilonitas) y la ocurrencia frecuente, especialmente en milonitas, de estructuras asimétricas como la estructuras SC o bandas de cizalla C', minerales con estructura fish, escalones, foliación oblicua, etc. Para ser conservados tienden a formarse en el segmento retrógrado de la trayectoria P-T-t.

La fase frágil de una falla está representada por rocas de las series de las cataclasitas que pueden subdividirse en cataclasitas incohesivas o no cohesivas y cataclasitas cohesivas (Sibson, 1977; Passchier y Trouw, 2005; Trouw et al., 2010; Davis et al., 2012; (Marshak y Mitra, 1988; Van der Pluijm y Marshak, 2004; Fossen, 2010) y consisten un conjunto de rocas sin importar su composición, constituida por fragmentos de roca y una matriz del mismo origen, cuya clasificación depende del porcentaje de los elementos anteriores tal como lo propone (Sibson, 1977).

Tabla 1. Clasificación de rocas de falla.

	Fábrica Aleatoria	Foliada				
Incohesiva	Brecha de Falla Fragmentos Visibles > 30% de la masa de Roca	?				
	Gouge de Falla Fragmentos Visibles < 30% de la masa de Roca	?				
Cohesiva	Vidrio/ Vidrio Desvitrificado	Pseudotaquilita	?			
	Reducción Tectónica en el tamaño de grano. Granos dominados por crecimiento por recristalización y neomineralización	Brecha Brecha Fina Microbrecha	Fragmentos > 0.5 cm 0.1 < Frag. < 0.5 cm Fragmentos < 0.1 cm	0 - 10%		
		Protocataclasita	Series de las Cataclasitas	Protomilonita	Series de las Milonitas	10 - 50%
						Milonita
		Cataclasita	Variedades de Filonitas	Ultramilonita	90 - 100%	
		Ultracataclasita				
Crecimiento de grano Pronunciado	?	Blastomilonita				

Nota: Modificada de Sibson, (1977). Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London, 133: 191-213.

Por su parte las pseudotaquilitas son rocas de falla cohesivas muy finas que característicamente ocurren en venas, generadas por fusión parcial durante la fase sísmica de una falla geológica y representan la paleosismicidad de la falla en uno de sus hipocentros, justo donde se genera la dislocación. Corticalmente las venas de pseudotaquilita se generan conjuntamente con las series de las cataclasitas e inclusive en la zona de transición con milonitas de baja temperatura (Ver figura 10). Están compuestas de una matriz vítrea, con inclusiones de fragmentos de la roca parental.

Las principales características para distinguir las pseudotaquilitas son la presencia de venas de inyección que se desprenden de venas de falla o venas de generación (vena principal), bordes de enfriamiento, bandas de flujo. En los fragmentos no fundidos generalmente de cuarzo que presentan bordes corroídos o subredondeados evidenciado la fusión parcial. Los procesos de desvitrificación son generados por inestabilidad del vidrio y son conocidos como cristalización secundaria del vidrio en agregados de cristales de grano fino de minerales de baja temperatura, formando texturas esferulíticas (Sibson, 1977; Wise, 1984; Swanson, 1988; Magloughlin y Spray, 1992; Curewitz y Karson, 1999; Wenk et al, 2000; Paschier y Trouw, 2005; Barker, 2005; López et al., 2008; Trouw et al., 2010; Di Toro et al., 2005;) En cuanto a su alteración están relacionados con minerales del grupo de las arcillas y de la epidota (Kirkpatrick y Rowe, 2013).

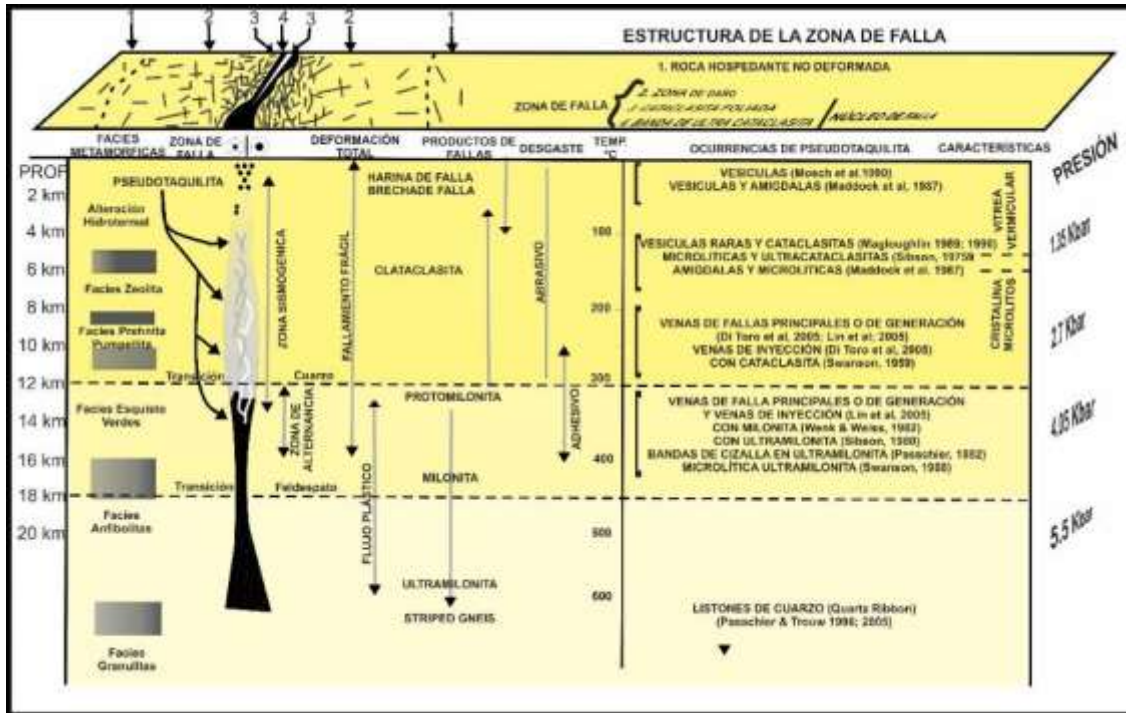


Figura 10. Perfil de una zona de falla. Modificado de López et al. (2008). Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. Boletín de Geología, 30(2), 2008. pp. 79-92.

Las rocas de falla pueden generarse en cualquier tipo de falla geológica ya sean fallas en el buzamiento (normal e inversa), fallas con deslizamiento en el rumbo (fallas de rumbo) o fallas oblicuas (componente en rumbo y en buzamiento). Otros tipos de fallas son las fallas rotacionales (Ver figura 11).

Las fallas de rumbo que son las fallas de interés en este trabajo se definen como fallas con un desplazamiento horizontal paralelo o subparalelo al rumbo de la discontinuidad (falla). Según Fossen (2010) Las fallas de rumbo son fallas de gran extensión con un desplazamiento considerable incluso intersectando diferentes áreas en la superficie de la tierra y están íntimamente relacionadas con terremotos devastadores, como también lo referencia Sylvester (1988).

Los mecanismos que desarrollan el fallamiento en términos de esfuerzos están muy bien referenciados por Fossen y Cavalcante (2017) y corresponden a efectos de Cizallas conjugadas

entre el cizallamiento puro y simple, además de otros fenómenos conocidos como la transpresión y achatamiento (Ver figura 12).

Para que con estos mecanismos se den como resultado fallamiento rumbodeslizante es necesario que el campo de esfuerzos tenga un arreglo específico, donde el máximo y el mínimo esfuerzo compresivo estén de manera horizontal y en forma contrastante, tal y como lo propone Anderson (1951) (Ver figura 13).

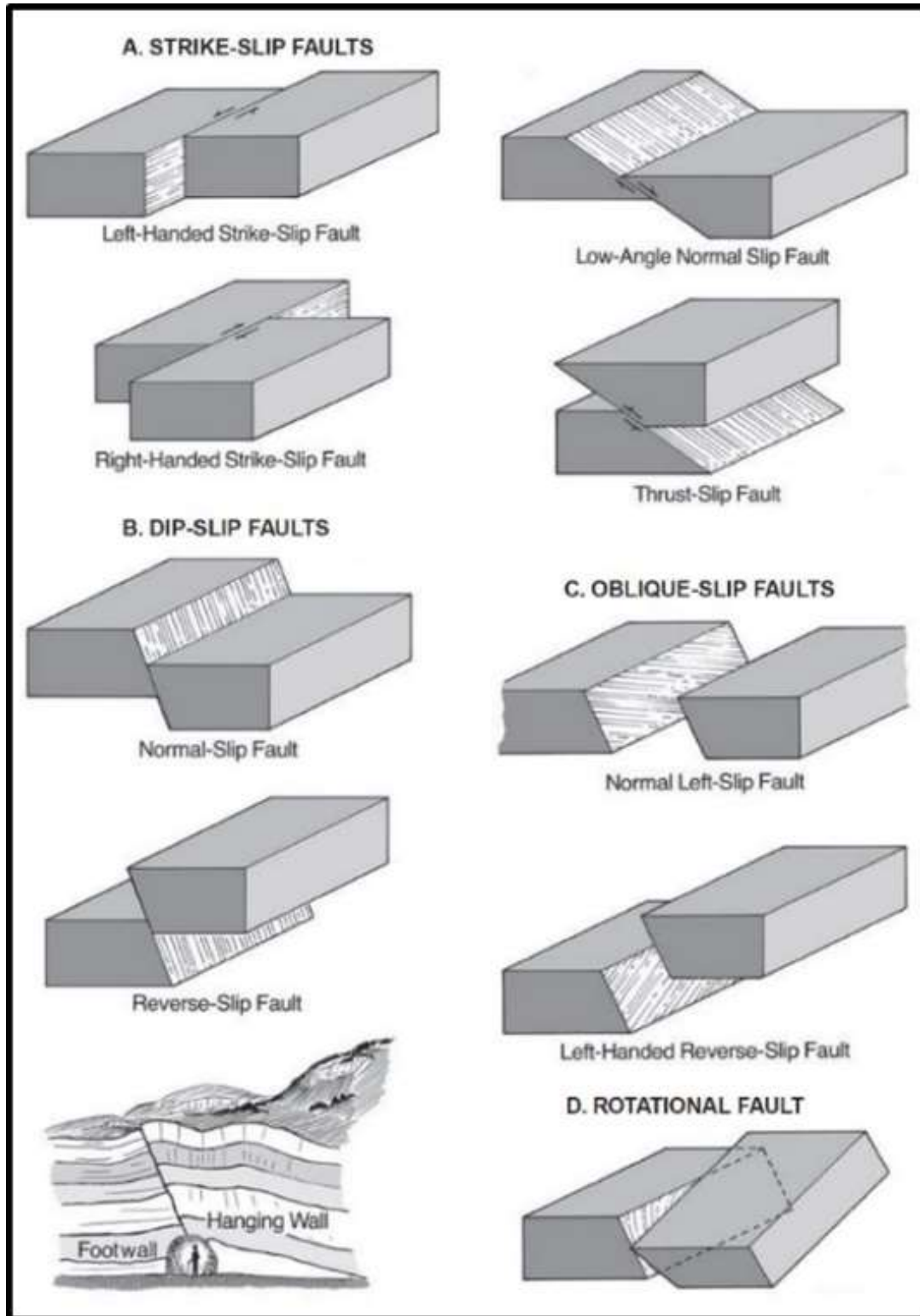


Figura 11. Tipos de fallas. Tomado de Davies et al. (2012). Structural geology of rocks and regions. Third edition. Wiley John & Sons. United States of America, 636 p.

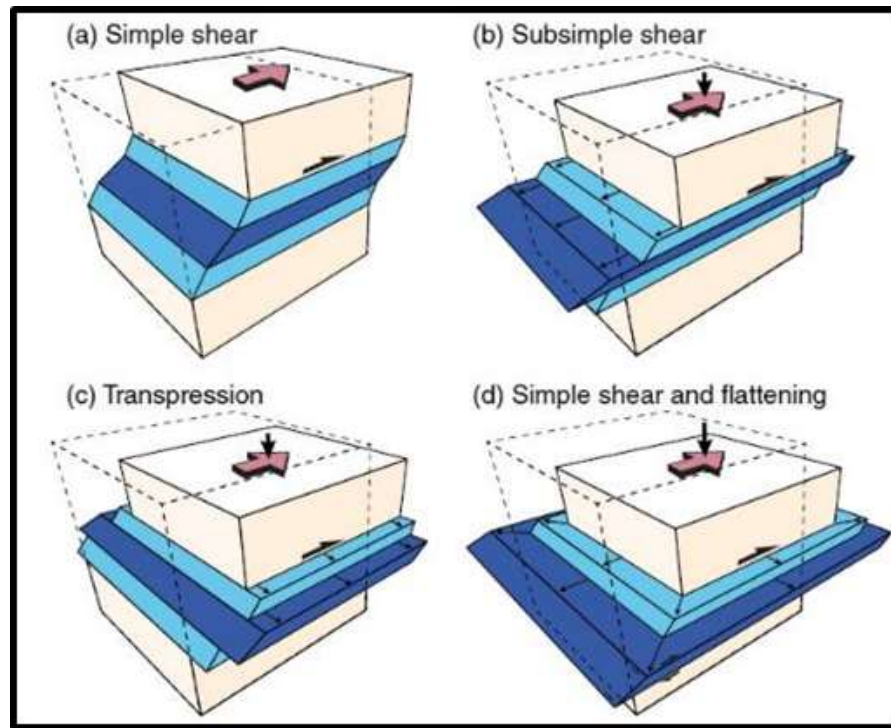


Figura 12. Mecanismos de generación de fallamiento en rumbo. Tomado de Fossen y Calvacante (2017). Shear zones a review. Earth Science – Reviews. 434 – 455. Elsevier.

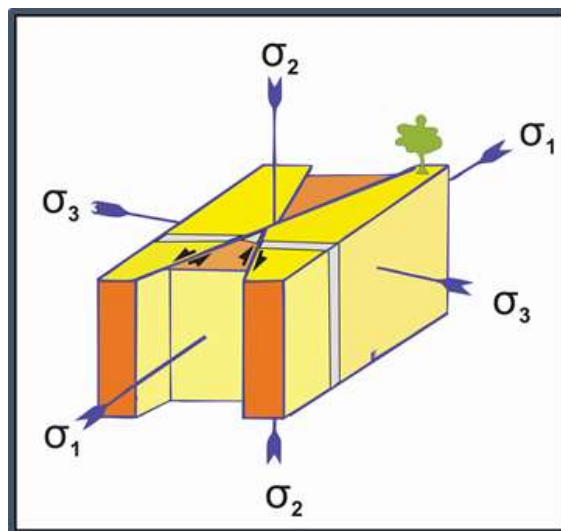


Figura 13. Tensor de esfuerzos para fallamiento en rumbo. Donde $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$. Modificado de Rossello (2001). Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y

aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N°5, pp. 19-43.

Las fallas de rumbo fueron clasificadas por Woodcok y Daly (1986) y por Sylvester (1988) en dos grandes grupos: Las fallas transcurrentes y las fallas transformantes. En la figura 14 se muestra una descripción gráfica de los tipos de fallas de rumbo y en Tabla 3 se presentan un resumen de la clasificación sugerida por los autores anteriormente mencionados. McClay (1987) Presenta una relación entre los elementos estructurales principales de los ambientes tectónicos asociados al fallamiento en rumbo intraplaca y su relación directa con los diferentes tipos de metamorfismo (Ver tabla 2).

Tabla 2. *Elementos estructurales en los diferentes ambientes tectónicos intraplaca y su relación con el metamorfismo.*

REGÍMENES INTRAPLACA				
	MARGEN CONTINENTAL PASIVA	ZONAS DE RIFT CONTINENTAL	ZONAS DE FALLAS DE RUMBO INTRAPLACA	CINTURONES PLEGADOS Y FALLADOS INTRAPLACA
Principales elementos estructurales	Fallamiento extensional, tectónica sindepositacional.	Fallamiento extensional, sistemas en rumbo asociados a fallamiento extensional,	Sistema principal de fallas asociados con pliegues en echelon, Fallamiento extensional y contraccional secundario asociado a pandeos, resaltes y solapamiento de las fallas principales.	Variable plegamiento y fallamiento. Fallamiento extensional dependiendo de la arquitectura tectónica local.
Metamorfismo	No hay metamorfismo de enterramiento, únicamente compactación,	Sistemas hidrotermales y actividad volcánica, elevado flujo de calor. Metamorfismo dinámico asociado con fallas (Cataclasitas y Milonitas)	Generalmente de Bajo grado	Variable hasta las facies granulitas, desarrollo de rocas de fallas, cataclasitas y milonitas a lo largo de toda la falla.

Nota: Modificado de McClay (1987). The Mapping of Geological Structures. London: John Wiley & Sons. 1987.

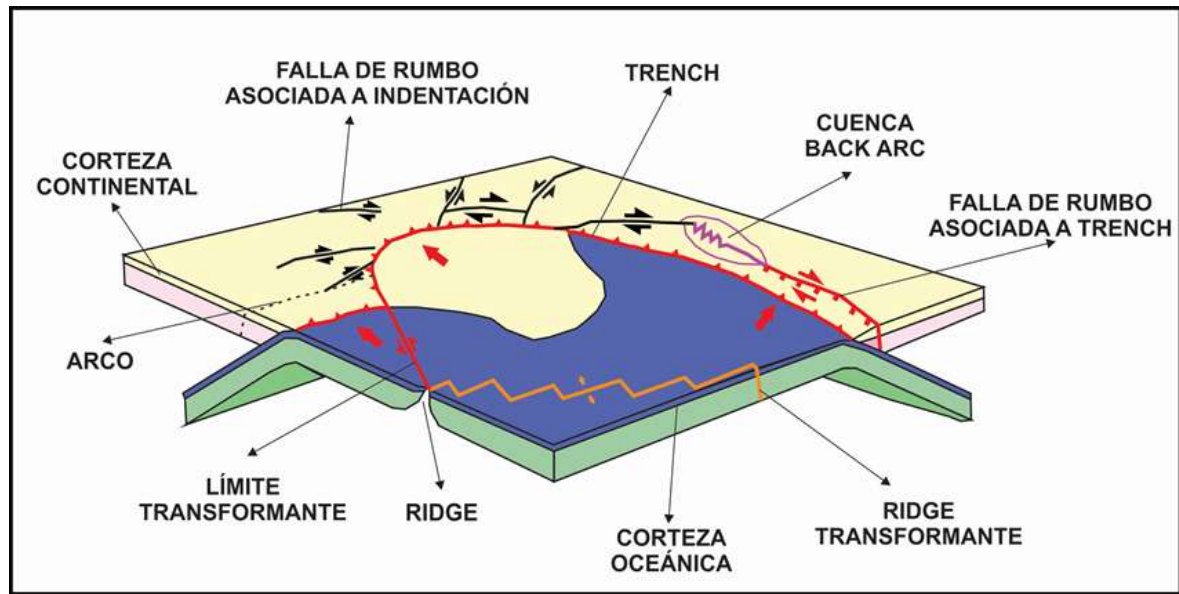


Figura 14. Representación gráfica de los tipos de fallas de rumbo. Modificado de Woodcok y Daly, (1986). The role of strike - slip fault systems at plate boundaries (an Discussion). Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 1986 317, doi: 10.1098/rsta.1986.0021, published 25 April 1986.

Tabla 3. Clasificación de las fallas de rumbo.

CLASIFICACIÓN DE LAS FALLAS DE RUMBO	
INTERPLACA	INTRAPLACA
(Arraigadas profundamente)	(Piel delgada)
Fallas Transformantes	Fallas Transcurrentes
(delimitan placas, cortan la litósfera, acomodación entre placas)	(Confinadas en la corteza)
Fallas transformantes de Ridge:	Fallas de Rumbo asociadas a Indentación:
Desplazan segmentos de la corteza oceánica teniendo similares vectores en todas las direcciones	Separa bloques continente – continente, cuyo movimiento con respecto el uno del otro es por causa de convergencia de placas.
Fallas de límites transformates:	Fallas de Desgarre:
Unen diferentes placas cuando el movimiento es paralelo al límite de placas.	Acomoda el desplazamiento diferencial dentro de un bloque alóctono o entre el alóctono y las unidades estructurales adyacentes.
Fallas de Rumbos asociadas a Trench:	Fallas de Transferencia:
Acomodan la componente horizontal de la subducción oblicua, corta y puede localizar arcos intrusivos y arcos volcánicos, localizados cerca de 100Km dentro de la zona del Trench.	Transferencia de deslizamiento horizontal de un segmento de una falla de rumbo principal que se está traspasado o un arreglo en echelon cercano.
	Fallas Transformantes Intracontinentales:
	Separa bloques alóctonos de bloques con estilos tectónicos diferentes.

Nota: Modificado de Sylvester (1988). Strike-slip faults. Geological Society of America Bulletin, v.100: 1666-1703.

En cuanto a su configuración geométrica las fallas de rumbo son estructuras fácilmente diferenciables en la superficie, por sus características geomorfológicas que corresponden a segmentos lineales con algunas variaciones dadas por pandeos, resaltos, formas anastomosadas que dependen de la historia evolutiva de la estructura y otras geoformas como lomos de presión, lomos de obturación, ganchos de flexión, mesetas estructurales, trincheras de falla, zonas escarpadas, drenajes alineados y controlados por los trazos de las fallas, entre otros (Cottom, 1952; Sylvester y Smith, 1976; Woodcock, 1986; Woodcock y Daly, 1986; Sylvester, 1998; Bloom, 1998; Burbank y Anderson, 2001; Keller y Pinter, 2002; Goudie, 2004; Bull, 2007; Gutierrez,

2008). Los trazos principales de las fallas de rumbo pueden claramente diferenciarse así como sus estructuras asociadas, definidas por Petit (1987), como fracturas secundarias derivadas del plano principal de fallamiento, donde se distinguen fracturas sintéticas tipo Riedel (R) y sintéticas tardías (P) cuya característica más evidente, con respecto al plano principal es una cinemática similar y una relación angular de pocos ángulos, de la misma manera fracturas antitéticas (con cinemática contraria) y de alto ángulo como son las fracturas de cizalla R' (antiriedel) y X, y las fracturas de tensión (T) que son fracturas de extensión con una distribución paralela al eje máximo compresivo (Petit, 1987; Rosello, 2001; Sperner y Zweigel, 2010; Curren y Bird, 2014). Tal como se ilustra en la figura 15.

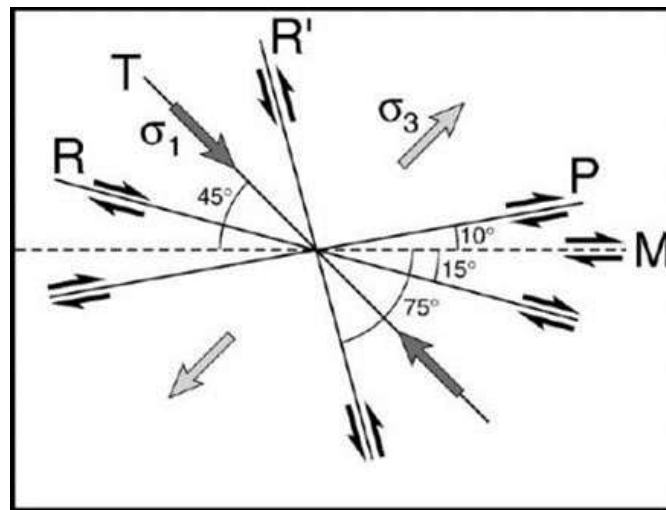


Figura 15. Distribución geométrica y espacial de las fracturas asociadas a un plano de falla principal (M). Tomada de Sperner y Zweigel (2010) A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.

Los estilos estructurales desarrollados por las fallas de rumbo están íntimamente ligados a subambientes tectónicos derivados de ambientes generales en transcurrencia. De esta manera una falla de rumbo puede configurar estilos transpresionales (cizallamiento subsimple), cuando el

componente en transurrencia se encuentra conjugado con compresión, y estilos transtensionales, cuando el componente en transurrencia está relacionado con extensión. (Harland, 1971; Aydin y Nur, 1982; Deng y Zhang, 1984; Deng et al., 1986; Woodcock, 1986; Woodcock y Fischer, 1986; Sylvester, 1988; Dewey et al., 1998; McClay y Bonora, 2001; Rosello, 2001; Schreurs, 2003; Van der Pluijm y Marshark, 2004; Cunningham y Mann, 2007; Twiss y Moores, 2007; Fossen, 2010; Davies et al., 2012).

Algunos estilos estructurales asociados a estos subambientes son definidos y caracterizados por Cunningham y Mann, (2007) y se ilustran en la Figura 16.

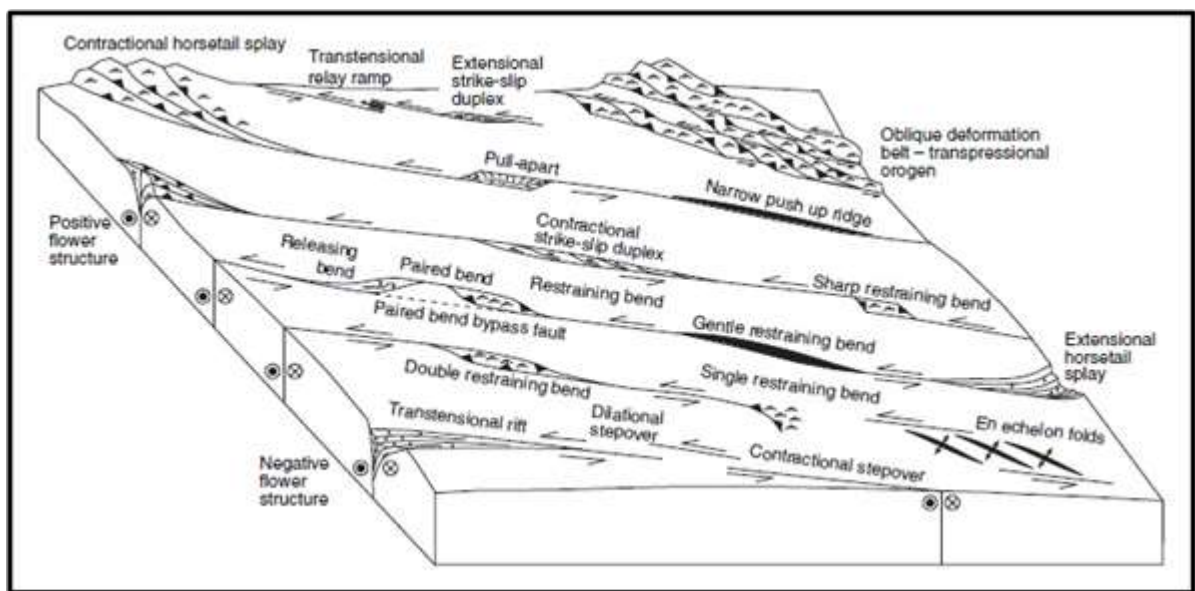


Figura 16. Estilos estructurales relacionados con transpresión y transtensión, en un ambiente de transurrencia. Tomado de Cunningham y Mann, (2007). *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends.* The Geological Society of London. P. 478.

Dentro de los estilos estructurales de transpresión se encuentran clasificados los dúplex compresivos, estilos en flor positiva, orógenos transpresionales. Por su parte, en los estilos transtensionales pueden diferenciarse, los dúplex extensivos, estilos en flor negativa, rift

transtensionales, cuencas extensionales interarco y estilos en dominó. Freund, 1970, 1974; Crowell, 1974; Sylvester y Smith, 1976; Poehls, 1978; Wernicke y Burchfiel, 1982; Aydin y Nur, 1982; Mann et al., 1983; Mackenzie y Jackson, 1983, 1986; Ron et al., 1984; Woodcock, 1986, 1990; Woodcock y Fisher, 1986; McClay e Insley, 1986; Garfunkel y Ron, 1986; Sylvester, 1988; Tapponnier et al., 1990; Twiss y Gefell, 1990; Sanderson et al., 1991; Cruikshank et al., 1991; Laney y Gates, 1996; Rosello, 2001; McClay y Bonora, 2001; Storti et al., 2003; Swanson, 2005; Cunningham, 2007; Fossen, 2010)

Algunas estructuras en transpresión y transtensión están relacionadas a las terminaciones de las fallas de rumbo, dependiendo de la cinemática de la falla y la dirección de la curvatura de la terminación. Estas terminaciones se ilustran en la Figura 17.

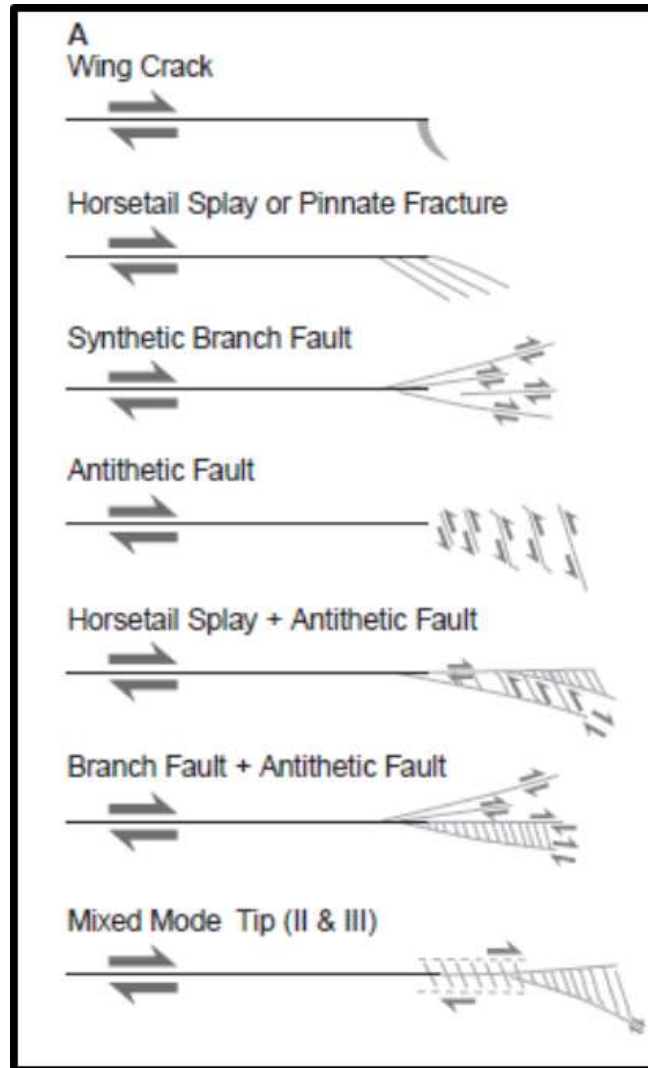


Figura 17. Terminaciones en fallas de rumbo con estilos transpresivos y transtensivos. Tomado y modificado de Davis et al. (2012). Structural geology of rocks and regions. Third edition. Wiley John & Sons. United States of America, 636 p.

6. Marco geotectónico

El Bloque Norandino corresponde al borde noroccidental de Suramérica, cuya configuración, tectónica está influenciada por la interacción de las placas Suramericana, Nazca, Caribe, y el

Bloque Chocó. (Case et al., 1984; Boinet, 1986; Kellog, 1984; Duque – Caro, 1990; Royero y Clavijo, 2001; Cediel et al., 2003).

En el Bloque Norandino se caracteriza por presentar un ambiente tectónico transpresivo y que es evidenciado por la ocurrencia de fallas que definen los límites de bloques tectónicos y fallas regionales que separa terrenos tectonoestratigráficos. (Etayo et al., 1986 en López, 2006).

El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta es una falla de transcurrencia que como Cauca Romeral y Palestina, son lineamientos incongruentes dentro de la tectónica de lineamientos y bloques característica del Bloque Norandino (Ujueta, 2007) y que según Kellog (1984) su cinemática sinistral se debe al deslizamiento de la placa de Nazca al W del Bloque Chocó en un límite transformante lateral izquierdo. Por su parte Freymueller et al. (1993) en López (2006) atribuye la cinemática antihoraria de la “Cuña Andina” (Caura Romeral – Santa Marta Bucaramanga) son la evidencia de la primera compresión en el Mioceno inferior.

La Falla El Carmen corresponde al segmento meridional del Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta, y que configura el límite oriental del Duplénx Compresivo de Ocaña y que se extiende y defleca en dirección NE hacia la Serranía de Perijá. (Beltrán y Romero, 1992; Cediel et al., 2003; Peñaranda y Pimiento, 2016).

La Falla El Carmen ha sido denominada como la Falla de Bucaramanga por Daconte y Salinas (1980), Ujueta (2003), y como La Falla de Algarrobo por (Boinet et al., 1989), o el Relevo Ocaña – Curumaní por Cuellar et al., (2007).

El Sistema de Fallas de Bucaramanga – Santa Marta que incluyen a la Falla El Carmen, se consideran el límite occidental de la Sierra Nevada de Santa Marta, y el Macizo de Santander, limitando al W con el Valle inferior y medio del Río Magdalena respectivamente, Paris et al.,

(2000). La terminación de la Falla de Bucaramanga al sur según Toro (1990) corresponde a un ambiente transpresivo en cola de caballo y desde donde se desprenden fallas regionales como Soapaga y Boyacá, de importante influencia en el levantamiento de la Cordillera Oriental. Velandia (2005) propone un ambiente de dúplex compresivo para las Fallas de Soapaga y Boyacá.

En cuanto a su cinemática de la Falla El Carmen Beltrán y Romero (1992), Cediél et al., (2003), Peñaranda y Pimiento (2016) consideran esta estructura como una falla en transurrencia con deslizamiento antihorario.

Su generación ha sido ilustrada por Beltrán y Romero (1992) como una zona de transferencia a la derecha en el Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta y que configura localmente un ambiente de transpresión en el Dupléc de Ocaña.

La falla que atraviesa al W de poblaciones El Carmen, Otaré, Río de Oro, Ocaña, Ábrego, y San Alberto, interactúa y deforma rocas que van desde el Precámbrico, Paleozoico, Triásico, Jurásico y el Cenozoico.

Según Daconte y Salinas (1980), Paris et al., (2001), Van der Lelij et al., (2016) el Gneis de Bucaramanga (Ward et al., 1973) ha sido considerado como rocas metamórficas, en facies anfibolita alta, a condiciones de baja P y alta T. García (2005) reporta que el metamorfismo en el Macizo de Santander ocurre a condiciones de alta T y media P, Urueña y Zuluaga (2011) proponen que el metamorfismo se encuentra en condiciones de P entre 5,5 Kbar y 7,2 Kbar y T entre 660 °C y 750°C, mientras Zuluaga, et al. (2017) proponen dos eventos metamórficos regionales sobre impuestos. El primer evento durante el Paleozoico en condiciones de T entre 660 y 850 °C y P de 7,5Kbar y el segundo evento durante la transición entre el Triásico y el Jurásico, con condiciones de T < 750°C y P < 6,5 Kbar, que alcanzarían las facies granulita.

Para el Gneis de Bucaramanga han sido reportadas granulitas máficas y gneises granulíticos por Navarro y Reyes (1993) y referenciadas por Amaya (2012) para el sector de Capitán Largo del municipio de Ábrego. Por su parte González et al. (2017) describen granulitas máficas y rocas de composición ultrabásica en facies granulita anfibólica, al noroccidente de Ocaña, donde la preservación de la paragénesis está ligada al levantamiento rápido de bloques profundos atribuidos a las fallas de transferencia del Dúplex Compresivo de Ocaña.

Rocas metasedimentarias de bajo grado constituidas por pizarras y filitas definidas inicialmente por Ward et al., (1973), como Formación Silgará ocurren en el área de estudio, pero que no se ajustan a ninguna de las unidades propuestas en la ecisión de la Formación Silgará de Mantilla et al., (2016).

Según Ward et al., (1973) La “Formación Silgará” es una unidad metasedimentaria, constituida por esquistos, cuarcitas, filitas, pizarras, mármoles y rocas calcosilicatadas, que han sufrido metamorfismo regional que varía de facies sub esquistos verdes a anfibolita.

Según Mantilla et al., (2016) las unidades que estuvieron agrupadas en la “Formación Silgará” sufrieron dos eventos metamórficos relacionados con las orogenias Famanitiana Principal y Famatiniana menor durante el Ordovícico y Silúrico respectivamente.

La unidad litodémica informal definida por Daconte y Salinas (1980) como Diorita corresponde a un cuerpo de Dioritas de geometría alargada y consecuente con el rumbo de la Falla El Carmen, la cual muestra contactos intrusivos con rocas del Gneis de Bucaramanga y con rocas de bajo grado de Metamorfismo. Esta misma unidad fue llamada Metadiorita por Ward et al., (1973) y la relacionan como parte del Gneis de Bucaramanga, sin embargo Daconte y Salinas (1980) sostienen que esta unidad sólo presenta metamorfismo por dislocación relacionado a La Falla de “Bucaramanga”.

Dentro de la caracterización de esta unidad, se diferencian variaciones texturales en el tamaño de grano, de grueso a fino. Composicionalmente las rocas de la unidad Diorita están constituidas por plagioclasa (Andesina – Labradorita), hornblenda, biotita, cuarzo, esfena, zircón y minerales opacos. En cuanto a sus características estructurales Daconte y Salinas (1980) reportan el desarrollo de foliación definida por minerales alargados y que lo asocian al cizallamiento generado por la Falla El Carmen.

La edad de este cuerpo ha sido data para 413 ± 30 Ma por el método K – Ar y que es correlacionada a eventos magmáticos durante el Ordovícico – Silúrico reportado por Goldsmith et al., 1971; Ward et al., 1973; Mantilla et al., 2012; Gómez et al., 2015, postectónico al evento orogénico que generó el metamorfismo de la Formación Silgará durante un evento de suprasubducción.

En la cartografía presentada por Daconte y Salinas (1980) la unidad Diorita se encuentra cartografiada en núcleo de la Falla El Carmen, mientras que en Gómez et al., (2015) la unidad Diorita desaparece y es vinculada al Gneis de Bucaramanga, mientras que algunos cuerpos reconocidos como dioritas fueron cartografiados como granitos moscovíticos de edad Ordovícico - Llandovery.

El complejo Intrusivo extrusivo corresponde a rocas ígneas de edad Jurásico (196 ± 7 Ma – K/Ar), integrado por dos grupos de rocas principalmente: rocas plutónicas constituida por Cuarzomonzonitas (denominado informalmente como Batolito de Ocaña), (Daconte y Salinas, 1980) y Granodioritas que varían de Sienogranitos a Tonalitas y de cuarzomonzonitas a cuarzomonzodioritas (Gómez et al., 2015). El otro conjunto de rocas pertenecientes a esta unidad corresponden a rocas subvolcánicas constituidas principalemte por Riolitas. Su relación de campo

es de corte (diques) con respecto a las rocas plutónicas y en contacto fallado (Daconte y Salinas, 1980).

Algunos diques de composición intermedia son reportados por Peñaranda y Pimiento (2016) clasificando estos diques como cuarzodioritas. Daconte y Salinas (1980) reportan además diques de composición básica correspondientes a diabasas y basaltos localmente amigdaloides rellenos con calcita y/o prehnita. Que cortan las unidades Gneis de Bucaramanga, Metadiorita y al Complejo Intrusivo – Extrusivo de Ocaña.

Al W de la Falla de Bucaramanga afloran rocas jurásicas correspondientes a la Formación Noreán, constituidas principalmente por areniscas, limolitas y calizas, intercaladas con tobas, brechas, aglomerados, y lavas rióliticas y andesíticas, en contacto fallado con el Gneis de Bucaramanga. (Gómez et al., 2015). Estas rocas también fueron reportadas por Daconte y Salinas (1980) pero fueron nombradas como Formación Bocas.

Depósitos de edad cuaternaria se encuentran, de tipo aluviales asociados a ríos y quebradas y en menor cantidad conos de deyección y depósitos de terraza. (Daconte y Salinas, 1980).

7. Metodología

Este trabajo fue realizado durante varias fases divididas en: recopilación bibliográfica, campo, oficina, laboratorio y elaboración del informe final, que permitieron obtener los resultados e interpretaciones referencian en capítulos posteriores.

Fase de recopilación Bibliográfica: Consistió en consulta y agrupación de material bibliográfico, del fundamento teórico y condiciones geológicas del tema que se trató, además del estado del arte de las características geológicas reportadas anteriormente para el área de estudio.

Fase de Campo: Consistió en varias sub fases que permitieron obtener los datos y evidencias geológicas para realizar análisis e interpretación que conllevaron a la conclusión final.

Reconocimiento y selección y delimitación del área de estudio, elección de vías de acceso, zonas de interés geológico y afloramientos disponibles para el estudio.

Reconocimiento geomorfológico y panorámico del área de estudio, donde se capturaron fotografías regionales y de geformas relacionadas con tectónica y fallamiento, que permitiera aportar algunos datos y características para la interpretación final.

Fase de levantamiento estructural detallado mediante poligonal abierta y por el método sugerido por McClay (1987), de una transecta, ortogonal al trazo principal de la Falla El Carmen.

Fase de cartografía geológica, a escala 1:10.000, levantamiento geológico y estructural, toma de datos, control de contactos litológicos, seguimiento de fallas geológicas, y recolección de muestras para el estudio petrográfico y microtectónico.

Fase de Oficina: Organización de los datos, digitalización de mapas y cartera de campo, análisis estadísticos de datos estructurales. Los mapas y transecta estructural fueron digitalizados en el Software libre Qgis, versión 2.14.21.

Los datos de foliaciones, clivajes, fracturas, pliegues fueron analizados estadísticamente mediante diagramas de grandes círculos, diagramas rosa y diagramas de contorno, como lo propone Hatcher (1995).

Los datos de planos de fallas con líneas de deslizamientos fueron analizados estadísticamente para el cálculo del tensor de esfuerzos, por el método de diedros rectos, propuesto por Angelier y Mecheler (1977) en el software Win tensor 5.8.4

Los datos de foliaciones, fracturas de tensión también fueron utilizados para el cálculo del tensor de esfuerzos por el método de diedros rectos de Angelier y Mecheler (1977) en el software Win tensor 5.8.4.

Los dominios estructurales fueron definidos y clasificados según la recomendación de Hatcher (1995).

Las fases deformativas fueron definidas en términos de patrones de deformación, como lo sugiere Ramsay (1967), Ramsay y Huber, (1987).

Los datos de sismicidad histórica, fueron obtenidos de la base de datos de la Red Sismológica Nacional con fechas que van desde el 01 de Junio de 1993 hasta el 19 de Junio de 2017.

Fase de Laboratorio: dividida en varias fases para el estudio de secciones delgadas usando métodos petrográficos y de análisis instrumental.

Fase de corte y preparación de secciones delgadas, en los laboratorios de la Universidad Industrial de Santander y la Universidad Nacional de Colombia. Los cortes fueron realizados preferencialmente como cortes estructurales para observar rasgos microtectónicos. Estos cortes se realizaron paralelos a la lineación mineral y perpendicular a la foliación.

Análisis petrográfico y obtención de microfotografías de 53 secciones delgadas, en microscopio de luz transmitida, Leica DM750P con cámara integrada, pertenecientes al grupo de investigación básica y aplicada (GIGBA), ubicado en el parque tecnológico Guatiguará de la Universidad Industrial de Santander. Las descripciones petrográficas y microtectónicas fueron realizadas siguiendo las sugerencias de Spray (1969), Mackenzie y Guilford (1982), Bard (1986), Yardley et al., (1997), Blenkinsop, (2002), Vernon (2004), Passchier y Trouw (2005), Trouw et al. (2010).

Análisis en microscopio electrónico de barrido (SEM) - EDS, se realizó en el equipo Quanta FEG 650, en el laboratorio de microscopía del parque tecnológico Guatiguará de la Universidad

Industrial de Santander. Los resultados EDS fueron comparados con los presentados por Severin (2004).

Toma de datos de química mineral en microsonda electrónica JEOL JXA – 8230, obteniendo los valores en porcentaje en peso de óxidos mayores de cada fase mineral analizada.

Los valores obtenidos en óxidos mayores para cada fase mineral fueron comparados con los valores presentados por Deer et al. (1992).

Los valores de normalización y cálculo de miembros finales para la formula estructural de cada mineral se realizó bajo la metodología y usando las plantillas de Brady et al. (2017).

Elaboración del Informe final, presentación de resultados e interpretaciones basados en todos los datos obtenidos en las diferentes fases anteriores.

8. Geología

Las rocas que afloran en el área de estudio se comportan como cuerpos con una geometría alargada, su dirección es paralela a la de la Falla El Carmen, la cual sobreimpone a estas, fábricas de deformación asociadas a diferentes fases deformativas. En el apéndice 1 (Mapa Geológico) se pueden observar sus distribuciones espaciales y estructurales con una vista en planta. En el apéndice 2. Pueden observarse además de la vista en planta secciones estructurales las cuales muestran las características de las rocas aflorantes en la vertical y su relación con las estructuras presentes.

8.1 Rocas Metamórficas:

En el área de estudio afloran rocas metamórficas de alto grado de metamorfismo correspondiente a la unidad litodémica Gneis de Bucaramanga. En este sector el Gneis de Bucaramanga está compuesto por cuarcitas, gneises cuarzo feldespáticos, gneises anfibólicos, gneises granulíticos, migmatitas, anfibolitas, y granulitas máficas.

Las cuarcitas ocurren como delgadas bandas concordantes con la foliación general de los gneises. Su estructura en muestra de mano es granoblástica.

Los gneises cuarzo feldespáticos (Ver figura 18A) ocurren principalmente en cercanías al núcleo de la Falla El Carmen y se disponen como bandas con estructura gneísica de espesores que varía en algunos centímetros. Sus bandas están compuestas principalmente por cuarzo, feldespato y plagioclasa. En algunas bandas presentan contenido de biotita. Estas rocas muestran sobreimposición de metamorfismo dinámico por el desarrollo de un clivaje disyuntivo y un alto fracturamiento.

Los gneises anfibólicos (Ver figura 18B) se presentan como cuerpos de roca con estructura gneísica, cuyas bandas leucocráticas y melanocráticas se caracterizan por sus espesores de centímetros. Las bandas leucocráticas están compuestas por cuarzo, plagioclasa y feldespato, en las cuales se desarrollan porfidoblastos de feldespato con estructura augen. Las bandas melanocráticas están compuestas principalmente por hornblenda, en algunos casos presenta como accesorio cristales finos de magnetita. Los contactos entre las bandas suelen ser netos, tajantes, rectos y localmente sinuosos. Por lo general estos gneises tienden a presentar estructura milonítica, como consecuencia de la acción tectónica de la Zona de Falla El Carmen.

Los gneises granulíticos presentan relaciones de campo similares a los anteriores, con la diferencia que sus bandas son más gruesas y sus melanosomas están compuestos por anfíboles, piroxenos, granate y magnetita.

Las migmatitas (Ver figura 18) que se encuentran en el área se pueden dividir en dos grupo: las migmatitas que muestran evidencias de fusión parcial in situ, con el desarrollo de leucosomas tonalíticos y graníticos bordeadas por minerales melanocráticos segregados, que configuran el melanosoma (bandas muy finas) y encajados en gneises anfibólicos que representan el restito, el cual no sufrió procesos de fusión parcial. La transición hacia el melanosoma está representada por bordes de enfriamiento en el cual se observar disminución en el tamaño de grano. El segundo grupo corresponde a migmatitas de inyección de las cuales sólo puede diferenciarse el leucosoma de composición que varía de tonalítica a granítica. Los leucosomas inyectados son concordantes con la foliación del gneis.

Estructuralmente las migmatitas del área clasifican como metatexitas y estromatitas.

La distribución de leucosomas de inyección converge hacia zonas de acumulación en el núcleo de la Falla El Carmen que configuran los granitos denominados aquí como Granito del Salobre y Granito de Pueblo Viejo.

Estas masas graníticas muestran en toda su extensión enclaves del Gneis de Bucaramanga. Dentro de su mineralogía se encuentran cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita, biotita, magnetita y granate. En cuanto a su estructura presentan una foliación marcada por minerales alargados que se asocian a clivajes relacionados a deformación.

A escala microscópica los leucosomas se muestran como masas de composición granítica y tonalítica, orientada, lo que implica su generación de tipo sintectónica. Como minerales accesorios se encuentran granate, biotita y Magnetita. Se observan texturas mesopertíticas.

Las anfibolitas se pueden observar como cuerpos concordantes a la foliación del gneis o como islas de baja de deformación (Ver figura 18E) discordantes a la estructura del gneis. Se componen principalmente de hornblenda y plagioclasa. Como accesorio puede encontrarse cristales de granate que no superan el 1% en la composición, magnetita, titanita y cordierita. Estructuralmente las anfibolitas se observan como cuerpos de roca foliados, cuya foliación está definida por los ejes más largos de los cristales de hornblenda y plagioclasa.

A escala microscópica las anfibolitas (Ver figura 20) se caracterizan por presentar textura nematoblástica, definida por los cristales de hornblenda, cuyos contactos son rectos y poligonales. En sectores donde se encuentran afectadas por leucosomas de inyección puede observarse disminución del tamaño de grano y un enriquecimiento en epidota y titanita, debido a la liberación de calcio.

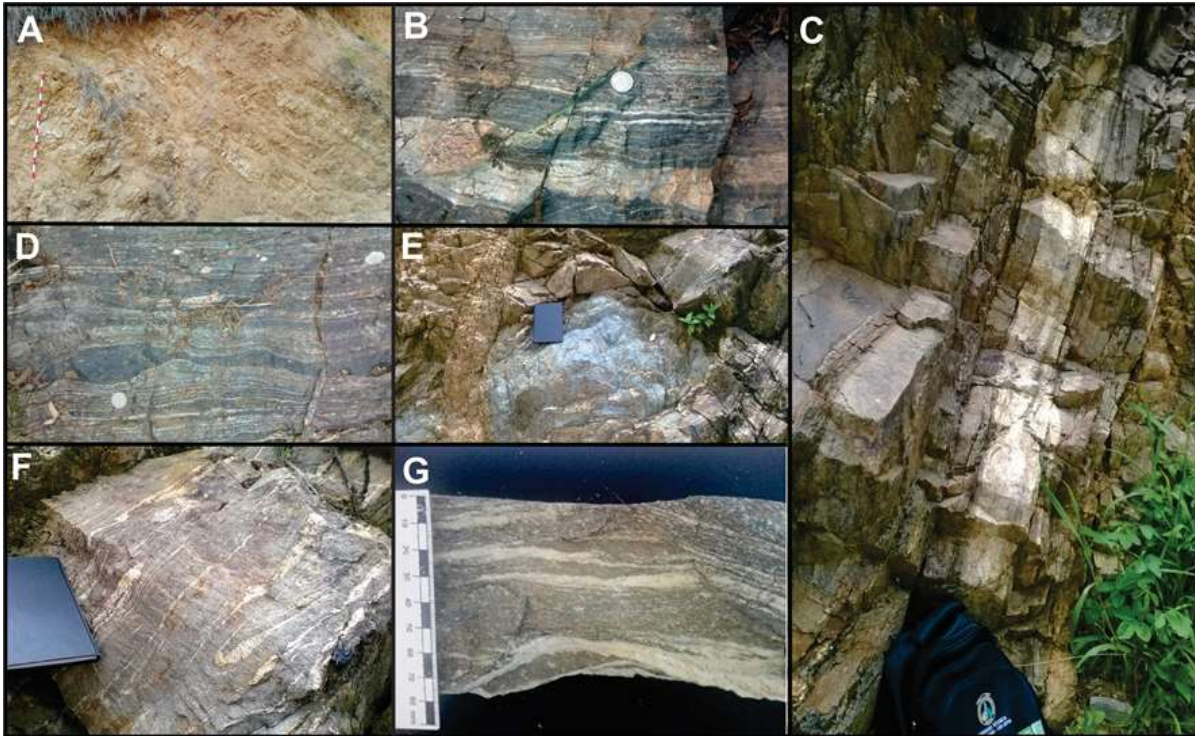


Figura 18. Afloramientos Gneis de Bucaramanga. (A) Gneises cuarzofeldespáticos en las inmediaciones de la zona de daño de la Falla El Carmen. (B) Migmatita estromática donde pueden diferenciarse sus bandas claras producto de fusión parcial. (C) Migmatita de inyección concordante a la foliación gneisica. (D) Gneis anfibólicos con desarrollo de estructura augen por milonitización. (E) Cuerpo de anfibolita que se presenta como isla de baja deformación de manera discordante a la foliación gnéisica. (F) Metatexita plegada. (G) Migmatita estromática donde se diferencia el neosoma y paleosoma.

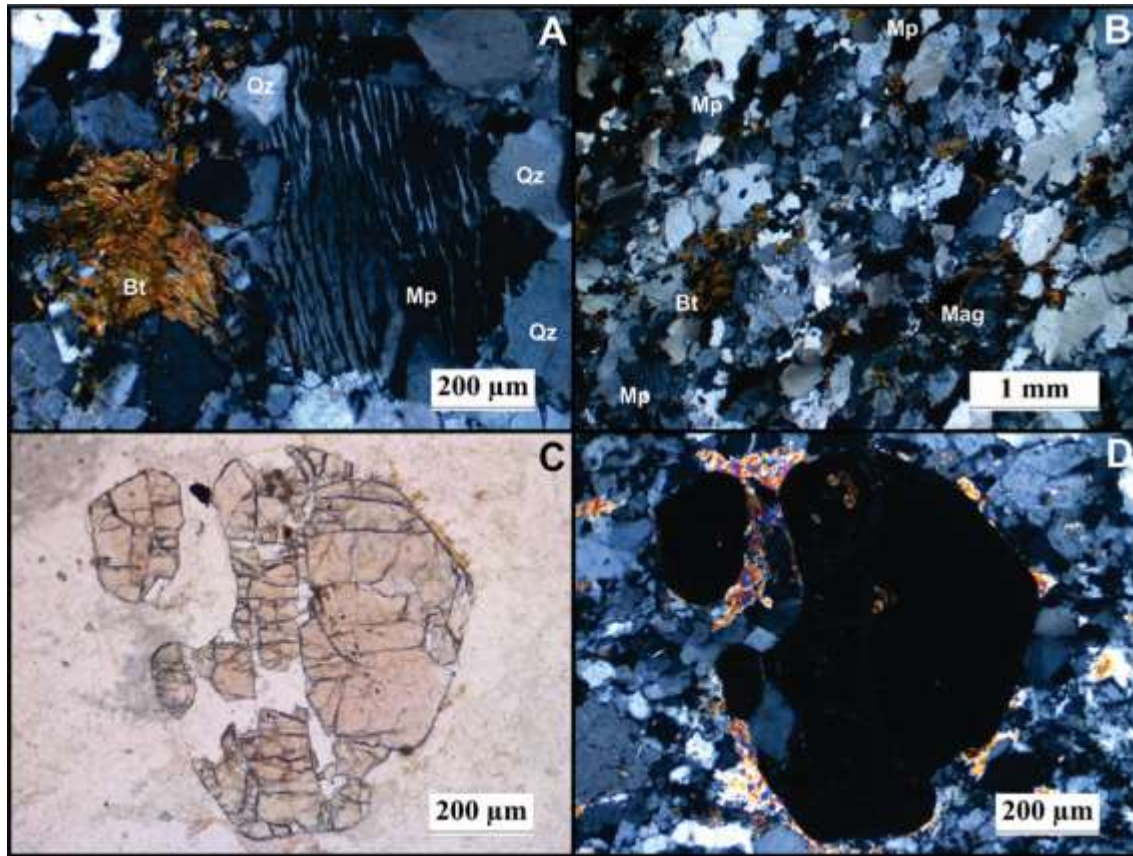


Figura 19. Características petrográficas de migmatitas. A) Microfotografía en XPL de leucosoma granítico con el desarrollo de texturas mesopertíticas (MP) y con la ocurrencia de minerales como cuarzo y biotita acompañada de magnetita. (B) Leucosoma granítico la cual muestra una dirección de foliación. Dentro de su mineralogía se destaca cuarzo, plagiocasa, mesopertitas y magnetitas asociada siempre con la biotita. (C) y (D) Microfotografías en PPL y XPL respectivamente que muestran un granate fragmentado dentro de un cuerpo de composición granítica. Otros minerales reconocibles son la muscovita y la biotita en los bordes del granate.

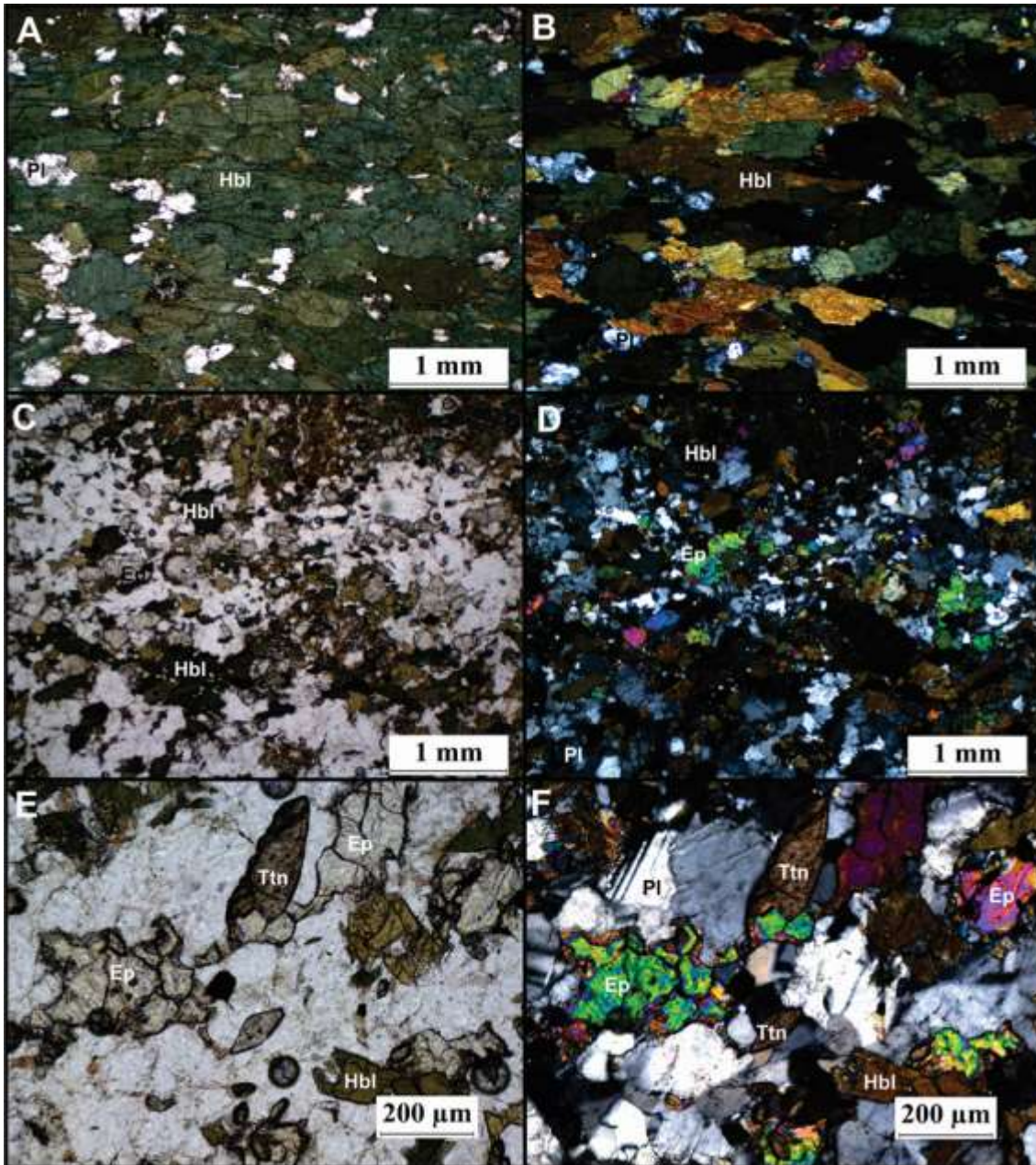


Figura 20. Características petrográficas de anfibolitas. (A) y (B) microfotografías en PPL y XPL respectivamente, de anfibolita, la cual muestra su textura nematoblástica. (C) y (D) Microfotografías en PPL y XPL respectivamente de anfibolita afectada por leucosoma de inyección de composición tonalítica. Localmente se observa textura nematogranoblástica, disminución en el tamaño de grano, generación de minerales ricos en calcio como la epidota y la titanita. (E) y (F) Microfotografía en PPL y PPX respectivamente, que muestra la generación de Epidota y titanita en leucosoma de inyección.

Los cuerpos de granulitas máficas (Ver figura 21) afloran en la vía que conduce de La Sabana hacia la vereda el Hobo. Estructuralmente los bloques que presentan asociación mineralógica típica de facies granulita se encuentran al W de la Falla El Carmen y en medio de las Fallas de Sanín Villa y Las Estromelias, que son fallas internas del Dúplex de Ocaña. Las granulitas se encuentran como cuerpos tabulares concordantes a la foliación de los gneises o como cuerpos discordantes que cortan la estructura gnéisica. En muestra de mano las granulitas se observan como rocas con desarrollo de foliación definida por la presencia de anfíboles y plagioclasa. Los granates de tonalidad café rojizo y de tamaño de grano grueso a muy grueso, es una característica distintiva de observación en el campo. En algunas muestras se observan texturas coroníticas donde cristales de granate presentan mantos de plagioclasa. Los cristales de piroxeno son característicamente de grano fino a muy fino y pueden estar alterados a anfíboles y serpentina.

Otras características importantes de identificación en el campo son su peso específico y alto magnetismo, este último generado por la presencia de cristales de magnetita.



Figura 21. Muestra granulita máfica. (A) Muestra de mano de granulita máfica donde se identifica su estructura foliada, desarrollada por los anfíboles (color verde oscuro) y plagioclasa (color blanco). Los cristales de granate (color café) y piroxenos (color negro) se encuentran distribuidos en bandas por la muestra. Además se puede observar el desarrollo de texturas coroníticas de plagioclasa (color blanco) en granates (color rojo) muy gruesos. También es posible evidenciar estructura “White Socked” en Piroxenos.

A escala microscópica (Ver figura 22) las granulitas se observan como rocas con textura granoblástica. Los constituyentes de la roca presentan contactos rectos y poligonales.

El ortopiroxeno se observa como cristales subhedrales y euhedrales de alto relieve, con ligero pleocroísmo color café pálido, exfoliación recta, colores de interferencia de primer orden hasta amarillos del segundo orden y extinción recta. En algunos cristales se observa desarrollo de maclas polisintéticas. Sectorialmente el ortopiroxeno puede presentar texturas coroníticas con clinopiroxeno, debido a metamorfismo retrógrado sobreimpuesto.

El Clinopiroxeno es típicamente augita, la cual presenta relieve alto, exfoliación recta, sin pleocroísmo, colores interferencia que varían desde el primer a tercer orden. El ángulo de extinción es oblicuo. En algunos sectores los clinopiroxenos se encuentran uralitizados.

La Plagioclasa es Labradorita ($An_{65} - Ab_{35}$), la cual se presenta como cristales subhedrales de grano medio a fino, orientadas en la dirección de la foliación.

La ortoclasa se presenta en cristales subhedrales de tamaño de grano medio con inclusiones finas de moscovita, lo que evidencia vestigios del rompimiento de la moscovita y generación de feldespatos en las facies granulita.

Los anfíboles son principalmente hornblenda, aunque pueden observarse cristalización de tremolita producto de alteración de piroxenos, por metamorfismo retrógrado.

El granate se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, de tamaño grueso a muy grueso. En algunos sectores se puede observar que el granate funciona como mineral hospedante en texturas poiquioblásticas albergando apatitos de grano fino a medio.

La cordierita (Ver figura 23) ocurre en poca proporción en las muestras de granulitas. Se presenta como cristales subhedrales de bajo relieve, incoloros, con alteración a pinita, los colores de interferencia son de primer orden y su ángulo de extinción es recto.

Minerales opacos presentes en la muestra son magnetitas de la serie hercinita – magnetita que alteran a ilmenita.

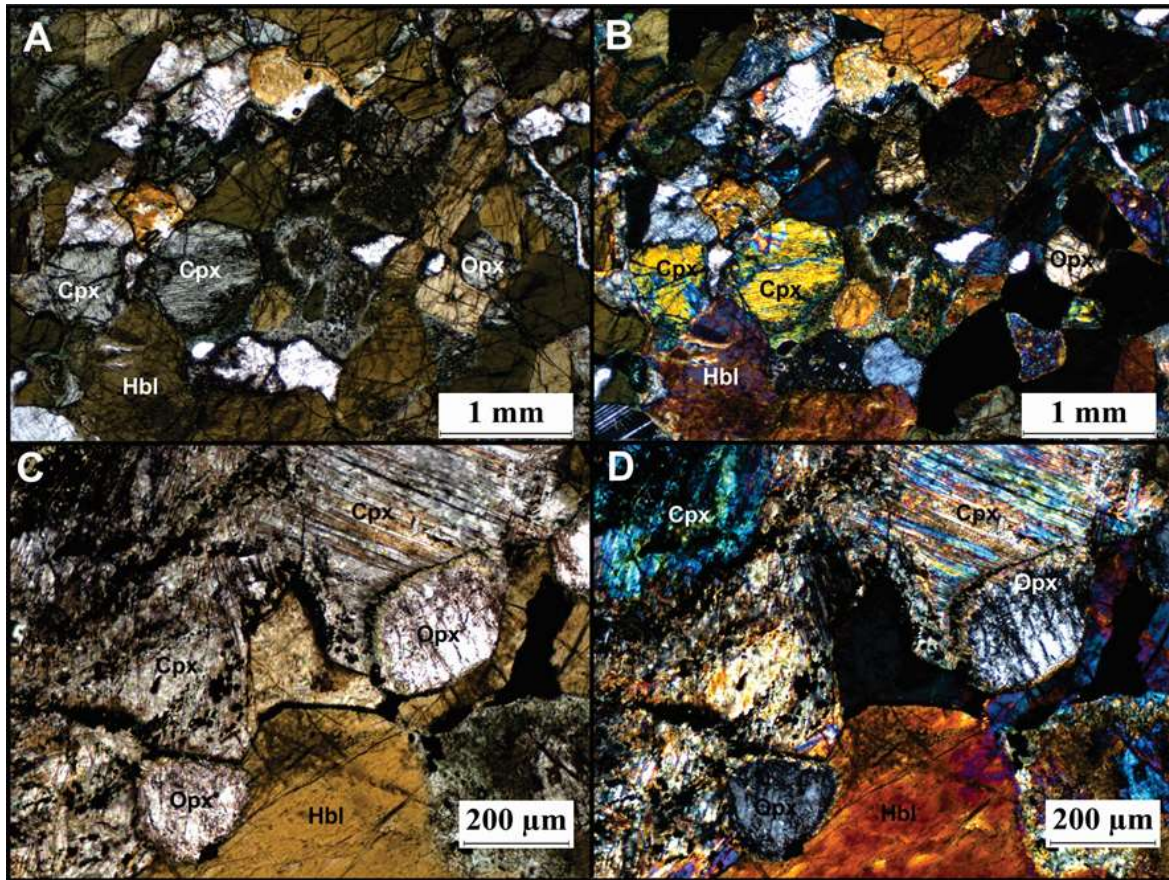


Figura 22. Características petrográficas de granulitas. (A) y (B) Microfotografías en PPL y XPL respectivamente, que muestran la mineralogía de granulitas máficas y su textura granoblástica poligonal. (C) y (D) Microfotografías en PPL y XPL que muestra la relación entre ortopiroxenos y clinopiroxenos. Los clinopiroxenos presentan alteración a fibras de tremolita.

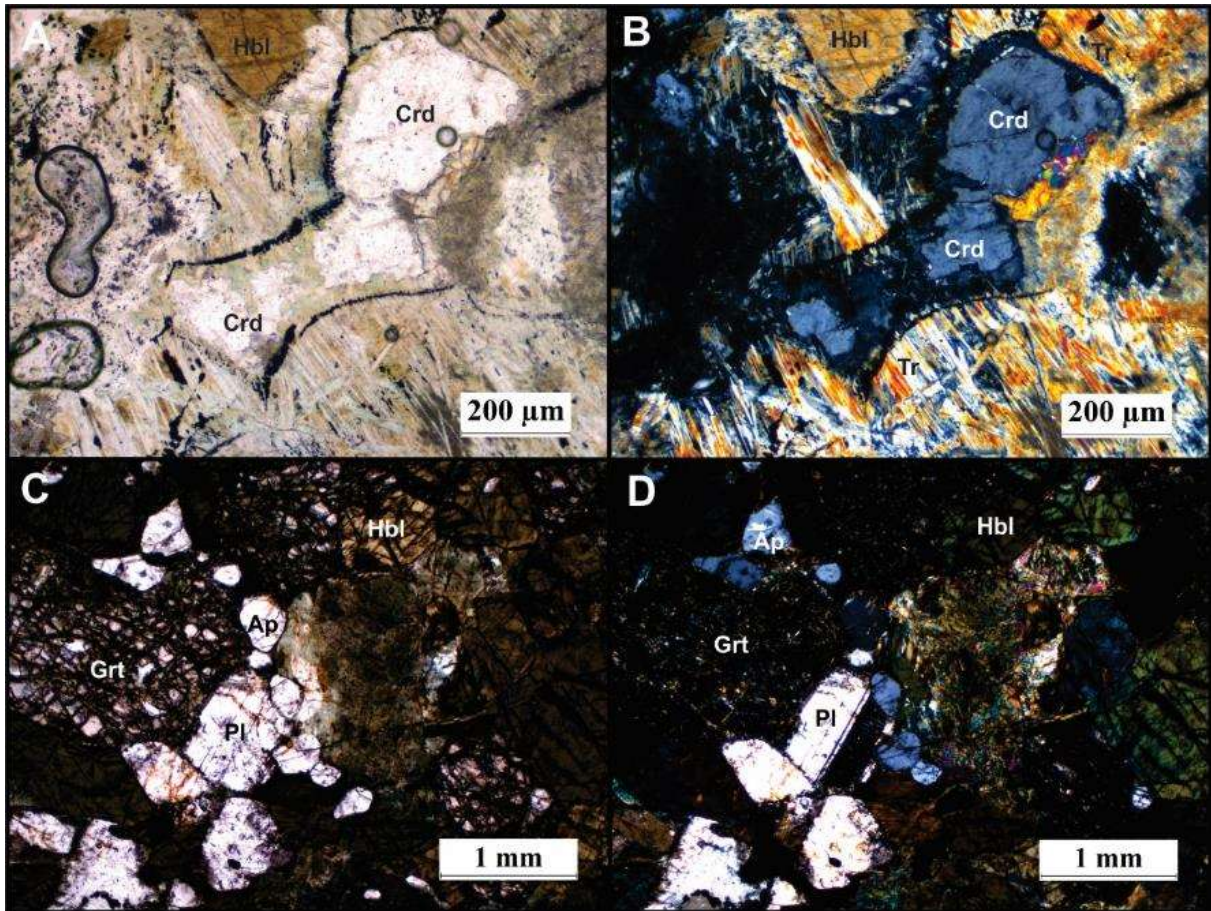


Figura 23. Cordierita y apatitos en granulita máfica. (A) y (B) Microfotografía en PPL y XPL respectivamente, que muestran ocurrencia de cordierita, la cual se está alterando a pinita. Las fibras de tremolita que se observan son producto de uralitización del Cpx. (C) y (d) Ocurrencia de apatitos en granulita máfica.

Unidad Metadiorita:

Para este trabajo, esta unidad ha sido denominada informalmente como metadiorita, debido a que es posible reconocer las características físicas de la roca protolito (roca ígnea de composición diorítica) que sufrió posteriores eventos metamórficos, sin importar el grado metamórfico, según lo que recomienda la SCMR. (Schmid et al, 2007).

Esta unidad corresponde a un cuerpo de geometría alargada consecuente con la dirección de la Falla El Carmen. Constituido por metadioritas en facies esquistos verdes (sobre el trazo de la Falla

El Carmen y, anfibolita, granulitas máficas, y cortando a esta unidad, rocas de composición ultrabásica (lherzolita) a forma de diques y pequeños stocks.

En cuanto a las relaciones de campo de este cuerpo de roca, preserva las características de un cuerpo plutónico, como las zonas de contacto, enclaves (Ver figura 26), y relaciones de corte, con la superposición de foliación (definida por el alineamiento de plagioclasas y anfíboles), pero que no desarrolla segregación metamórfica, que defina un bandeo gneísico. (Ver figura 24).

Las metadioritas están constituidas principalmente por plagioclasa (labradorita), hornblenda y biotita. Como accesorios puede presentar cristales de cuarzo, esfena, zircón, epidota primaria (alanita) y de alteración (epidota), magnetita y pirita.

Las metadioritas en facies anfibolita muestran diferencias texturales y que exhibe una clara zonación dentro del cuerpo que las define (Ver figura 27). En los bordes es posible apreciar metadioritas de grano fino a muy fino en el cual no es muy apreciable su foliación en muestra de mano.

Las metadioritas de grano medio exhiben de mejor manera su foliación. Estas rocas se pueden observar cortando y siendo cortadas por metadioritas de grano fino, lo que infiere pulsos magmáticos (protolito) coetáneos. También es posible encontrar xenolitos de metadioritas de grano muy fino y enclaves microgranulares máficos. (Ver figura 26). Asociados a epidota de alteración puede encontrarse agregados de pirita.

Las metadioritas de grano grueso se subdividen en metadioritas y anfibolitas sensu estricto, estas rocas presentan tamaños de grano que en algunos casos superan los 5cm. Dentro de estos cuerpos de anfibolitas se pueden observar pequeños bloques de geometría ovalada o como bandas constituidos de granulitas máficas. (Ver figura 25)

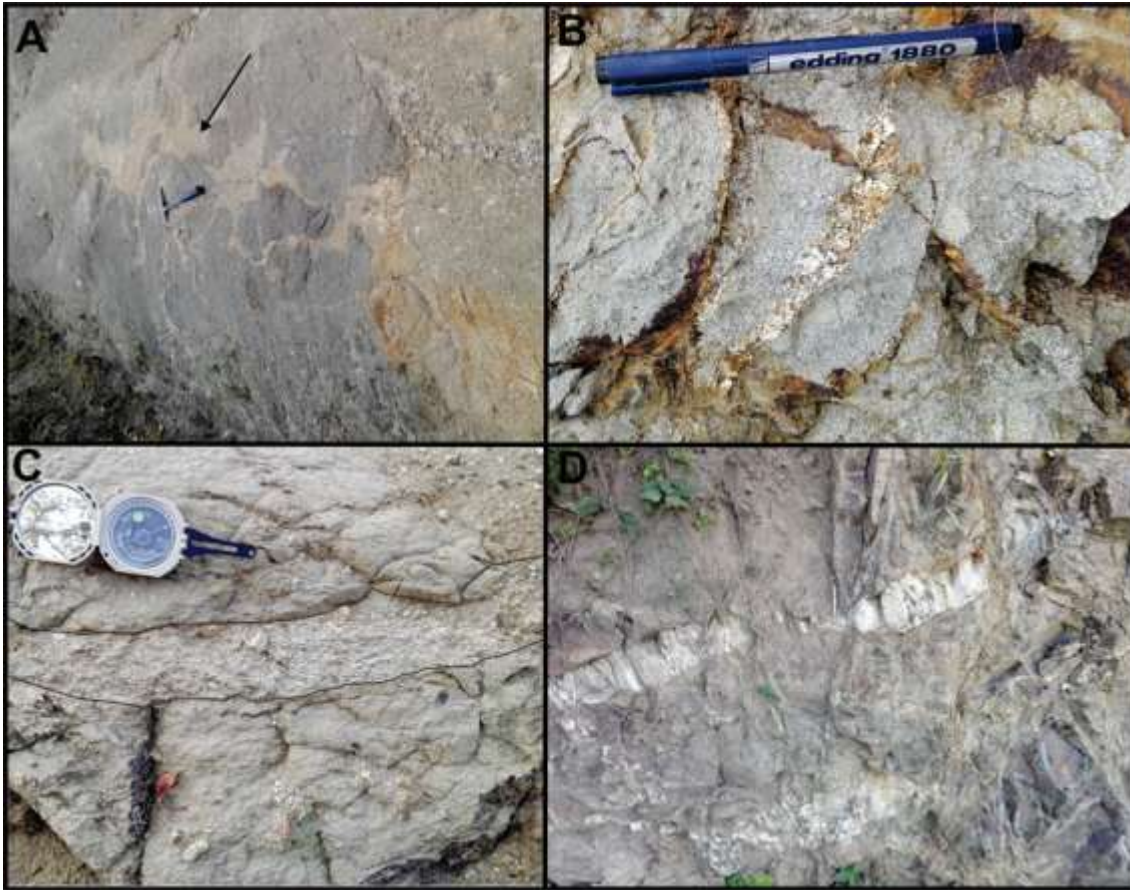


Figura 24. Relaciones de campo metadiorita. (A) Relaciones de corte de tipo intrusivo de metadiorita de grano medio a metadioritas de grano fino. (B) Venas de inyección de metadiorita de grano medio cortando metadiorita de grano fino. (C) Metadiorita de grano medio cortando la estructura de metadiorita de grano fino. (D) Leucosoma granítico cortando metadiorita de grano medio.

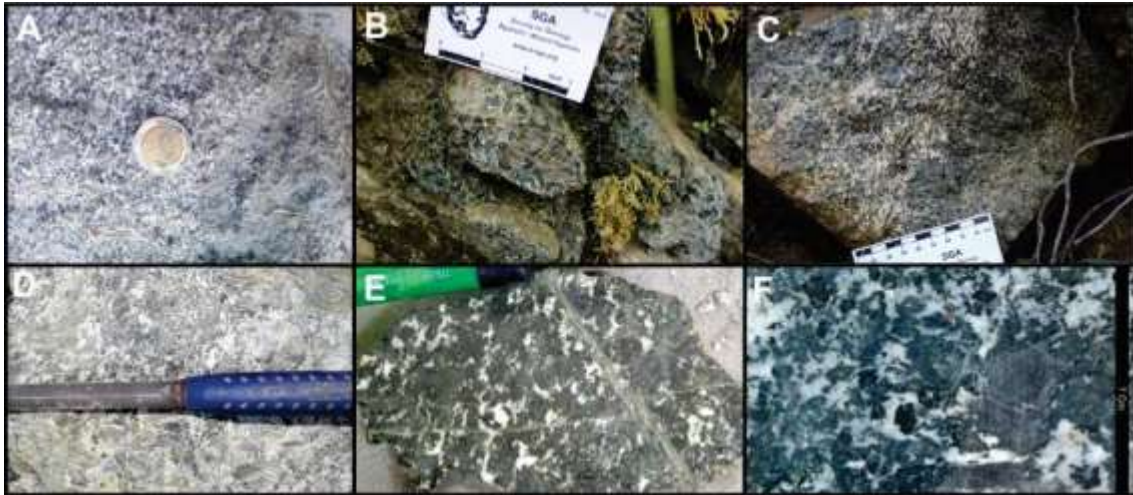


Figura 25. Muestras de mano metadiorita. (A) Enclave microgranular máfico en metadiorita de grano medio. (B) Afloramiento de metadioritas de grano grueso. (C) Sobrecrecimiento de cristales de anfíbol en una metadiorita por la inyección de un leucosoma granítico. (D) Metadiorita de grano grueso. (E) y (F) Anfibolita de grano grueso dentro del cuerpo de metadioritas de grano grueso.

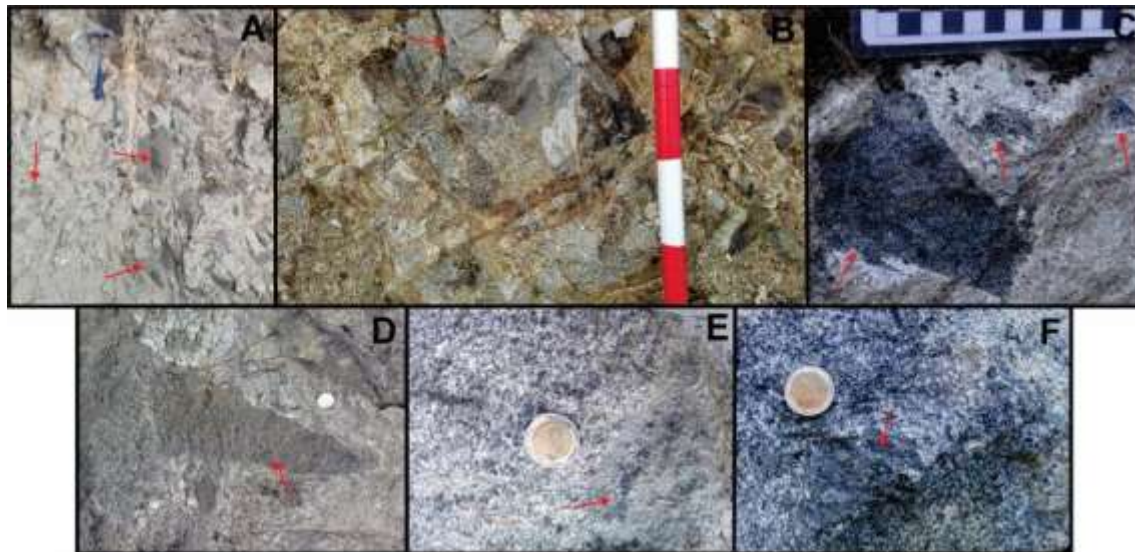


Figura 26. Enclaves preservados en la unidad metadiorita. (A) y (B) Xenolito de metadiorita de grano muy fino, embebida dentro de metadiorita de grano medio. (C) Enclave microgranular máfico dentro de metadiorita de grano medio. (D) Estructura en flama, metadiorita de grano muy fino cortando a metadiorita de grano medio. (E) y (F) Enclave microgranular máfico.

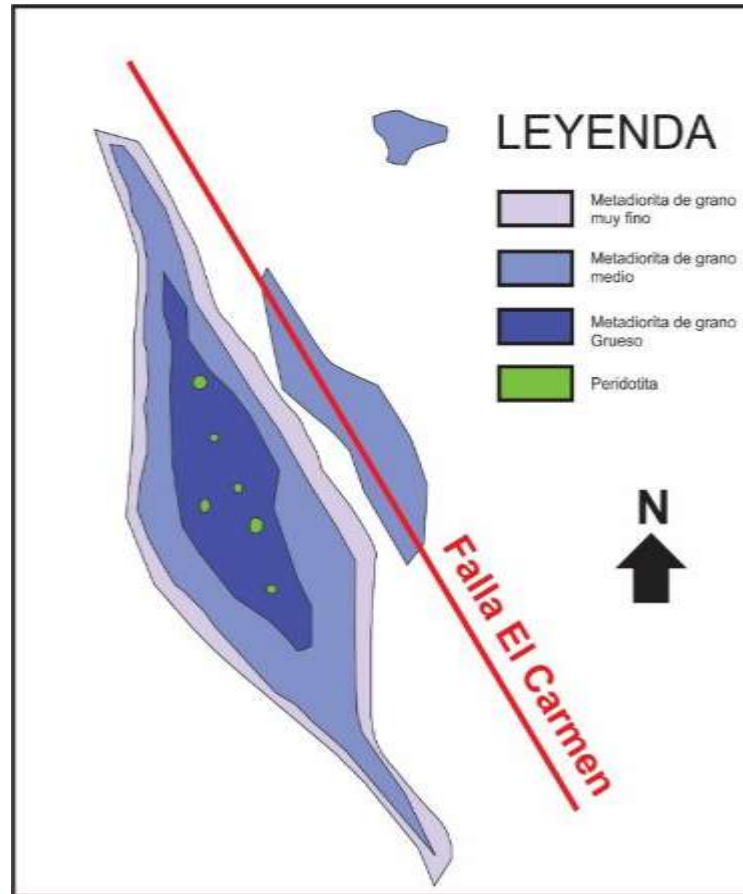


Figura 27. Distribución geométrica de la unidad metadiorita. Imagen fuera de escala que representa la zonación concéntrica del cuerpo metadioritas y su relación con la estructura El Carmen.

La unidad metadiorita se encuentra cortada por leucosomas graníticos como se evidenció en la figura 24D, y de la misma manera cortando cuerpos graníticos relacionados al gneis. Lo cual infiere eventos metamórficos sin y post emplazamiento de esta unidad.

A escala microscópica las metadioritas se presentan como rocas foliadas a excepto de las metadioritas de grano muy fino, con textura nematoblástica definida por los cristales de plagioclasa y hornblenda. La biotita es concordante con esta tendencia. Los contactos entre sus minerales constituyentes son poligonales rectos. La asociación mineralógica Hbl + Pl+ Bt permite establecer estas rocas en la facies anfibolita (Ver figura 28). Estructuralmente se pueden observar evidencias de deformación por metamorfismo de dislocación generado por la Falla El Carmen y que se

evidencian en microplegamientos y maclas mecánicas, principalmente en plagioclasas (Ver figura 29).

Las anfibolitas por su parte a escala microscópica se observan con una textura nematoblástica, en donde los cristales de hornblenda y plagioclasa definen su foliación. Los cristales de hornblenda muestran sobrecrecimiento y recristalización en los bordes. En la figura 29C se pueden evidenciar estas características. Los contactos son rectos poligonales, mostrando asociación paragenética en equilibrio. En algunos casos presenta como accesorios minerales del grupo de los clinopiroxenos (diópsido) los cuales presentan alteración por uralitización convirtiendo sus cristales en fibras asbestiformes de tremolita. La paragénesis que se presenta en las anfibolitas corresponde a la asociación $Hbl+Pl\pm Di$.

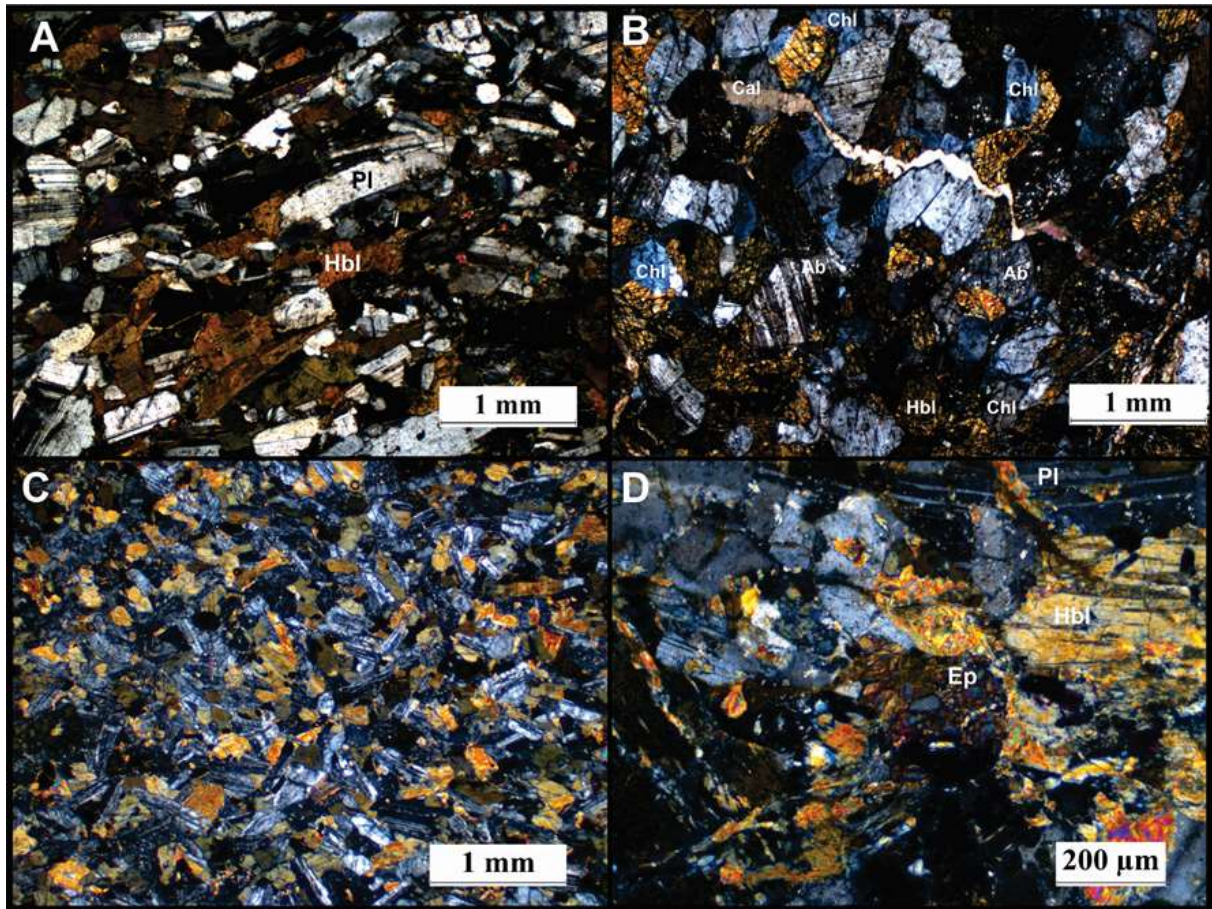


Figura 28. Características petrográficas metadiorita. Microfotografías en XPL (A) Metadiorita de grano medio en el cual se evidencia la textura nematoblástica y la dirección de foliación definida por los ejes alargados de los minerales formadores. (B) Metadiorita de grano medio la cual muestra la ocurrencia de clorita en contactos poligonales rectos con albita y hornblenda, mostrando la asociación mineral Chl+Hbl+Ab que sitúa esta muestra en facies esquistos verdes. (C) Metadiorita de grano muy fina evidenciando una fábrica aleatoria. (D) Metadiorita de grano medio con la ocurrencia de epidota (alanita) metamictica.

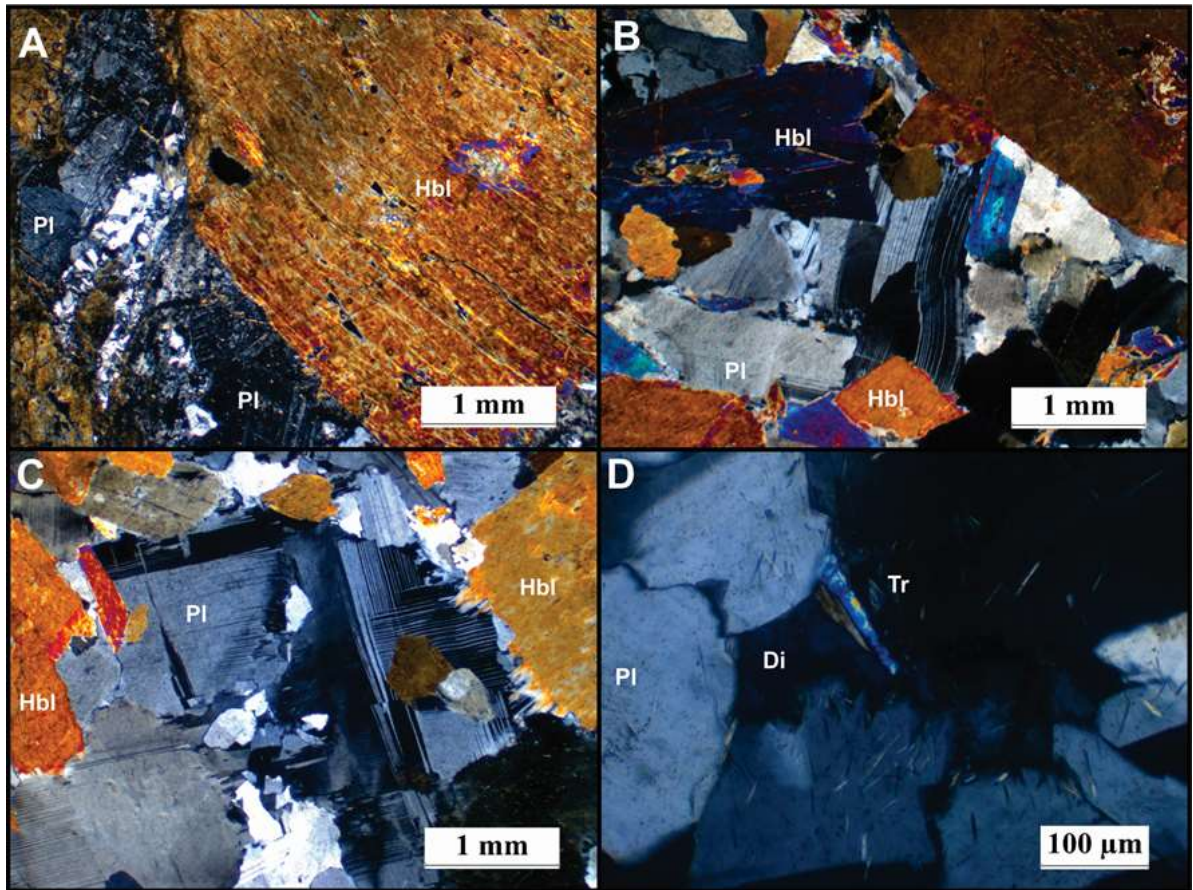


Figura 29. Características petrográficas de anfibolitas - metadiorita. Microfotografías en XPL. (A) Anfibolita de grano muy grueso. (B) Anfibolita de grano grueso la cual muestra deformación de estado sólido en plagioclasa plegada bajo una zona de cizallamiento dextral. Los cristales de hornblenda muestran sobrecrecimiento en sus bordes. (C). Anfibolita de grano grueso que muestra la generación de maclasa mecánicas en plagioclasa por deformación y bordes de recrystalización en cristales de hornblenda. (D) Anfibolita de grano grueso que muestra cristal de diópsido en cotacto poligonal con cristales de plagioclasa. El diópsido se encuentra uralitizando a fibras de tremolita.

Las granulitas máficas ocurren en el área como cuerpos de geometría ovalada o como bandas de poco espesor, embebidos dentro de anfibolitas. Se caracterizan por presentar una estructura foliada con textura porfiroblástica representada por cristales de granate en una matriz nematoblástica generada por plagioclasa y hornblenda. Las granulitas máficas presentan un fuerte magnetismo y además un peso específico considerable.

Los cristales de granate como de piroxenos se presentan en estas rocas como bandas melanocráticas. La figura 30 ilustra las características físicas de estas granulitas.

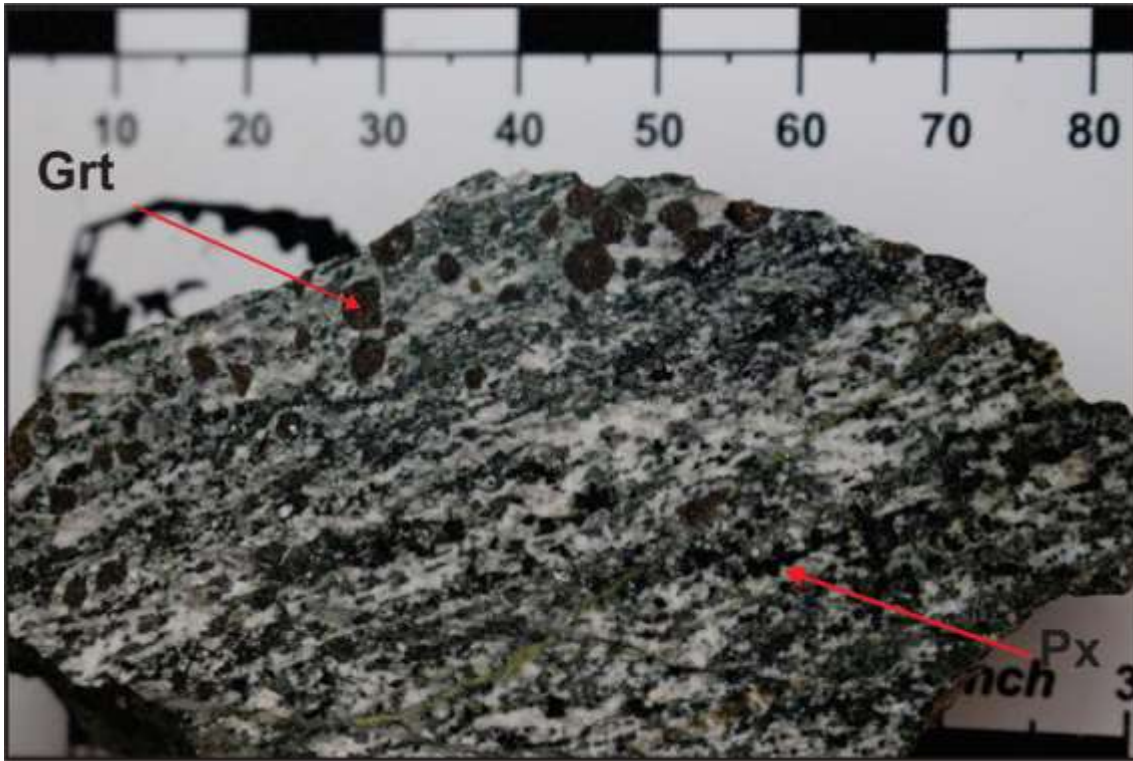


Figura 30. Granulita máfica - metadiorita. Fotografía de granulita en muestra de mano donde se puede observar su estructura foliada y textura porfiroblástica. Los cristales de granate se disponen en bandas al igual que los cristales de piroxeno (saetas rojas). La hornblenda (color verde oscuro) y la plagioclasa (color blanco) definen la estructura y textura de la roca. También es posible apreciar venas de piroxeno que cortan en bajo ángulo la dirección de foliación.

A escala microscópica las granulitas máficas se caracterizan por presentar textura granolepidoblástica, sectorialmente granoblástica. Estas rocas están constituidas principalmente por ortopiroxeno (Opx), clinopiroxeno (Cpx), hornblenda (Hbl), plagioclasa (Pl), granate (Grt) y como accesorio cristales de magnetita (Mg).

Los contactos entre los constituyentes de esta roca son principalmente rectos poligonales mostrando características de estabilidad.

En comparación con las granulitas reportadas para el Gneis de Bucaramanga, estas no presentan ocurrencia de apatitos ni coridierita, incluso, algunas granulitas sólo muestran la asociación Opx+Pl±Hbl. Sectorialmente estas rocas muestran procesos retrogradados que se corroboran en la aletración de ortopiroxeno a la asociación tremolita (Tr) más serpentina (Srp). La asociación Opx+Cpx+Hbl+Pl+Grt clasifican estas rocas dentro de las facies granulitas anfibólicas según García (2007). La figura 31 muestra algunas características petrográficas de las granulitas máficas pertenecientes a esta unidad.

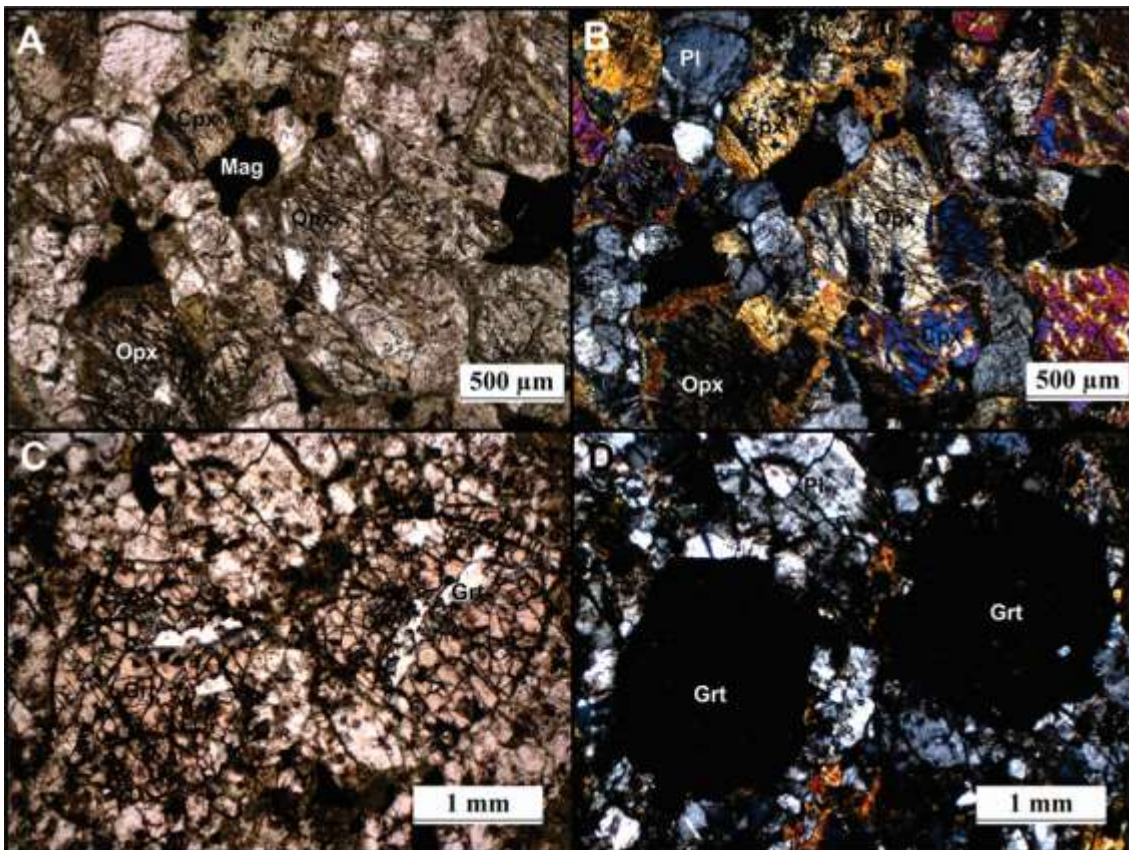


Figura 31. Características petrográficas granulitas - metadiorita. (A) y (B) Microfotografía en PPL y XPL respectivamente que muestran las características petrográficas de las granulitas máficas. La ocurrencia de piroxenos con texturas coroníticas de anfíboles evidencia procesos metamórficos retrogradados sobreimpuestos. Es posible observar cristales de magnetita en contacto poligonal recto con piroxenos. (C) y (D). Microfotografía en PPL y XPL respectivamente que muestran porfiroclastos de granate rodeados de plagioclasa, dentro de una granulita máfica.

Las rocas ultrabásicas presentes en esta unidad muestran una relación de corte clara y se distribuyen como cuerpos en forma de diques o pequeños stocks que cortan la estructura de metadioritas y anfibolitas, además de estar acompañadas en afloramientos con bloques de granulitas máficas. (Ver figura 86)

Las rocas ultrabásicas conforman brechas magmáticas en su zona de contacto con anfibolitas piroxénicas de grano muy grueso, además de bandas de serpentinitas en los bordes de estos cuerpos. (Ver figura 32)

En muestra de mano estas rocas presentan estructuras metamórficas granoblásticas y en algunos sectores minerales como la plagioclasa se observa con agregados dendríticos. Los constituyentes principales que pueden diferenciarse al ojo desnudo son el olivino, piroxenos y plagioclasa como lo muestra la figura 33.



Figura 32. Relaciones de campo de peridotitas. (A) Relaciones de campo de cuerpos de peridotitas dispuestas en diques y como pequeños stocks cortando rocas metadioritas. (B) Pequeño cuerpo en forma de stock enbebido en metadioritas de grano grueso. En los bordes se puede observar bandas de serpentinita de color blanco. (C) fotografía que muestra las dimensiones de los diques de lherzolita en el sector de La Sabana. (E) y (D). Brechas magmáticas generadas por el ascenso del magma ultrabásico y la asimilación de la roca encajante de menor temperatura. (F) Zona de contacto entre peridotitas y anfibolitas de grano muy grueso. Justo en este sector los anfíboles muestran tamaños que pueden superar los 7cm en su eje más largo.

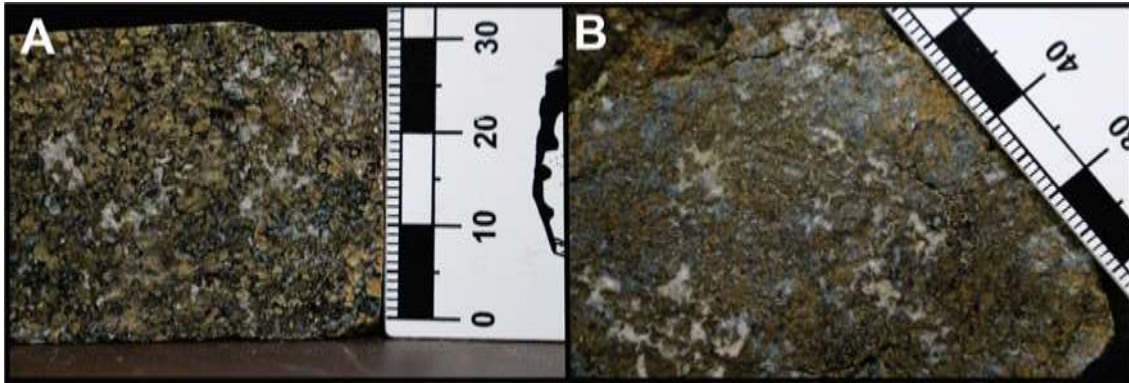


Figura 33. Muestra de mano peridotitas. (A) y (B) Muestra de mano que permite observar los constituyentes minerales de la roca. Principalmente se observa olivino, piroxenos y plagioclasa.

A escala microscópica las lherzolitas presentan características texturales de rocas metamórficas, como son las texturas coroníticas y los procesos de retrogradación de minerales anhidros (olivino y piroxenos) a anfíboles.

Estas rocas muestran una textura granoblástica en contactos que pueden variar de rectos a sinuosos incluso a interlobulados. Los piroxenos desarrollan texturas de intercrecimiento entre orto y clinopiroxeno. Una característica muy particular es la generación de texturas poiquioblásticas donde los minerales hospedados son cristales de olivino en plagioclasa de composición bitownita o en ortopiroxeno.

La composición mineralógica está marcada principalmente por la presencia de olivino y ortopiroxeno. El clinopiroxeno se encuentra en estas rocas en muy poca proporción y por lo general con evidencias de alteración por retrogradación.

Algunos anfíboles se encuentran presentes en la muestra, la hornblenda en contactos rectos y poligonales con piroxenos y olivino mientras que otros anfíboles como la tremolita y la cummingtonita se encuentran relacionados con cristales de magnetita y de espinela tipo hercinita.

Estructuralmente estas rocas presentan un alto fracturamiento, incluso los cristales minerales se encuentran cortados por diferentes familias de venas rellenas con serpentina, de tipo syntaxial. Los cristales de olivino y piroxenos muestran deformación de estado sólido evidenciada en la constricción de sus cristales y fenómenos como la extinción odulante.

La asociación paragenética más común es la de $Ol+Opx+Cpx+Pl\pm Spl$ lo que permite asociar estas rocas a facies granulita. La figura 34 muestra algunas características petrográficas de este tipo de rocas.

La ocurrencia de estos cuerpos ultrabásicos no se descarta para más zonas del área de estudio, debido a que se encontraron en diques de pegmatitas venas de cuarzo enriquecidas en magnetita y que arrastraron xenocristales de olivino y piroxeno que se asumen pertenecen a este tipo de rocas.

La figura 35 muestra las características físicas de las pegmatitas con venas de cuarzo con contenido de magnetita y minerales máficos. De la misma manera la figura 36 ilustra características petrográficas de estas rocas.

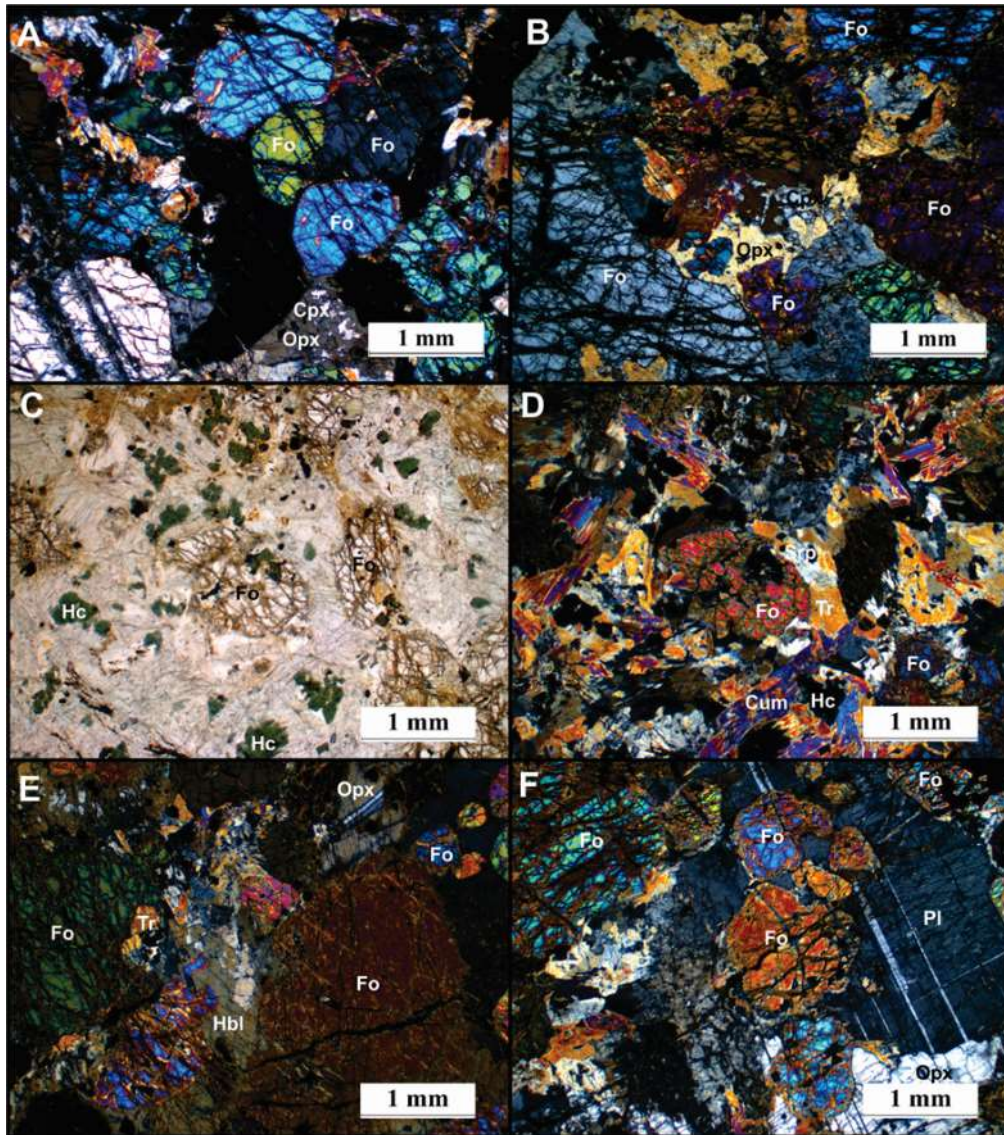


Figura 34. Características petrográficas - peridotitas. (A) Microfotografía en XPL que muestra la mineralogía y relaciones texturales de lherzolitas. Los cristales de clinopiroxeno (Cpx) se encuentran embebidos dentro de cristales de ortopiroxeno (Opx). (B) Microfotografía en XPL que muestra algunas formas dendríticas que presentan cristales de ortopiroxeno y el alto fracturamiento que presenta la roca, más evidente en el olivino (forsterita - Fo). (C) y (D) Microfotografías en PPL y XPL respectivamente que muestran la ocurrencia de espinela variedad hercinita (Hc) la cual se encuentra bordeada por anfíboles (cummingtonita - Cu y tremolita - Tr), y serpentina. (E). Microfotografía en XPL de lherzolita que muestra la ocurrencia de cristales de hornblenda y que a su vez contiene fragmentos de clinopiroxeno (Cpx). El Opx muestra característicamente maclado polisintético. (F). Microfotografía en XPL que muestra el desarrollo de texturas poiquioblásticas donde los cristales de olivino funcionan como hospedantes mientras que el cristal de plagioclasa actúa como minera huésped.

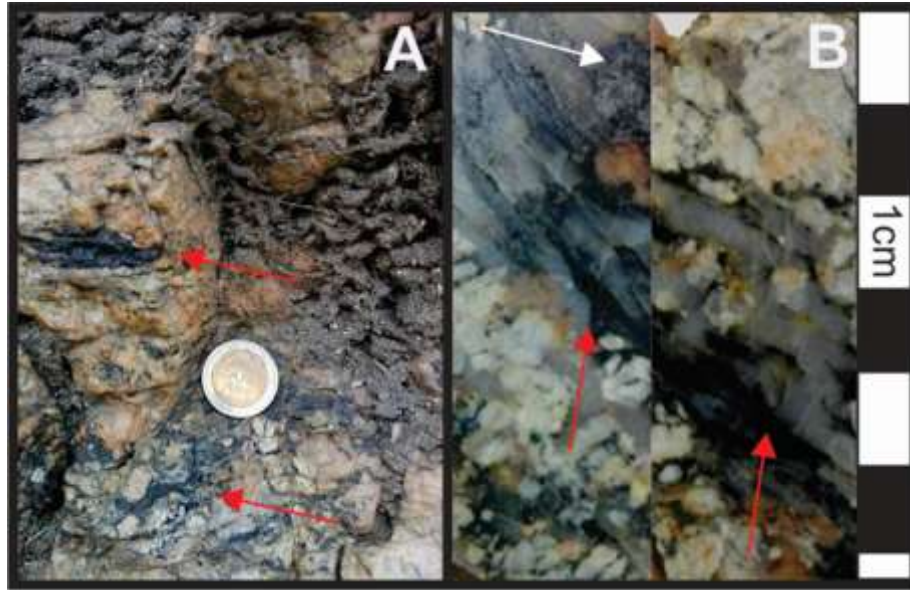


Figura 35. Afloramiento y muestras de mano - vetillas de magnetita. (A) fotografía de afloramiento de pegmatitas graníticas con ocurrencia de venas de magnetita. (B) Corte realizado a venas de cuarzo dentro del dique de pegmatita que permite observar el vetilleo constituido por magnetita (Saeta roja) y cúmulos de minerales máficos relacionados a rocas ultrabásicas (saeta blanca).

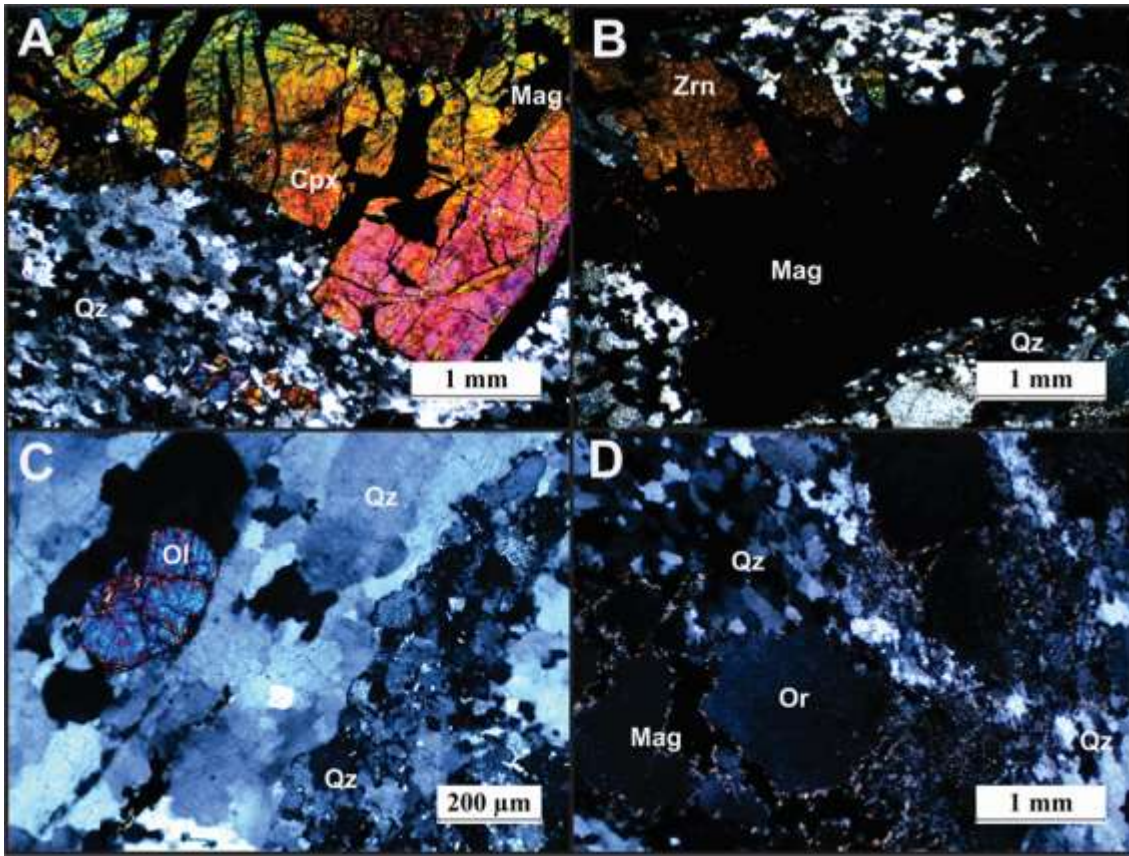


Figura 36. Características petrográficas en vetillas de magnetita. Microfotografías en XPL. (a) Cristal de clinopiroxeno (Cpx) el cual se caracteriza por exfoliación a 90° típica de piroxenos, dentro de venas de cuarzo. Dentro del cristal de piroxeno se pueden observar bandas de magnetita. (b) Venas de magnetita en compañía de cristales de zircón (Zrn), que se asocian a la composición granítica del dique de pegmatita. (c) Xenocristal de olivino (Ol) en contacto con magnetita, dentro una vena de cuarzo. (d) Vena de magnetita (Mag) cortando cristales de ortoclasa (Or). En los bordes de la vena se puede observar presencia de sericita.

Los cuerpos de lherzolita se encuentran bordeados por serpentinitas. En las zonas de brechificación, también es posible observar serpentinitas con fragmentos de metadiorita como producto de alteración. Estas serpentinitas se pueden encontrar como agregados fibrosos conformando la fábrica de la roca o de la misma manera como venillas con sutura central con serpentina fibrosa dispuesta ortogonalmente a las paredes de la vena. Dentro de la matriz de

serpentina es posible encontrar fragmentos de anfíboles o de magnetita. La figura 37 muestra algunas características de las serpentinitas aflorantes en el área.

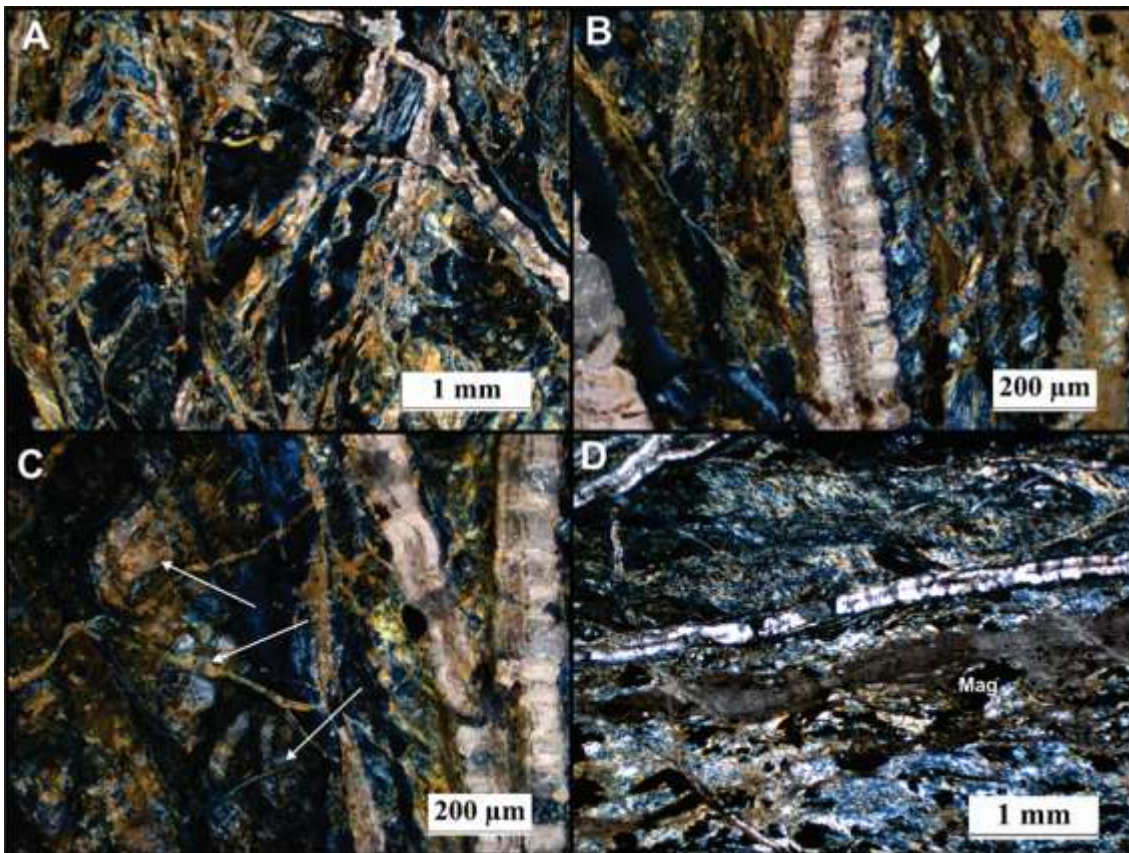


Figura 37. Características petrográficas - serpentinitas. Microfotografías en XPL. (A) Serpentinita que muestra una configuración aleatoria en cuanto a las direcciones de los cristales de serpentina. Su estructura es cortada por venas también compuestas por serpentina. (B) Vena antitaxial con sutura central de serpentina. (C) Fragmentos líticos de metadiorita dentro de la matriz de serpentina (las saetas blancas señalan estos fragmentos). (D) Serpentinita que muestra la distribución heterogénea de sus direcciones de clivaje. En la parte superior de la fotografía puede observarse indicadores de cizallamiento sinistral.

Metasedimentitas

La unidad metasedimentitas ocurre en el área de estudio como un conjunto de rocas dispuestas en contacto discordante con rocas del Gneis de Bucaramanga y en contacto con el plano principal de la Falla El Carmen. Este cuerpo está constituido principalmente por pizarras carbonosas, filitas cloríticas y metapsamitas que presentan deformación de estado sólido de tipo milonítica con sobreimposición de cataclasis. En cercanías al plano de la Falla El Carmen es intruída por un cuerpo de metadioritas que presenta metamorfismo en facies esquistos verdes.

La figura 38 presenta la ocurrencia de pizarras carbonosas y metapsamitas con deformación por cizallamiento.



Figura 38. Muestras de mano - metasedimentitas. (A) Pizarra carbonosa que muestra la dirección de estratificación (S_0) y la sobreimposición con relaciones de corte de la foliación metamórfica (S_n). (B) Metapsamita que muestra porfiroclastos de cuarzo los cuales se encuentran alineados en la dirección de cizallamiento (S_{n+1}). Esta roca además presenta bandas de cizalla y venillas con contenido de clorita.

8.2 Rocas Ígneas.

Las rocas ígneas en el área de estudio se presentan como diferentes cuerpos de distintas composiciones (Ver figura 39). El cuerpo de mayor dimensión corresponde al Batolito de Ocaña en el sentido de Daconte y Salinas (1980), compuesto principalmente por cuarzomonzogranitos

leucocráticos con presencia de moscovita y biotita en la zona de contacto con el Gneis de Bucaramanga, donde puede observarse su relación intrusiva o sectorialmente fallada por el trazo de la Falla Las Lajas. Los cuerpos de características intrusivas se encuentran cortados por diques riolíticos los cuales muestran fenocristales de sanidina y de cuarzo. Además de una marcada alteración hidrotermal por silificación en algunos sectores. Es posible encontrar también en estas rocas presencia de cristales de magnetita o agregados de manera paragenética con biotitas secundarias.

En el campo se identifican relaciones de corte generadas por la intrusión de diques de composición que varía de andesítico a dacítico con alteración hidrotermal de tipo silificación, cloritización, epidotización y la generación de biotita secundaria. Estas rocas también pueden encontrarse cortando la estructura del Gneis de Bucaramanga y a la unidad metadiorita.

Pequeños cuerpos, (algunos no cartografiables) de composición que varía de granítica a tonalítica se encuentran por el trazo principal de la Falla El Carmen, conformando un Plutón anidado, donde se observan rocas graníticas con asociaciones $Qz+Or+Pl+Bt+Msc$, $Qz+Pl+Or+Hbl$, $Qz+Pl$, $Hbl +Pl$. Por lo general estos cuerpos se observan con desarrollo de fábricas asociadas a eventos deformativos generados por la falla.

Algunos diques de composición cuarzodiorítica se observan cortando a rocas del Gneis de Bucaramanga, del cuerpo de metadioritas y del batolito de Ocaña como también lo reportan Peñaranda y Pimiento (2016). Se presentan como diques de color café oscuro, muy alterados cuya mineralogía pudo ser reconocida únicamente bajo el microscopio petrográfico.

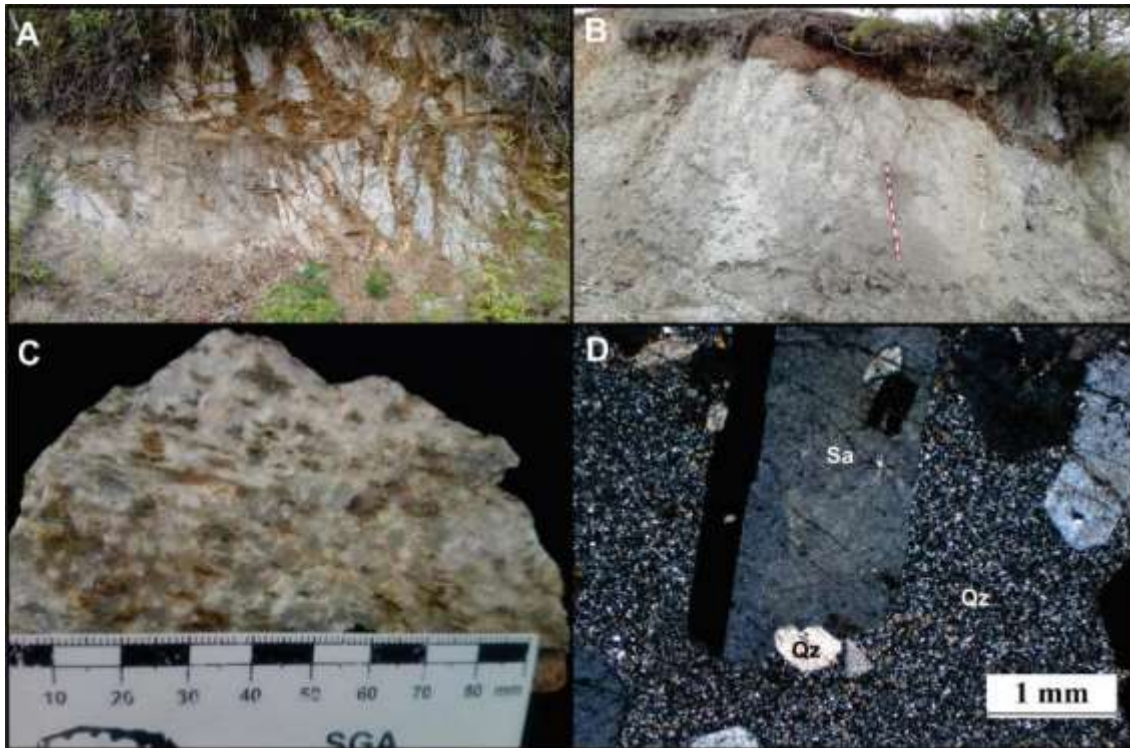


Figura 39. Características - rocas ígneas. (A) Fotografía de enjambre de diques de composición cuarzodiorítica cortando la unidad metadiorita. (B) Dique de cuarzodiorita (Color café), cortando metadioritas de grano medio. (C) Andesita con silisificación y con la ocurrencia de biotita por alteración (color café). (D) Microfotografía en XPL que muestra fenocrystal de sanidina en una matriz de cuarzo, perteneciente a rocas de composición riolítica del complejo intrusivo - extrusivo de Ocaña.

8.3 Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias en el área de estudio no corresponden más que a depósitos cuaternarios de diferentes tipos. Si bien es cierto se han mencionado rocas volcaosedimentarias de la Formación Noreán, estas no afloran el área cartografiada (Ver Apéndice 1 – Mapa Geológico) y sólo fueron controladas en su zona de contacto fallado con el Gneis de Bucaramanga.

Así pues los depósitos cuaternarios se encuentran relacionados principalmente con depósitos y abanicos aluviales, relacionados con los afluentes hídricos que se encuentran en la zona, de la misma manera depósitos coluviales relacionados con los numerosos deslizamientos generados por

la tectónica activa de las fallas geológicas. Muchos de estos depósitos presentan deformación, evidenciada como basculamientos, microplegamientos y desarrollo de planos de fracturamiento, además de encontrar estos tipos de rocas en cimas de montañas de pendientes abruptas como en la vereda El Salobre (Ver figura 40 A – B).

En el sector de El Arado es posible observar la generación de un suelo laterítico de coloración rojiza y contextura coloidal, en el cual su constituyente principal son minerales del grupo de las arcillas característicamente caolinita producto de alteración de rocas graníticas y dioríticas. También se encuentran fragmentos líticos de gneises, anfibolitas, granitos y agregados masivos y en forma de nódulos de hematita y especularita (Ver figura 40 C – D). Esta asociación es muy particular y lo describen Beauvais y Colin (1993) en los sistemas tipo “Iron duricrust”. Y se relaciona con la presencia de rocas de composición diorítica y ultrabásica a profundidad.

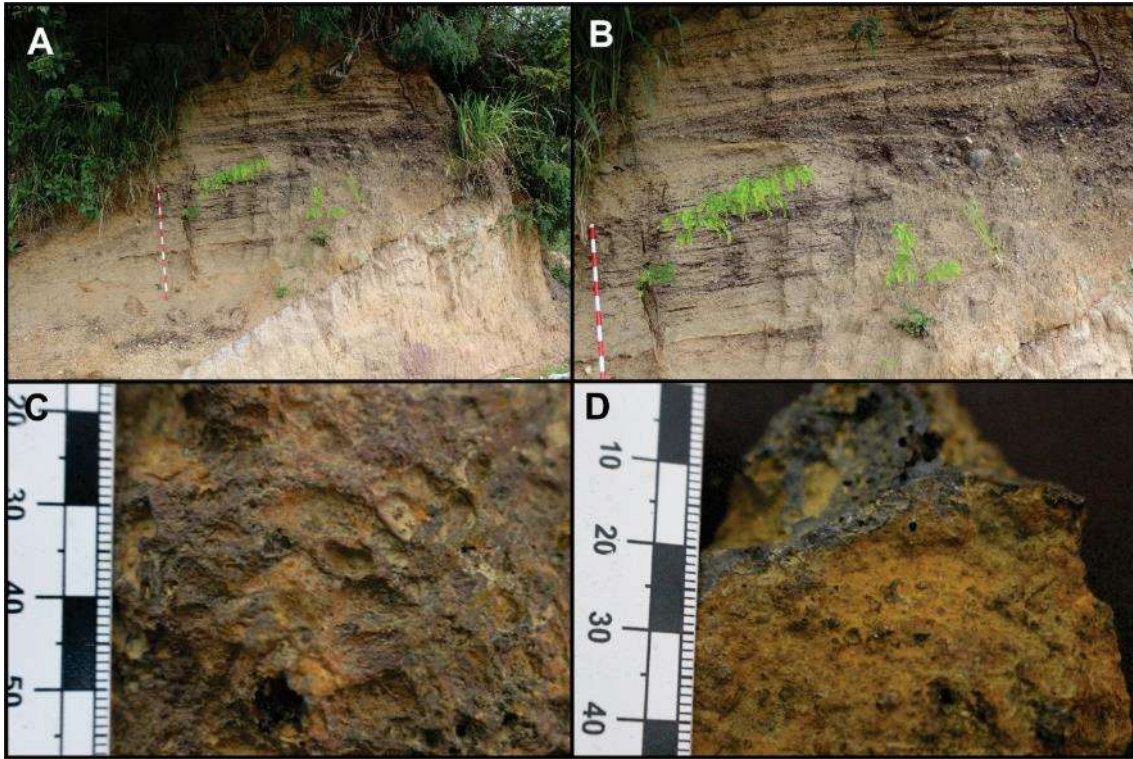


Figura 40. Depósitos cuaternarios. (A) y (B) Fotografías de depósito cuaternario de tipo aluvial, el cual fue depositado de manera discordante sobre el granito del Salobre. En este depósito se puede observar claramente estratificación cruzada y una zona de acumulación de cantos que representarían un paleocanal, además de una zona de truncamientos de estructuras. Se evidencian algunos vestigios de deformación como generación de planos de fracturamiento. Este afloramiento se observa en la parte alta de la vereda el salobre entre cuerpos graníticos. (C) y (D) fotografía de agregados masivos de hematita y specularita respectivamente. Es muy característico encontrar vesículas en estos agregados, que pueden estar rellenos de arcillas.

9. Química mineral

9.1 Gneis de Bucaramanga

El análisis de química mineral se realizó en granulitas máficas (Muestra DG-PC-005) pertenecientes al Gneis de Bucaramanga y se analizaron diferentes fases minerales:

9.1.1 Granate:

Los datos de granate fueron tomados en sentido lineal de núcleo a borde en medio cristal (ver figura 41), para lo cual se normalizaron completando la relación lineal con el fin de observar el comportamiento composicional de los diferentes elementos como se muestra en la tabla 4.

El granate de esta muestra presenta una composición $\text{Alm}_{47,36} - \text{Py}_{29,99} - \text{Gro}_{19,42} - \text{Sp}_{2,58} - \text{Uv}_{0,01} - \text{And}_{0,59}$ agrupándolo en la serie de la pirlaspita. La normalización para los valores de óxidos mayores se realizó a 12 oxígenos. Estos valores se pueden consultar en el Apéndice 10 – Química mineral.

El granate presenta una muy incipiente zonación típica de granates de alto grado de metamorfismo como se observa en la figura 43.

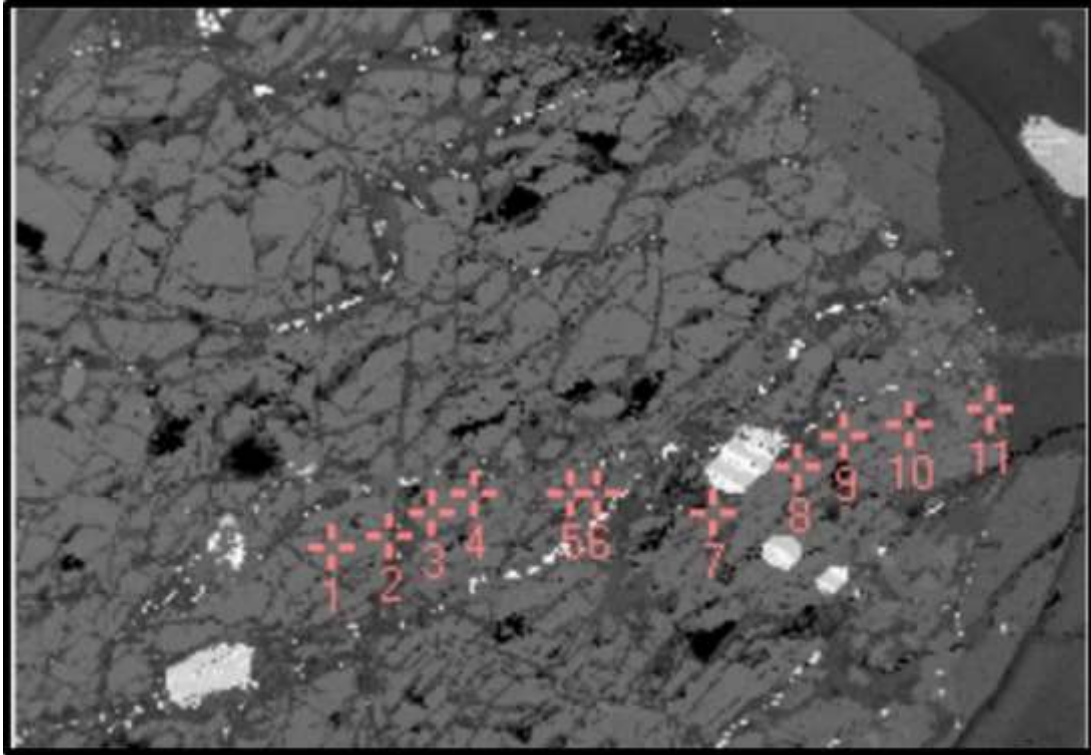


Figura 41. Toma de datos granate - Gneis de Bucaramanga. Imagen BSE tomada en microsonda electrónica, de la muestra DG – PC – 005 donde se tomaron los datos con una distribución lineal sobre el cristal del granate.

Tabla 4. Normalización de datos para análisis de zonación elemental en el cristal de granate DG-PC-005.

Posición Toma de datos	DG - PC - 005 - G1	Fe -t	CaO	MgO	MnO
11	1	24,431	6,098	7,359	1,294
10	2	24,021	6,331	7,823	1,227
9	3	23,674	6,451	8,126	1,181
8	4	23,438	6,445	8,165	1,273
7	5	23,18	6,572	8,218	1,2
6	6	22,89	7,146	8,023	1,176
5	7	22,644	7,227	7,926	1,197
4	8	22,197	8,036	7,692	1,087
3	9	22,297	8,26	7,415	1,131
2	10	21,655	8,413	7,645	1,141
1	11	21,92	9,016	7,536	1,121
2	12	21,655	8,413	7,645	1,141
3	13	22,297	8,26	7,415	1,131
4	14	22,197	8,036	7,692	1,087
5	15	22,644	7,227	7,926	1,197
6	16	22,89	7,146	8,023	1,176
7	17	23,18	6,572	8,218	1,2
8	18	23,438	6,445	8,165	1,273
9	19	23,674	6,451	8,126	1,181
10	20	24,021	6,331	7,823	1,227
11	21	24,431	6,098	7,359	1,294
	Valor Promedio	22,9406364	7,27227273	7,81163636	1,18436364

Los valores de los componentes principales Almandino (FeO), Piropo (MgO), Espesartina (MnO) y Grosularia (CaO). Fueron graficados para observar el comportamiento en una línea que corta el cristal del granate (Ver Apéndice 10. Química Mineral). Observando el siguiente comportamiento:

FeO - Alm: En la parte central del granate se observa un empobrecimiento en los valores de hierro con un ligero pico de crecimiento justo en el punto medio. Los bordes del granate son las partes más ricas en el componente almandino para esta muestra.

MgO – Py: Las variaciones composicionales para el magnesio muestran una oscilación de los valores de concentración. Esta oscilación describe tres tendencias principal: empobrecimiento, luego un enriquecimiento y pico máximo y posteriormente un empobrecimiento. Esta secuencia ocurre de centro a borde.

MnO – Sp: El comportamiento del manganeso en el cuerpo del cristal de granate varía de manera oscilatoria, mostrando un enriquecimiento en los bordes y empobrecimiento en el núcleo.

CaO – Gro: En la curva de calcio se puede apreciar un enriquecimiento en calcio en el núcleo del granate y un empobrecimiento en los bordes. El comportamiento de la campana composicional es opuesta a la concentración de hierro en la muestra.

La figura 42 muestra los comportamientos de las curvas generados a partir de un gráfico concentración contra posición, siendo los valores 1 y 19 los bordes del cristal de granate y el valor 10, el centro del granate. En el apéndice 10 (Química mineral) se pueden observar el análisis elemental individual, que permite observar con más facilidad las variaciones debido a la escala vertical.

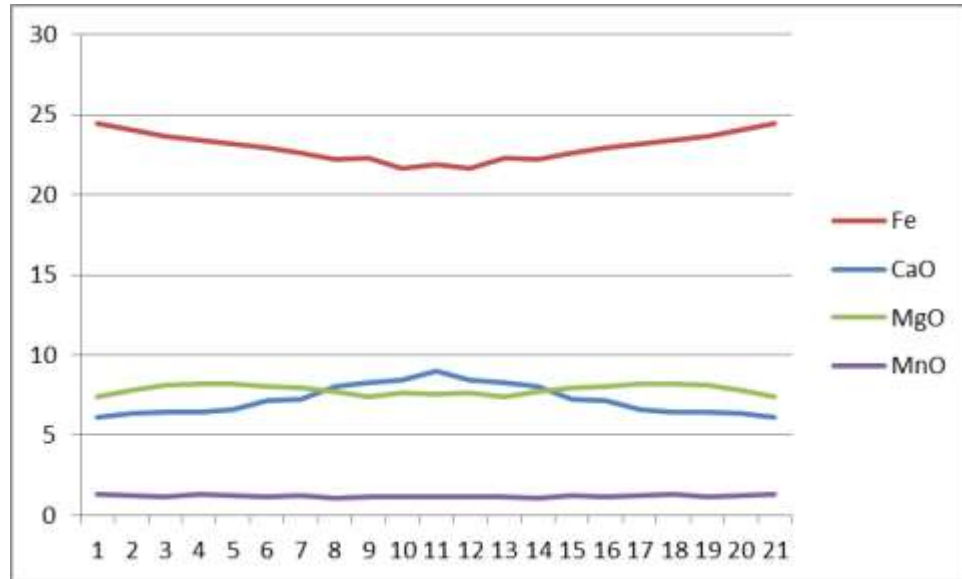


Figura 42. Componentes de granate. Grafica de los valores de los componentes Almandino, Grosularia, Piropo y Espesartina interpolados, mostrando que las curvas composicionales del granate en toda su extensión presentan un comportamiento con tendencia lineal con algunas ligeras oscilaciones.

El comportamiento con tendencia lineal de las composiciones del granate evidencian que sus variaciones son muy pequeñas, por lo tanto se determina que el granate presenta composición homogénea, (sin presentar zonación composicional o zonación muy leve), debido a la bajas tasas de difusión elemental, en condiciones metamórficas de alta temperatura como en las facies granulita (Blackburn, 1969; Yardely, 1977; Ashworth y Brown, 1990; Tuccillo et al., 1990; Ganguly et al., 1991). La pequeña zonación que se observa en la tendencia de estas curvas se asocia a procesos metamórficos retrógrados sobreimpuestos.

Esta relación se puede corroborar en el mapa composicional para los elementos Mg, Ca, Mn, Na, Al, Si, Ti y Fe. La oscilación que muestran las curvas composicionales que muestra la figura 42 no se evidencian en este mapa debido a la escala cromática utilizada.

La clasificación de granates según el tipo de roca puede observarse en la figura 59, en el triángulo propuesto por Coleman et al. (1995).

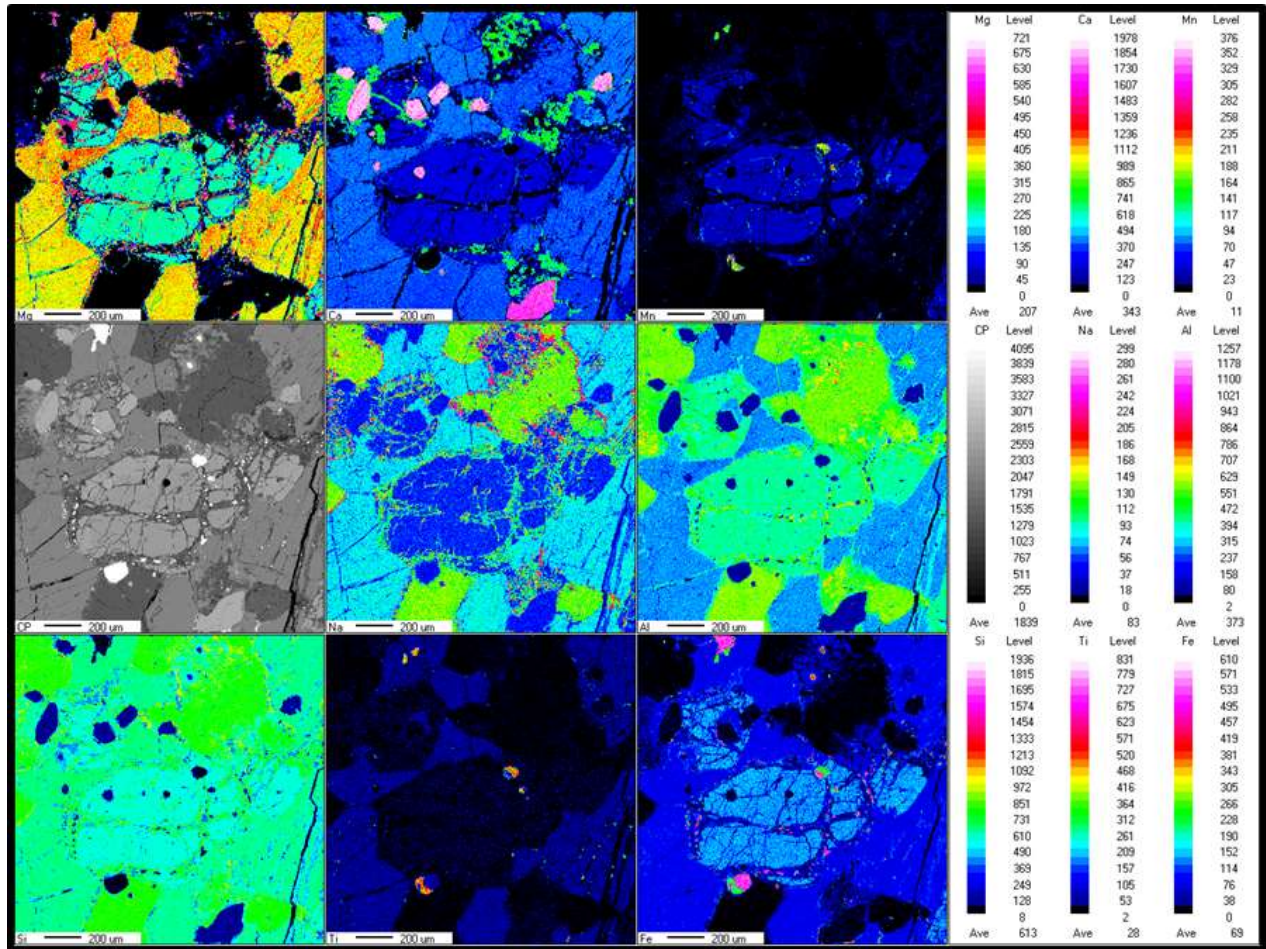


Figura 43. Mapa composicional granate. Imagen de Rayos – X Generada en microsonda electrónica, para determinar mapa de composición elemental en granates. De izquierda a derecha y de arriba abajo, mapas composicionales para: Mg, Ca, Mn, (CP), Na, Al, Si, Ti y Fe.

9.1.2 Piroxeno

Para la muestra DG-PC-005 se tomaron los puntos de dos cristales de piroxeno los cuales después de normalizar su composición a seis oxígenos presentaron los siguientes miembros extremos: X_{Wo} : 44,95 – X_{En} : 37,65 (augita) – X_{Fs} : 16,85 y X_{Wo} : 45,62 – X_{En} : 37,54 – X_{Fs} : 16,85 (diópsido) Los cuales fueron clasificados en la figura 60 según Morimoto (1968).

La figura 44 ilustra en la imagen BSE adquirida en la microsonda electrónica de los puntos tomados para los valores de óxidos mayores en dos cristales de piroxeno.

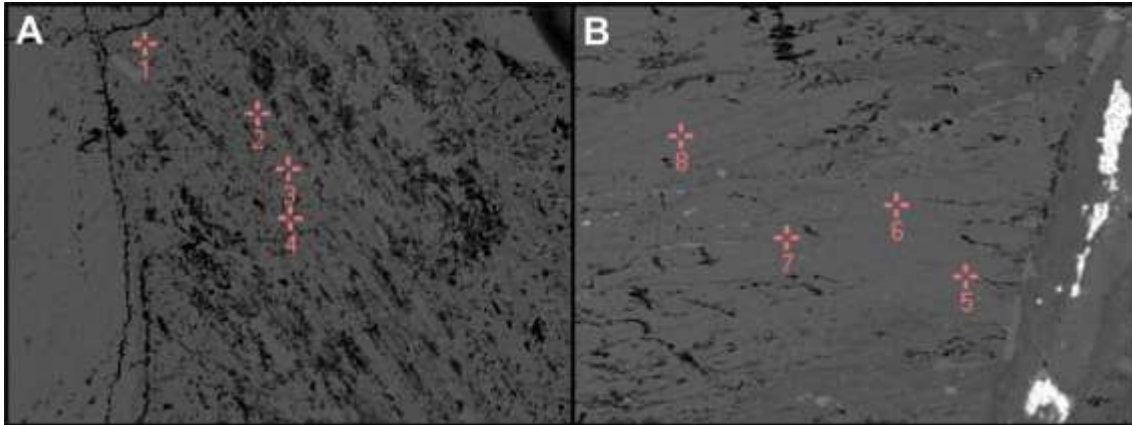


Figura 44. Toma de datos en piroxeno - Gneis de Bucaramanga. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica donde se pueden observar los puntos tomados para dos cristales de piroxeno (A y B).

9.1.3 Anfíboles

Los anfíboles de esta muestra corresponden al grupo de los anfíboles cálcicos, el espécimen Tschemarkita según los parámetros de Leake et al. (1997). Los valores de óxidos mayores fueron normalizados a 23 oxígenos, los cuales arrojaron los valores en átomos por fórmula (a.p.f.u) para su respectiva clasificación. La figura 45 ilustra los puntos tomados para el cristal de anfíbol analizado en la muestra DG-PC-005.

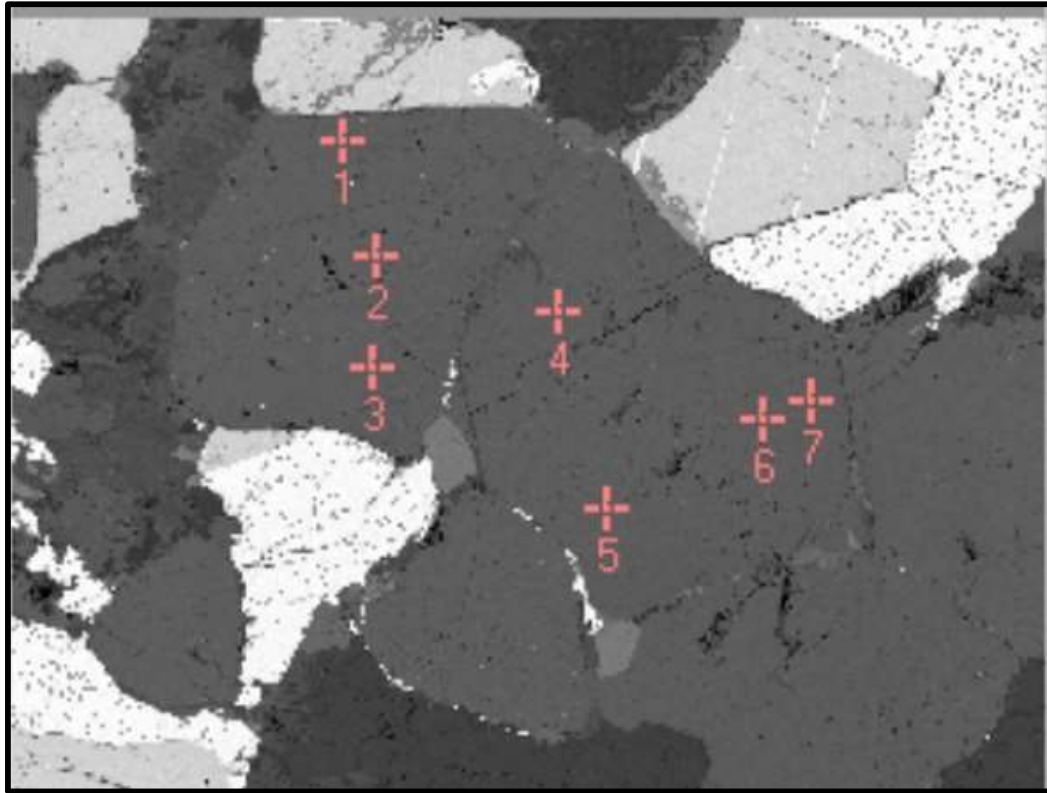


Figura 45. Toma de datos en anfíbol - Gneis de Bucaramanga. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica de los puntos tomados para cristal de anfíbol en la muestra DG – PC -005.

Los valores de Si para este espécimen fueron de 6.220 a.p.f.u, por su parte el Mg presentó valores 2,570 a.p.f.u. El Fe^{2+} calculado fue 1,748 a.p.f.u. En el apéndice 10 - Química mineral se muestran todos los valores de normalización. La clasificación del espécimen se puede observar en la figura 61.

Algunos otros minerales presentes en la muestra DG-PC-005 fueron analizados en el SEM y arrojaron los siguientes resultados:

La magnetita de importante ocurrencia dentro de la composición de esta roca presenta un bandeamiento por alteración y retrogradación a ilmenita. La magnetita presenta algunas trazas de vanadio y Titanio. Como lo muestran las figuras 46 y 47.

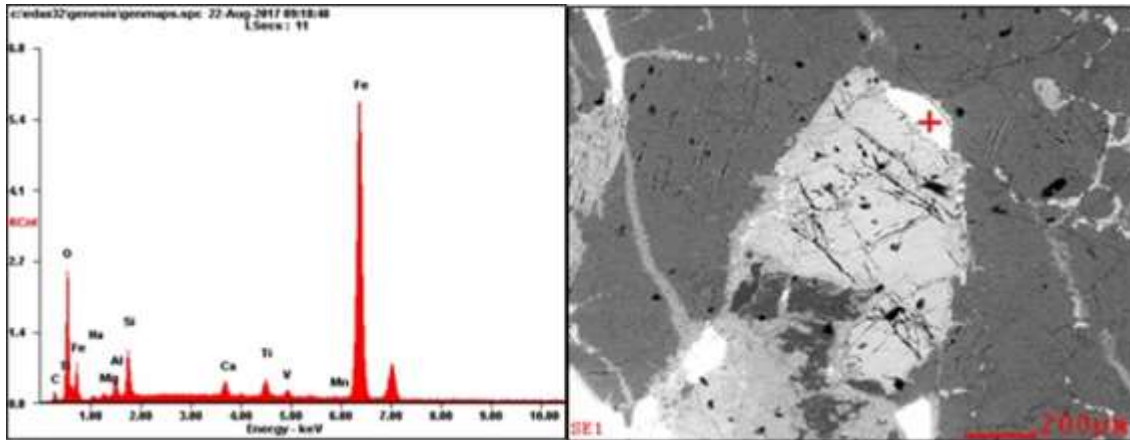


Figura 46. EDS magnetita. Izquierda. Picos para el EDS que muestra la predominancia de hierro y oxígeno en la composición de esta fase mineral y que además muestra trazas de vanadio, titanio, calcio y silicio. Derecha. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica (SEM) que muestra el punto de toma de datos.

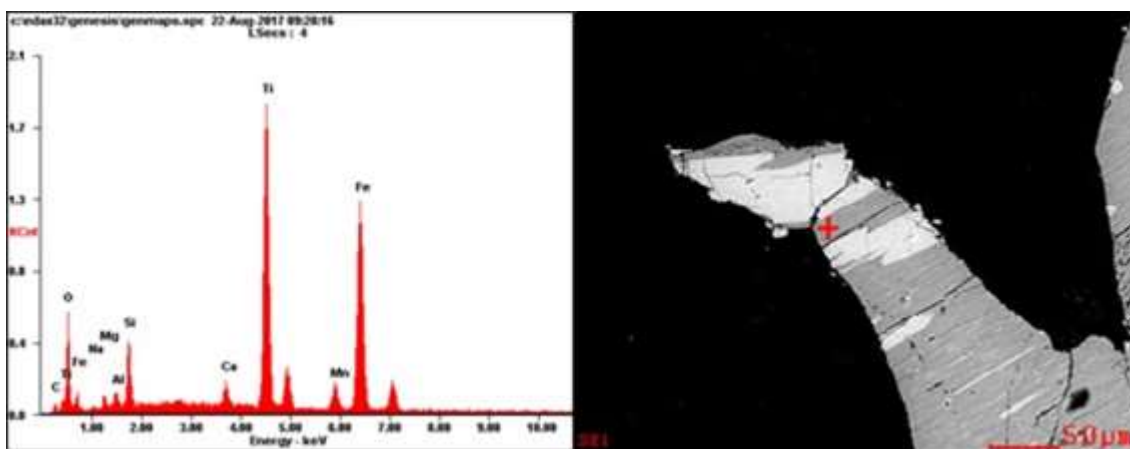


Figura 47. EDS ilmenita. Izquierda. Picos para el EDS que muestra los valores elevados de titanio hierro y oxígeno, presentando trazas de calcio manganeso y silicio. Derecha. Imagen BSE tomada en SEM de cristal de magnetita (color blanco) el cual ha sido reemplazado en forma de bandas por la fase mineral ilmenita (color gris) como procesos de retrogradación.

El apatito (Ver figura 48) es muy común dentro de esta muestra y por lo general se encuentra incluido dentro de cristales de granates alterados. La generación de apatitos metamórficos a intermedia temperatura puede ocurrir por la retrogradación y liberación de calcio de piroxenos y

granates alterados. Los apatitos de alta temperatura generados en facies granulita son diferenciados de los de intermedia temperatura por las trazas de Ce_2O_3 y Nd_2O_3 . (Blattner y Black, 1980; Nijland et al., 1993; Temmen, 2016).

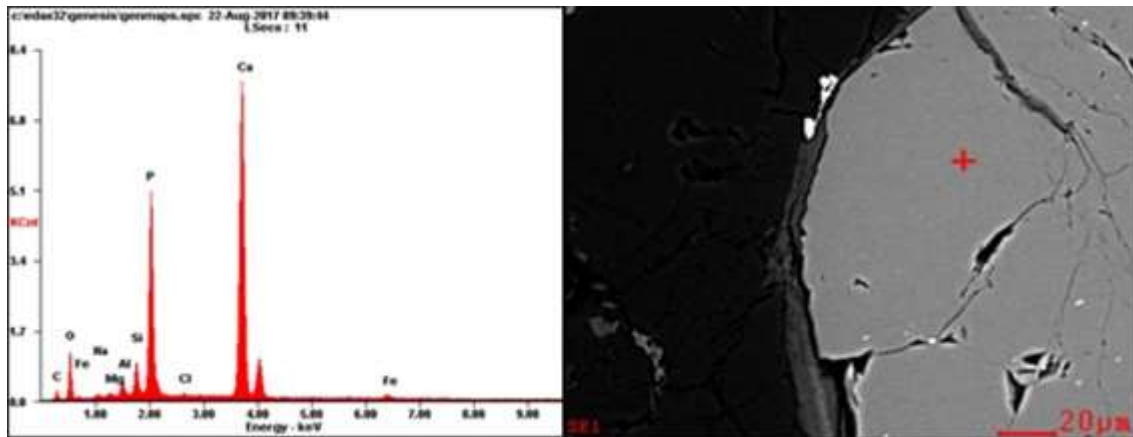


Figura 48. EDS apatito. Izquierda. EDS que muestra los picos de los principales constituyentes del apatito P y Ca y O. Derecha. Imagen BSE que muestra el punto donde se tomaron los datos para el cristal de apatito.

9.2 Metadiorita

Los análisis de química mineral se realizaron para dos muestras de metadiorita: La muestra DG – PC – 020 que corresponde a una granulita máfica colectada en el sector de La Sabana y la muestra DG - NF – 004 que corresponde a una metadiorita en facies esquistos verdes del núcleo de la Falla El Carmen.

Muestra DG – PC – 020

9.2.1 Granate:

Los datos de granate fueron tomados en sentido lineal de núcleo a borde en medio cristal (ver figura 49), para lo cual se normalizaron completando la relación lineal con el fin de observar el comportamiento composicional de los diferentes elementos como se muestra en la tabla 5.

El granate de esta muestra presenta una composición $\text{Alm}_{48,41} - \text{Py}_{28,65} - \text{Gro}_{18,11} - \text{Sp}_{4,35} - \text{Uv}_{0,01} - \text{And}_{0,44}$ agrupándolo en la serie de la pirlaspita. La normalización para los valores de óxidos mayores se realizó a 12 oxígenos. Estos valores se pueden consultar en el Apéndice 10 – Química mineral.

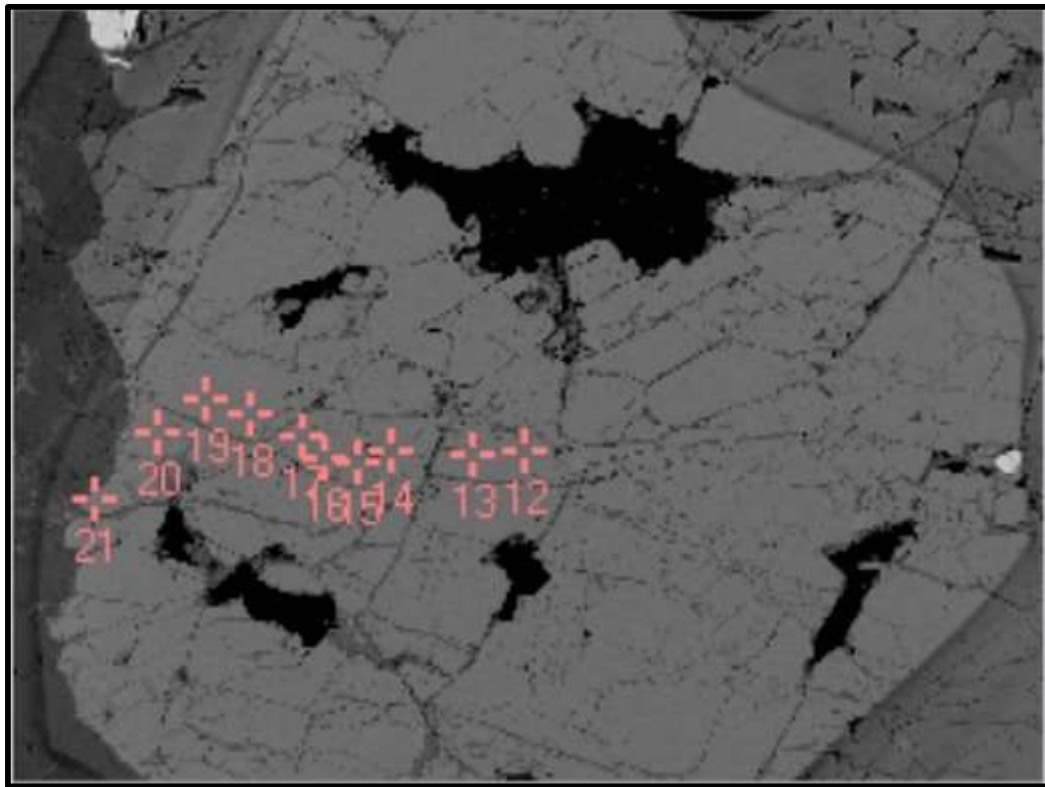


Figura 49. Toma de datos granate - metadiorita. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica para el cristal de granate de la muestra DG – PC – 020

Tabla 5. Normalización de datos para análisis de zonación elemental en el cristal de granate de la muestra DG-PC-020.

Posición toma de datos	DG-PC-020-G1	Fe-t	CaO	MgO	MnO
21	1	24,022	6,222	6,988	2,227
20	2	23,648	6,242	7,285	2,155
19	3	23,224	6,46	7,394	2,108
18	4	23,261	6,475	7,541	2,071
17	5	23,072	6,598	7,442	1,973
16	6	23,103	6,775	7,611	1,975
15	7	22,886	6,926	7,473	1,918
14	8	22,617	6,984	7,441	1,904
13	9	22,877	7,159	7,591	1,839
12	10	22,68	7,216	7,497	1,671
13	11	22,877	7,159	7,591	1,839
14	12	22,617	6,984	7,441	1,904
15	13	22,886	6,926	7,473	1,918
16	14	23,103	6,775	7,611	1,975
17	15	23,072	6,598	7,442	1,973
18	16	23,261	6,475	7,541	2,071
19	17	23,224	6,46	7,394	2,108
20	18	23,648	6,242	7,285	2,155
21	19	24,022	6,222	6,988	2,227
	Valor promedio	23,139	6,7057	7,4263	1,9841

El granate presenta una muy incipiente zonación típica de granates de alto grado de metamorfismo como se observa en la figura 50. Los valores de los componentes principales Almandino (FeO), Piropo (MgO), Espesartina (MnO) y Grosularia (CaO). Fueron graficados para observar el comportamiento en una línea que corta el cristal del granate (Ver Apéndice 10. Química Mineral). Observando el siguiente comportamiento:

FeO - Alm: En los borde se observa un enriquecimiento en Hierro mientras que en la parte central del granate se observa un empobrecimiento en las concentraciones de este elemento.

MgO – Py: Las variaciones composicionales para el Magnesio muestran una un empobrecimiento en los bordes del cristal. En la parte central puede observarse una ligera oscilación.

MnO – Sp: Los valores de Manganeso en esta muestra describen una campana invertida, con pendientes suaves, lo que implica una ligera disminución en la concentración en el centro del granate.

CaO - Gro: se puede apreciar un enriquecimiento en calcio en el núcleo del granate y un empobrecimiento en los bordes. El comportamiento de la campana composicional es opuesta a la concentración de MnO en la muestra.

Este análisis se realiza de manera individual en el Apéndice 10 – Química mineral mostrando a detalle el comportamiento de las curvas composicionales.

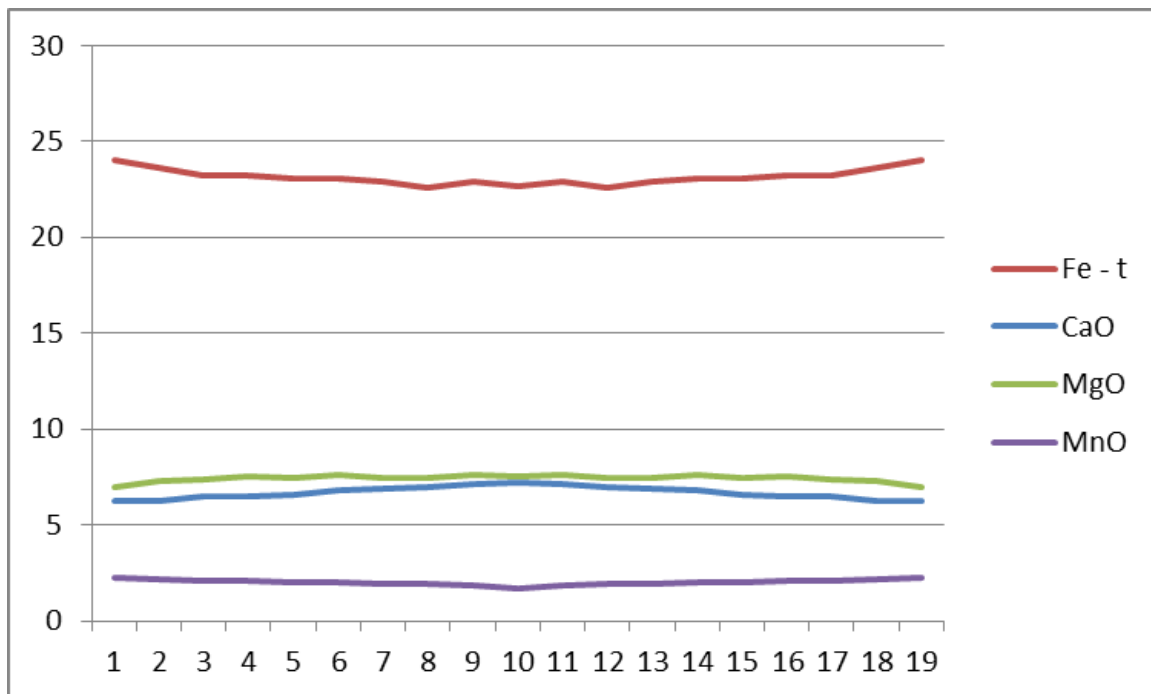


Figura 50. Componentes de granate. Grafica de los valores de los componentes Almandino, Grosularia, Piropo y Espesartina interpolados, mostrando que las curvas composicionales del granate en toda su extensión presentan un comportamiento con tendencia lineal.

9.2.2 Piroxeno:

Para la muestra DG-PC-020 se tomaron los puntos de dos cristales de piroxeno los cuales después de normalizar su composición a seis oxígenos presentaron los siguientes miembros extremos: X_{Wo} : 27,43 – X_{En} : 47,59 – X_{Fs} : 24,99 (augita) y X_{Wo} : 45,35 – X_{En} : 36,24 – X_{Fs} : 18,41 (diópsido). Los cuales fueron clasificados en la figura 60 según Morimoto (1968). La figura 51 ilustra en la imagen BSE adquirida en la microsonda electrónica de los puntos tomados para los valores de óxidos mayores en dos cristales de piroxeno.

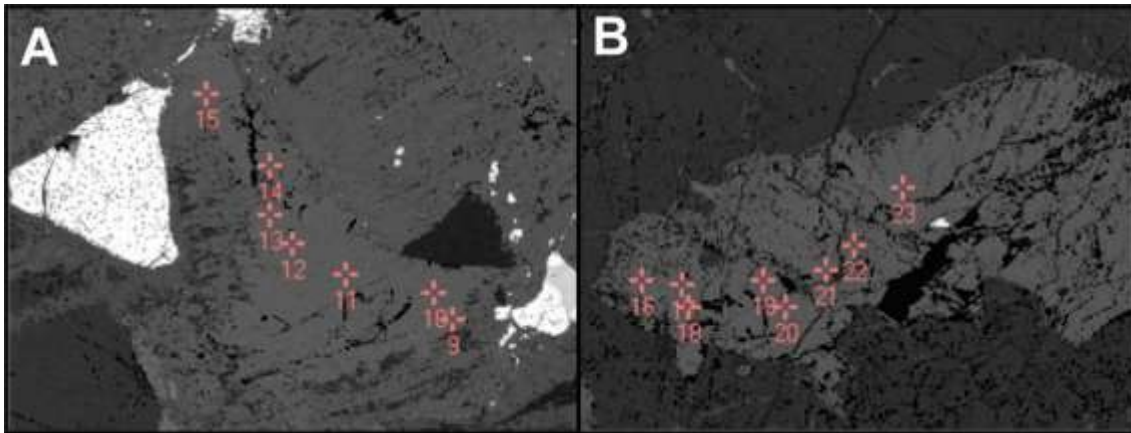


Figura 51. Toma de datos piroxenos - metadiorita. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica donde se pueden observar los puntos tomados para dos cristales de piroxeno (a y b) de la muestra DG – PC – 020.

9.2.3 Anfíboles

El anfíbol analizado en esta muestra corresponden al grupo de los anfíboles cálcicos, particularmente Tschermakita, según los parámetros de Leake et al. (1997). Los valores de óxidos mayores fueron normalizados a 23 oxígenos, los cuales arrojaron los valores en átomos por fórmula (a.p.f.u) para su respectiva clasificación. La figura 52 ilustra los puntos tomados para el cristal de anfíbol analizado en la muestra DG-PC-020.

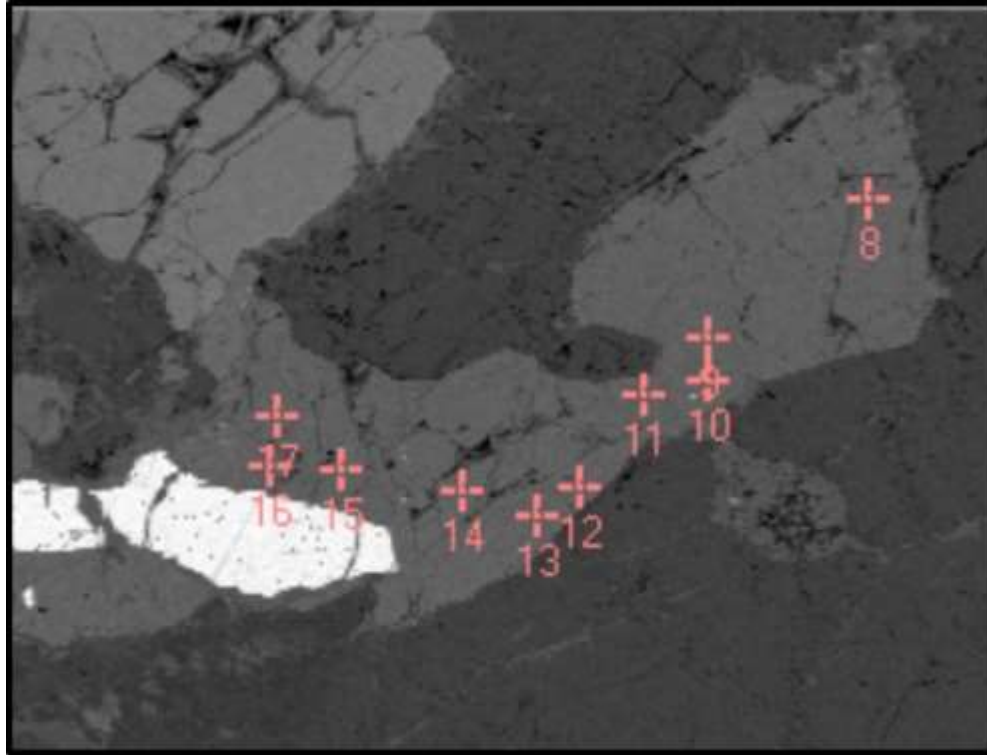


Figura 52. Toma de datos anfíboles - metadiorita. Imagen BSE obtenida en microsonda electrónica de los puntos tomados para cristal de anfíbol en la muestra DG – PC -020.

Los valores de Si para este espécimen fueron utilizados en su clasificación fueron de 6.223 a.p.f.u, por su parte el Mg presentó valores 2,777 a.p.f.u. El Fe^{2+} calculado fue 1,600 a.p.f.u. En el apéndice 10 - Química mineral se muestran todos los valores de normalización. La clasificación del espécimen se puede observar en la figura 61.

9.2.4 Plagioclasa:

Para esta muestra se analizaron dos cristales de plagioclasa, con una toma de datos lineal (Ver figura 53), la cual no evidenció ningún tipo de zonación.

Los valores de plagioclasa calculados para esta muestra presentan una composición intermedia, clasificada como labradorita. Los miembros extremos que se reportan para este mineral son Ab: 51,924 An: 48,076 Or: 0 para el cristal 1 y Ab: 49,927 An: 49,891 Or: 0,181685 para el cristal 2 y calculados a partir de la normalización a ocho oxígenos. La clasificación según Deer et al., 1992 se presenta en la figura 62.

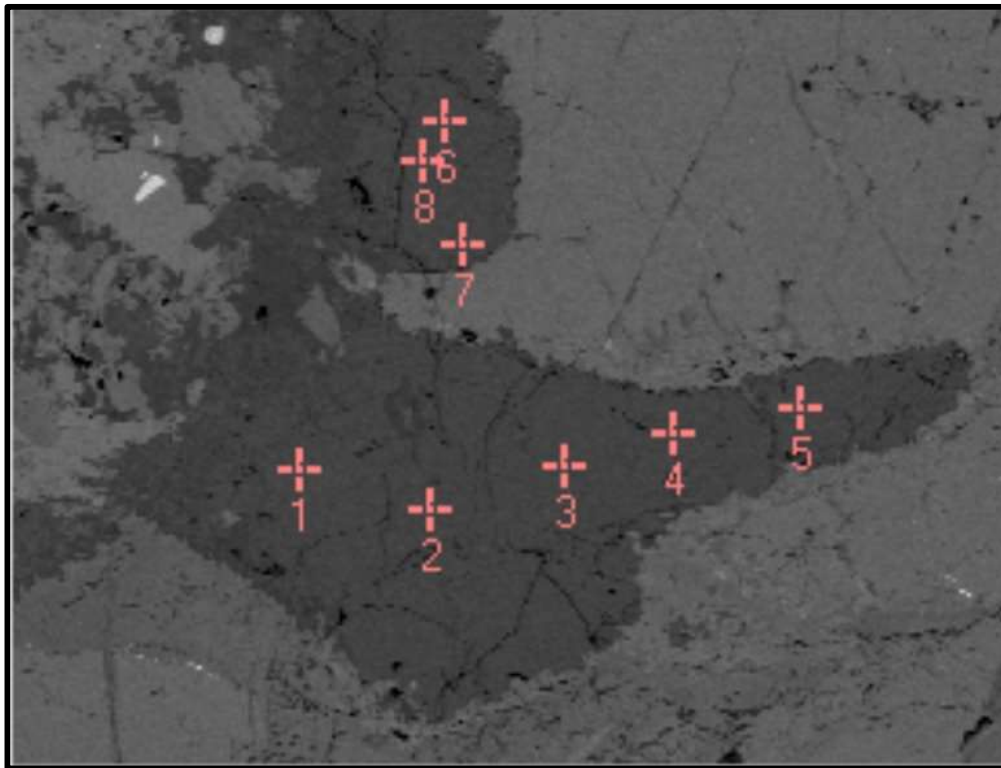


Figura 53. Toma de datos plagioclasa - metadiorita. Imagen BSE que muestra puntos tomados en dos cristales de plagioclasa. Cristal 1: (puntos 1-5). Cristal 2: (Puntos 6 – 8).

Muestra DG – NF - 004

Los constituyentes de esta muestra son Tschemarkita, Albita y clorita. La albita presenta textura antipertita con lamelas de ortoclasa. El anfíbol y la clorita muestran evidencias de recristalización.

9.2.5 Anfíbol:

El anfíbol analizado corresponden a la especie Tschemarkita, según los parámetros de Leake et al., (1997). Los valores de óxidos mayores fueron normalizados a 23 oxígenos, los cuales arrojaron los valores en átomos por fórmula (a.p.f.u) para su respectiva clasificación. La figura 108 ilustra los puntos tomados para el cristal de anfíbol analizado en la muestra DG-NF-04.

Los valores de Si para este espécimen fueron utilizados en su clasificación fueron de 6.185 a.p.f.u, por su parte el Mg presentó valores 2,344 a.p.f.u. El Fe^{2+} calculado fue 2,008 a.p.f.u. En el apéndice 10 - Química mineral se muestran todos los valores de normalización. La clasificación del espécimen se puede observar en la figura 61.

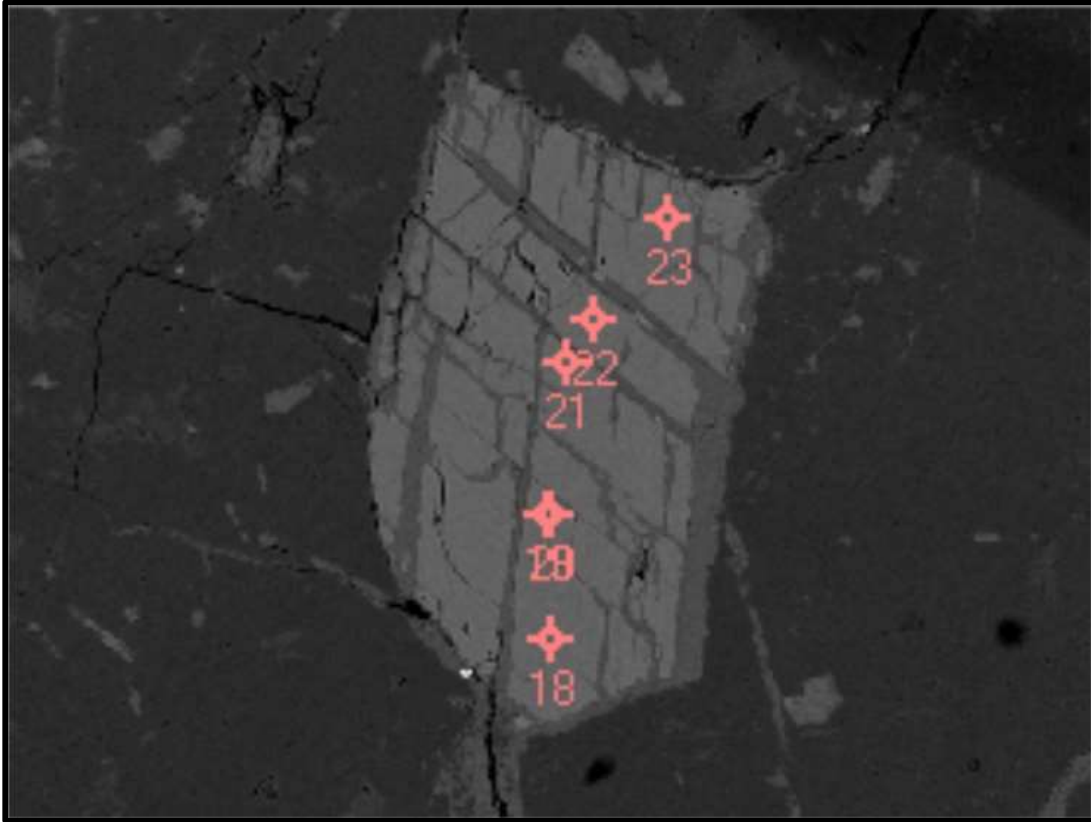


Figura 54. Toma de datos anfíbol - matadorita. Imagen BSE que muestra los puntos tomados para el cristal de anfíbol en muestra de metadiorita

9.2.6 Plagioclasa y Ortoclasa:

Los valores de plagioclasa calculados para esta muestra presentan una composición félsica, clasificada como Albita. Los miembros extremos que se reportan para este mineral son Ab: 95,783 An: 3,062 Or: 1,155 y Ab: 49,92705. Normalizados a 8 oxígenos.

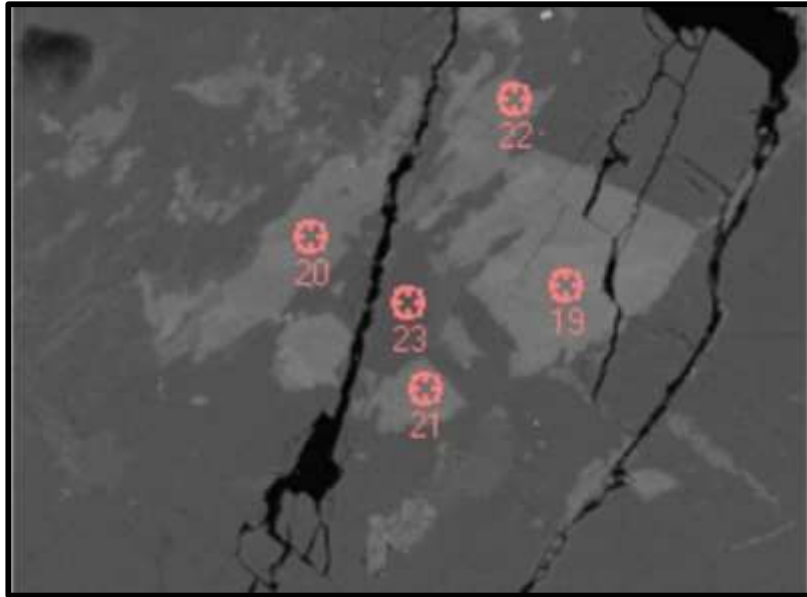


Figura 55. Toma de datos ortoclase. Imagen BSE tomada en microsonda electrónica que muestra los puntos tomados para la ortoclasas (Gris claro) y plagioclase (gris oscuro), en una tetura antipertita de la muestra DG - NF - 004.

Los valores de ortoclase muestra Ab: 2,906 An: 0 Or: 97,094. Calculados a partir de la normalización a 8 oxígenos.

Otras fases minerales fueron analizadas para la unidad metadiorita, entre ellas una metadiorita de grano medio en facies anfíbolita, la cual presenta un fuerte magnetismo, relacionada con la presencia de abundante magnetita (Ver figura 56), sulfuros (Ver figura 58) y acompañados de epidota. La titanita (Ver figura 57) también hace parte de esa asociación.

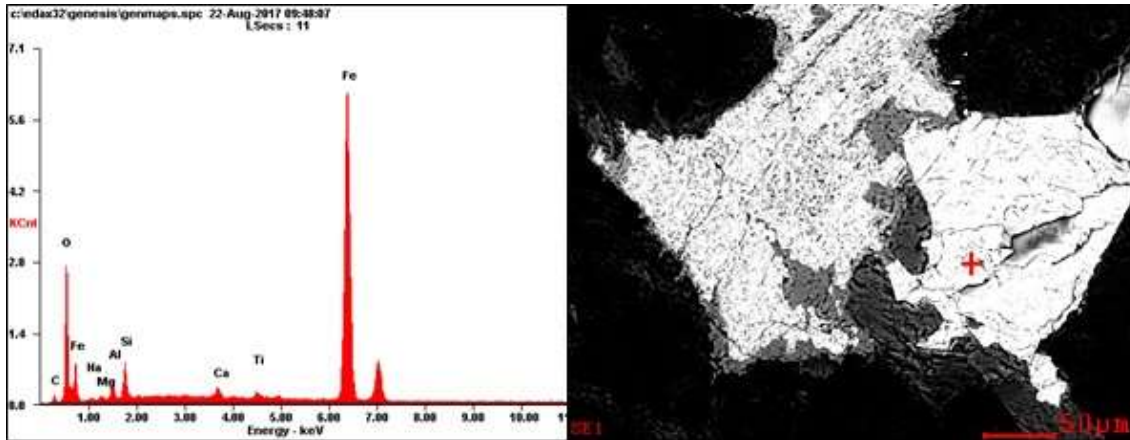


Figura 56. EDS - magnetita. Izquierda. Corresponde al análisis EDS que marca picos altos en hierro y oxígeno, clasificándola como magnetita. Derecha. Imagen BSE que muestra la localización de la toma de datos en el cristal de magnetita.

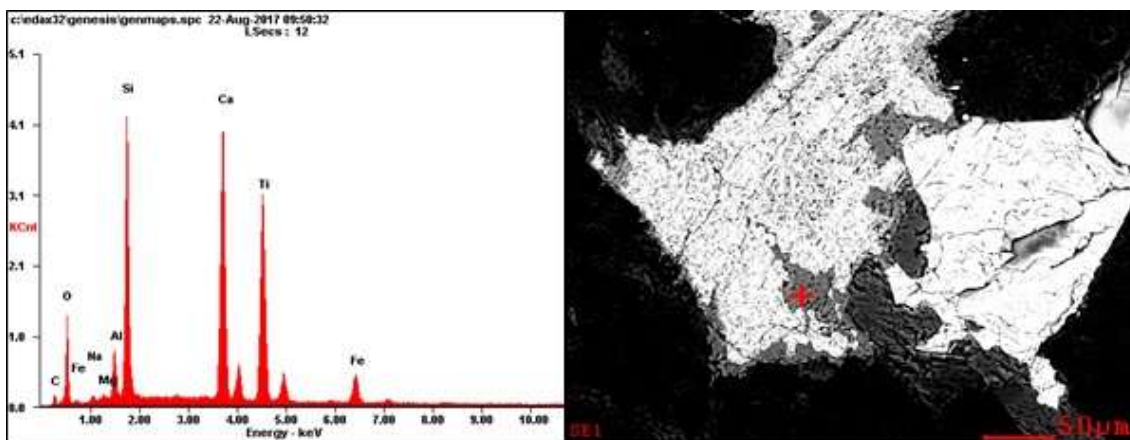


Figura 57. EDS - titanita. Izquierda. Análisis EDS que muestra picos altos en silicio, calcio y titanio, algunos picos intermedios de hierro y aluminio que corresponden a una titanita. Derecha. Imagen BSE que muestra localización del punto de muestreo para esta fase mineral.

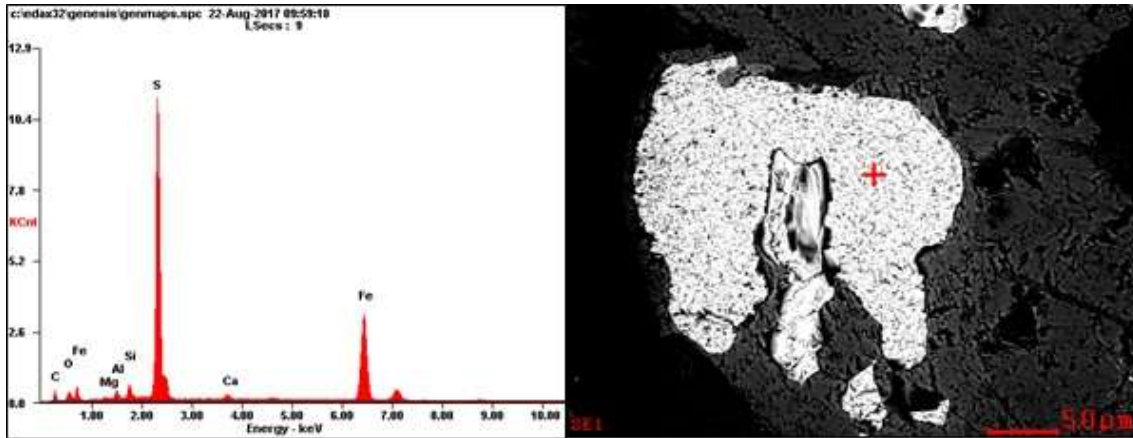


Figura 58. EDS - pirita. Izquierda. Picos de azufre y hierro para el EDS de un cristal de pirita. Derecha. Imagen BSE de cristal de pirita y la localización del punto de toma de datos. El cristal con el que se encuentra en contacto la pirita es magnetita.

A continuación se presentan diagramas de clasificación para las distintas fases minerales, correspondientes a todos los tipos de roca incluidos en el análisis de química cuantitativa.

La figura 59 corresponde a un diagrama ternario para los componentes o miembros finales de granates, propuesto por Coleman (1965). Los granates analizados para las dos muestras de granulita clasifican en el campo de los granates de charnockitas y granulitas.

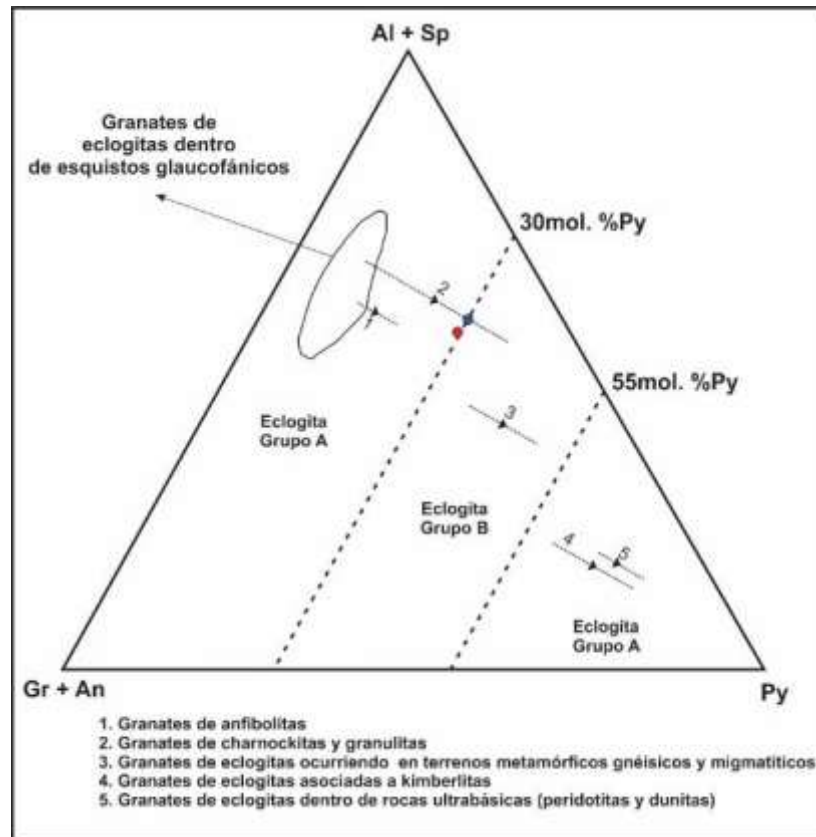


Figura 59. Clasificación de granates. Diagrama ternario de clasificación para los valores de granate. El punto de color azul corresponde al granate de la granulita asociada a la unidad metadiorita (DG – PC -020). El punto rojo corresponde a la granulita asociada a la unidad Gneis de Bucaramanga (DG – PC – 005). Modificado de Coleman (1965). Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. U. S. Geological Survey, Menlo Park, Calif. P. 483 – 508.

Los piroxenos fueron clasificados según la recomendación de Morimoto (1988), en un diagrama ternario para los miembros finales wollastonita, enstatita y ferrosilita. Para los valores de wollastonita menor al 5% Se debe usar el segmento inferior del triángulo para ortopiroxenos.

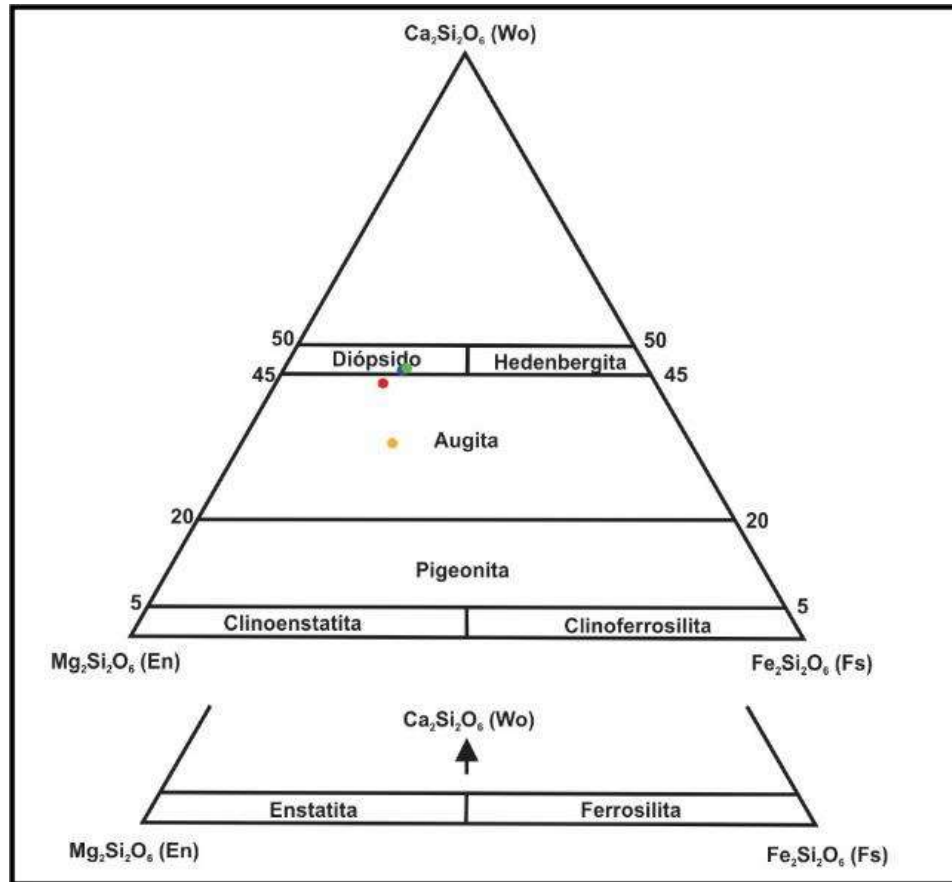


Figura 60. Clasificación piroxenos. Diagrama ternario para clasificación de piroxenos. Los puntos rojo y azul corresponden a los cristales 1 y 2 respectivamente de la muestra DG – PC -005 y los puntos amarillo y verde corresponden a los cristales 1 y 2 respectivamente de la muestra DG – PC – 020. Modificado de Morimoto (1988). Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names International Mineralogical Association. *American Mineralogist*, V. 73, pp 1123- 1133.

Los valores para anfíboles fueron clasificados en un gráfico $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ contra los valores a.p.f.u de silicio en la estructura del anfíbol. Tal como lo recomienda Leake et al. (1997), para la clasificación de anfíboles cálcicos. (Ver figura 61)

Los valores para plagioclasa y ortoclasa fueron clasificados en un diagrama ternario para los miembros extremos albita, anortita, ortoclasa, propuesto por Deer et al., (1992)

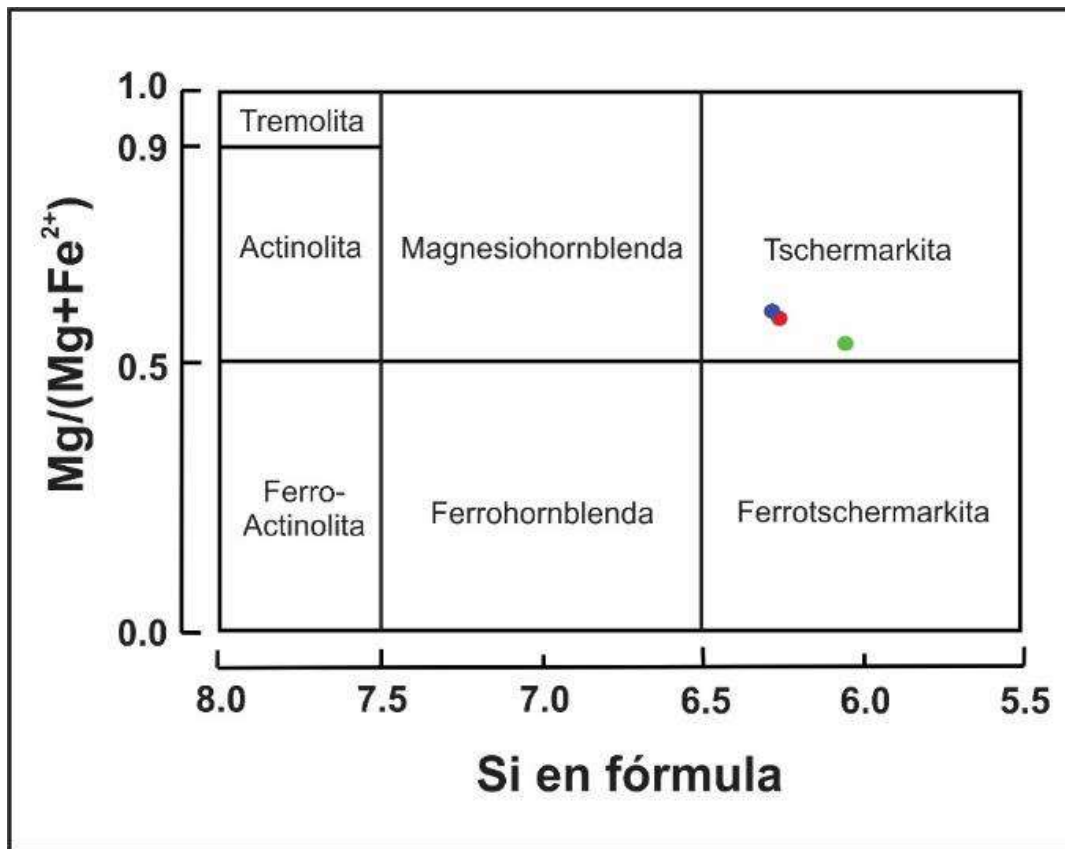


Figura 61. Clasificación de anfíboles. Diagrama para clasificación de anfíboles calcícos. El color rojo corresponde a la muestra DG – PC – 005, el punto azul corresponde a la muestra DG – PC – 020 y el punto verde corresponde a la muestra DG – NF – 004. Modificado de Leake et al., (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. The Canadian Mineralogist V. 35, pp. 219-246

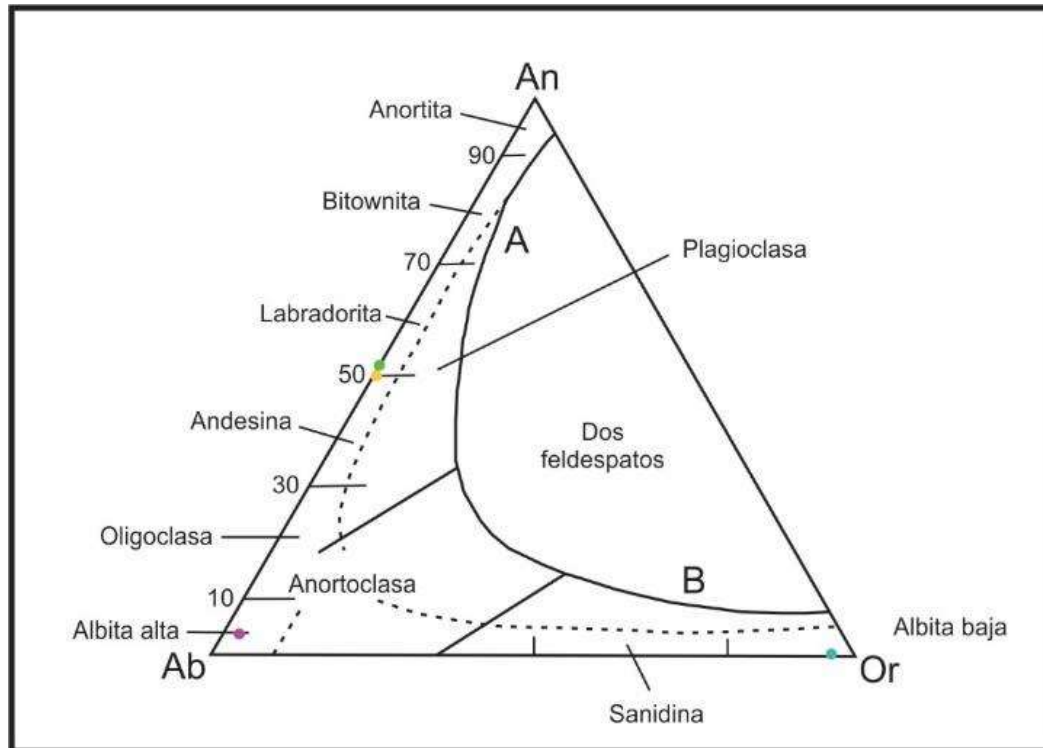


Figura 62. Clasificación feldespatos. Diagrama ternario para clasificación de plagioclasas. Los puntos verde y amarillo corresponden a labradorita de la muestra de granulita máfica (DG – PC – 020), El punto de color morado corresponde al mineral albita en metadiorita en facies esquistos verdes (DG - NF – 004) y el punto azul corresponde a ortoclasa en textura antipertita en la muestra DG – NF – 004. Modificado de Deer et al (1992). An introduction to the rock forming minerals Second edition. Logman. British Library Cataloguing in Publication Data. United Kingdom. pp.697.

9.3 Fases minerales en otras muestras:

En los nódulos de óxidos de hierro que se mostraron en la figura 94 vistos desde el SEM mostraron una composición homogénea ya sea de magnetita o de hematita (Ver figura 63). En estos cuerpos de roca fueron observados también pequeños cristales de cobre nativo con trazas de Fe y Zn (Ver figura 64). Algunos cristales mostraban picos de hierro sin asociarse ni con oxígeno ni con sulfuro y presentaban trazas tierras raras, particularmente de gadolinio (Gd), neodimio (Nd) y praseodimio (Pr) pertenecientes al grupo de los lantánidos (Figura 65).

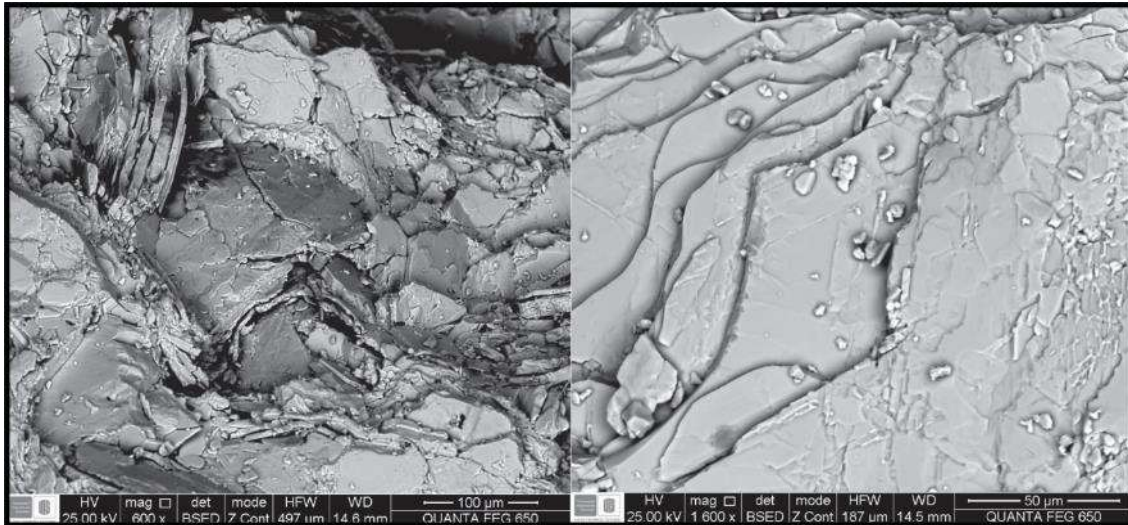


Figura 63. BSE - especularita. Imágenes BSE que muestran el hábito y agregado de la hematita especular o especularita.

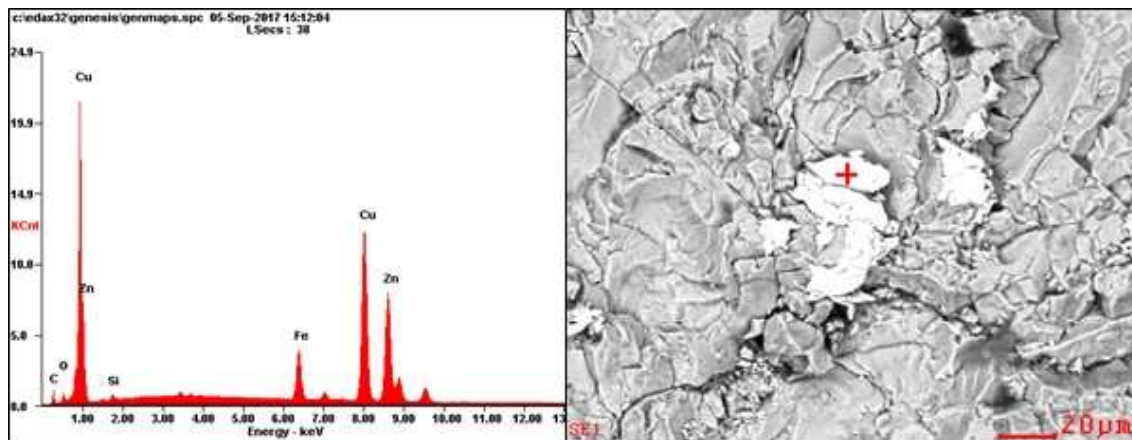


Figura 64. EDS cobre nativo. Izquierda. Picos del EDS que muestra la composición del cobre nativo con trazas de hierro y zinc. Derecha. Imagen BSE que muestra la localización del punto de toma de datos. El cristal de cobre se encuentra rodeado de especularita.

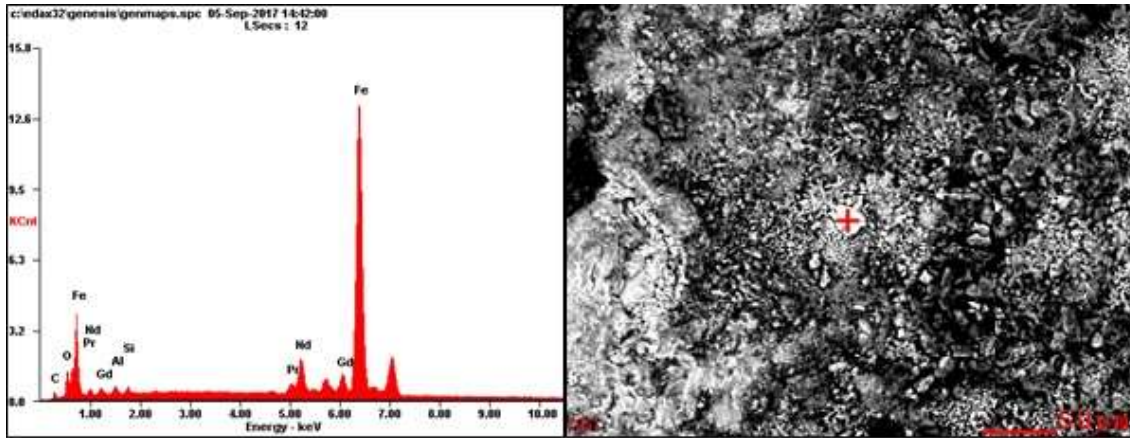


Figura 65. EDS hierro nativo con tierras raras. Izquierda EDS que muestra los picos para hierro nativo con trazas de tierras raras (Nd, Pr,Gd). Derecha Imagen BSE obtenida en SEM del cristal de hierro nativo del cual se tomaron los valores mostrados en el EDS.

10. Geología estructural

10.1 Características morfotectónicas de las fallas y lineamientos

El área de estudio presenta un modelado de relieve producto del fuerte control tectónico asociado con la Falla El Carmen y demás estructuras conjugadas (Peñaranda y Pimiento, 2016). La descripción de los rasgos morfoestructurales se realizó a lo largo de transectas estructurales, dentro y fuera del área de estudio cartografiado. Dentro de las transectas se comprenden Las vías Aguachica – Río de Oro, Alto de Sanín Villa – vereda Santa María, Río de Oro – vereda el Volcán, Río de Oro – vereda el Gitano - vereda el Salobre, Río de Oro – El Carmen, Vía al Carmen – Vereda el Arado, Sector La Sabana y Vereda el Hobo (Ver figura 66).

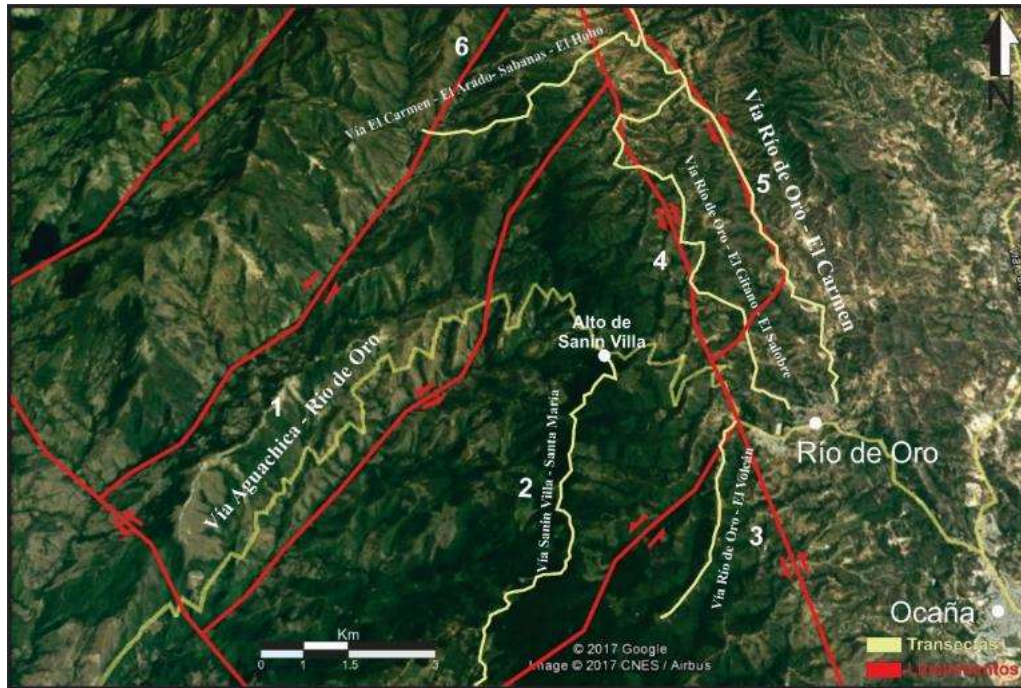


Figura 66. Transectas - geomorfología tectónica. Imagen satelital que muestra la distribución de las transectas estructurales (Color amarillo) para evaluación de las geformas asociadas a las fallas y lineamientos del área de estudio (Color rojo). Imagen base: Landsat / Copernicus, Image © 2017 CNES / Astrium, Google Earth. Adaptada por el Autor.

A continuación se describen los principales rasgos geomorfológicos.

10.1.1 Silletas de falla o sillas de montar:

Son descensos topográficos en el nivel de una cresta de montaña (Burbank y Anderson, 2001) y que implican el trazo de una falla. En la figura 19, se observan silletas de falla asociadas al trazo de la falla de Sanín Villa y fracturas antitéticas relacionadas.



Figura 67. Silletas de falla en la transecta Aguachica – Río de Oro, donde la imagen superior izquierda corresponde a al trazo principal de la Falla de Sanín Villa. Las imágenes subsiguientes corresponden a silletas de fracturas antitéticas del trazo principal de la Falla de Sanín Villa.

10.1.2 Hombreras de falla:

Son geoformas que muestran un cambio drástico en la pendiente, pasando de relieves escarpados a relieves más suaves, donde el punto de inflexión indica el trazo de la falla, para el caso de fallas en el buzamiento, mientras que en estructuras en el rumbo se observan delimitando el trazo principal de la falla. La Figura 68 ilustra hombreras de falla observadas en la transecta Aguachica – Río de Oro.

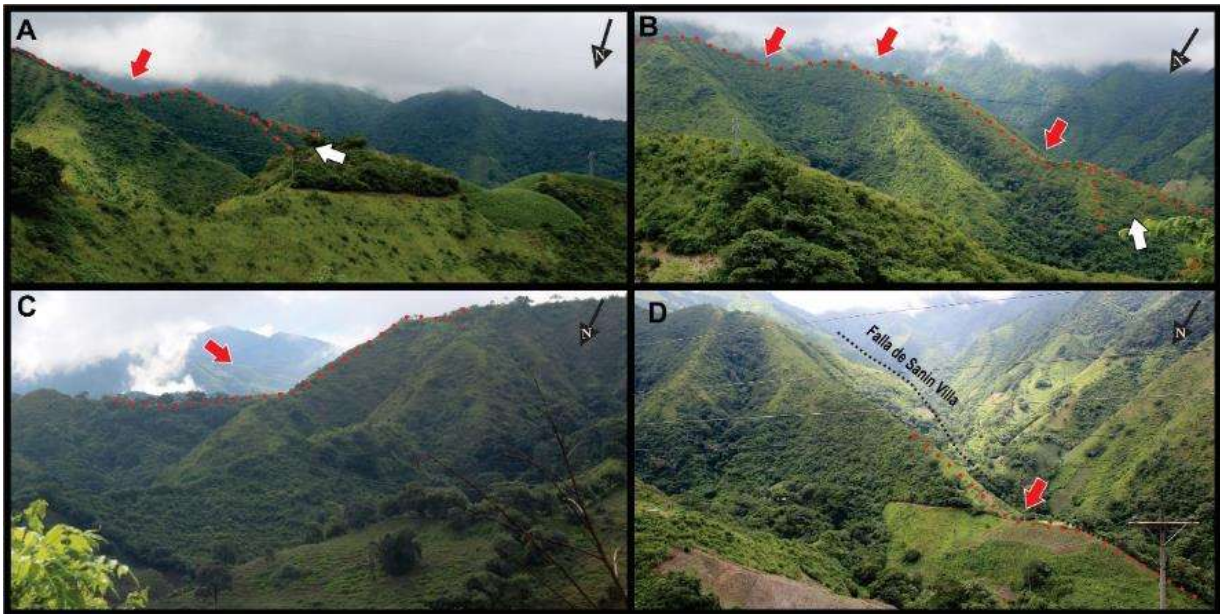


Figura 68. Hombreras de falla. (A) Hombreira de falla de una estructura antitética a la falla de Sanín Villa. (B) Arreglo de hombreras de fallas escalonadas que termina en facetas triangulares, consecuentes con el trazo principal de la falla de Sanín Villa. (C) Hombreira de falla típica de fallamiento en el buzamiento. (D) hombreras de falla que delimitan el trazo de la falla de Sanín Villa.

10.1.3 Trincheras de falla:

Configuradas en el relieve como valles lineares, los cuales representan el trazo principal de una falla de extensión considerable. Su generación se debe a los procesos erosivos posteriores al fracturamiento y trituración de la roca que afectan directamente. Las figuras 69 (A - B), y 70 B ilustran trincheras de fallas.

10.1.4 Drenajes en copa de vino:

Es un arreglo de drenaje pseudoelipsoidal, cuyo eje inclinado inferior y más agudo, recae sobre el trazo de una falla. También puede estar asociado al debilitamiento local y erosión de la roca

circundante a un plano de falla principal. Ese tipo de drenajes son reportados para varios segmentos de la Falla de Bucaramanga por Osorio et al. (2008) y González y Jiménez (2015). Las figuras 69 C y 74B muestran geoformas en copa de vino.

10.1.5 Lomo de presión:

Según Wesson et al., (1975), Keller y Pinter (1999), Trejos et al., (2012), los lomos de presión son un alto topográfico con laderas cortas, forma convexa y pendiente abrupta, ubicados en el trazo de una falla de rumbo. Formados por transpresión debido al pandeo o resalto del plano de una falla que expulsa un bloque de roca que ha estado sometido a deformación. Se caracteriza por su alto fracturamiento y estructuras de tipo flor positiva. Las figuras 69(D), 70(A – B), 71 (B), 72(A) y 74 (B) Ilustran lomos de presión asociados a diferentes planos de falla.

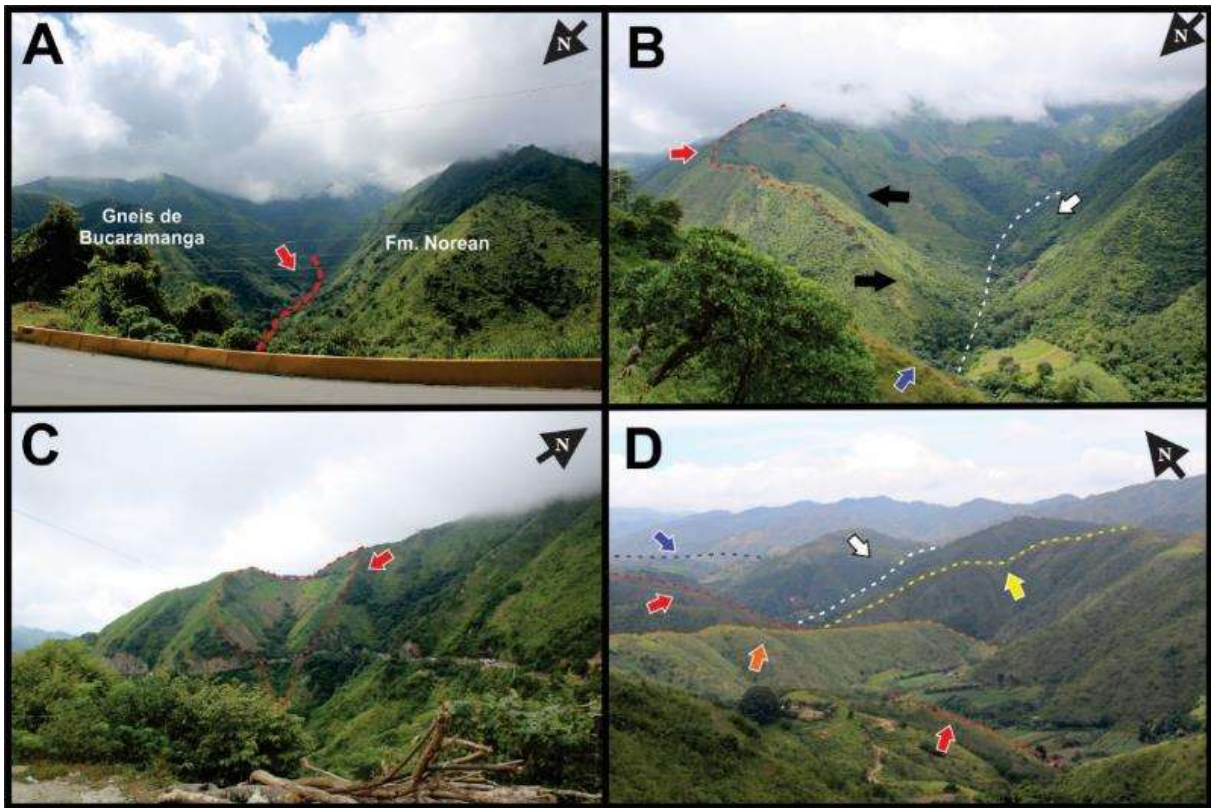


Figura 69. Geoformas tectónicas. Fotografías capturadas en la transecta Aguachica – Río de Oro. (A) zona de falla asociada a un segmento sintético de la Falla de Bucaramanga que pone en contacto las unidades Formación Norean (W) y La unidad Gneis de Bucaramanga (E). (B) Gancho de flexión que muestra la cinemática sinistral de la Falla de Sanín Villa (trazo azul), en color blanco falla antitética al trazo principal. (C) Drenaje en copa de Vino asociada al control tectónico de la Falla de Sanín Villa. (D) Lomo de presión (color Naranja) que obstruye y desplaza el trazo principal de la Falla El Carmen (trazo rojo), generado un drenaje deflectado. En amarillo hombrera de falla que delimita el trazo principal de la Falla el Carmen, en blanco trazo de fractura antitética a la Falla El Carmen y en azul trazo principal de la Falla Las Lajas.

10.1.6 Gancho de flexión:

Según Trejos et al., (2012): “Espolón estructural, con una geometría en planta en forma de gancho. Su origen se relaciona al efecto combinado generado por el desplazamiento lateral a lo largo de una falla de rumbo y su posterior incisión erosiva”. Osorio et al (2008) y González y Jiménez

(2015) determinan cinemáticas de fallas usando como indicador ganchos de flexión. Los ganchos muestran en fallas de transcurrencia los ejes principales de esfuerzo, contra la flexión como lo indican las figuras 69(B), 70 (C) y 73(D).

10.1.7 Meseta estructural:

De acuerdo con Trejos et al., (2012) Es una geoforma de cima plana acotada por escarpes abruptos, de poca extensión y forma convexa. Su origen está asociado a procesos de erosión diferencial. En la Figura 70 (D) se puede observar una meseta estructural circundante a la Falla El Carmen.

10.1.8 Cuenca Pull Apart:

Según Burbank Y Anderson (2001) estas cuencas se generan en un ambiente transtensivo por el pandeo o resalto de una falla de rumbo, generando un relieve negativo y rodeado de lomos de presión. Su estructura principal es en flor negativa que puede variar de simétrica a asimétrica. En las figuras 70 (A) y 72 (A) pueden observarse este tipo de geoformas en la zona de influencia de la Falla El Carmen.

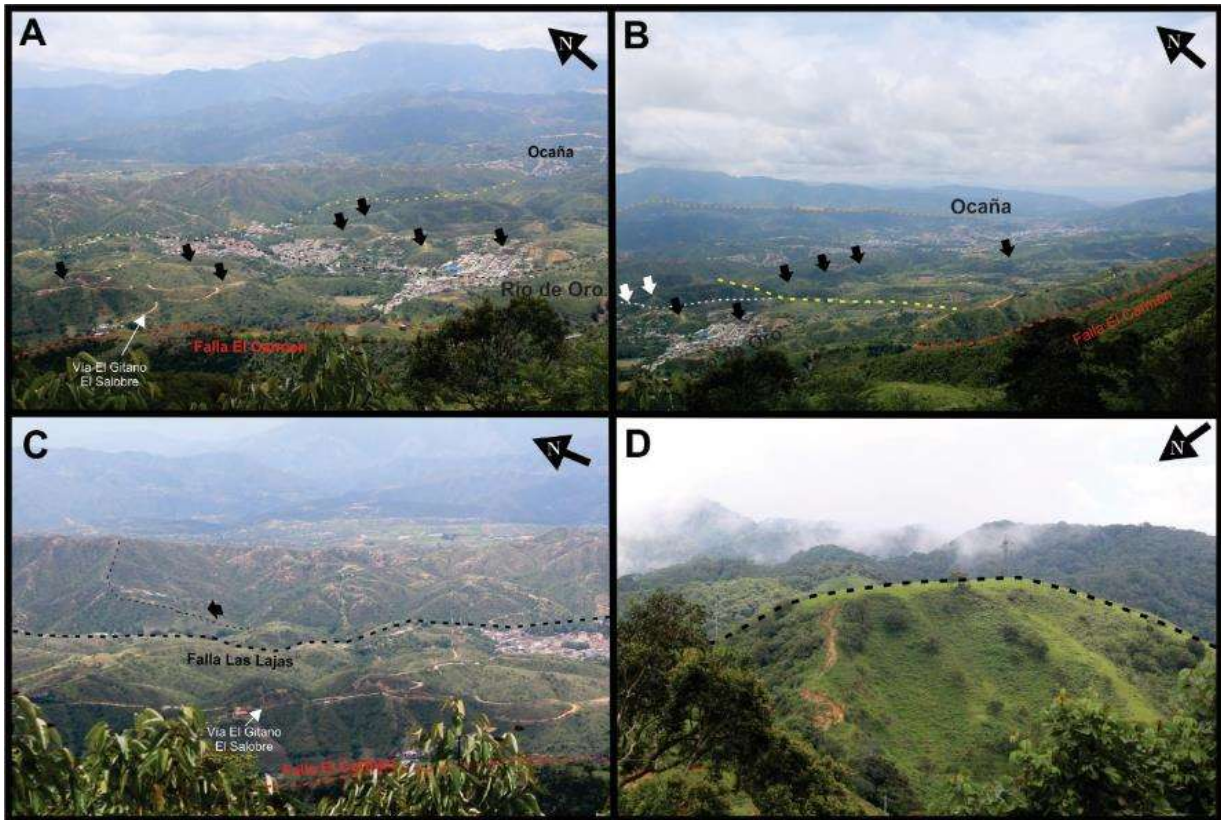


Figura 70. Geoformas tectónicas. Fotografías capturadas en la transecta Alto de Sanín Vila – Santa María. (A) Panorámica del municipio de Río de Oro donde puede observarse el trazo de la Falla El Carmen (Rojo), Las Lajas (amarillo), y la Falla de Río de Oro (negro), con características transtensionales que ubica el área urbana en una cuenca de tracción, rodeada de Lomos de presión (señalados por saetas negras). Al fondo el municipio de Ocaña. (B) Panorámica de los municipios de Río de Oro y Ocaña, dónde puede observarse la trinchera de falla de la estructura El Carmen (Rojo) y trazos de estructuras antitéticas (blanco y amarillo) rodeadas por lomos de presión (saetas negras). Al fondo en color naranja trazo de una falla subparalela al Carmen que pasa por el municipio de Ocaña. (C) Trazo de la Falla Las Lajas, cuya cinemática sinistral es indicada por un gancho de falla (Saeta Negra). (D) Meseta estructural generada por la acción tectónica de la Falla El Carmen.

10.1.9 Facetas triangulares:

Son geoformas generadas por erosión diferencial y por efectos gravitacionales en los bordes de escarpe de las trincheras de falla, delimitando el trazo principal de la estructura. Los triángulos que definen estas geoformas llevan un vértice sobre el escarpe y dos vértices sobre el plano de falla.

Las figuras 68 (A - B), 71 (C), 74 (D), 75 (A) y 76 ilustran facetas triangulares localizadas en bordes de planos de falla.

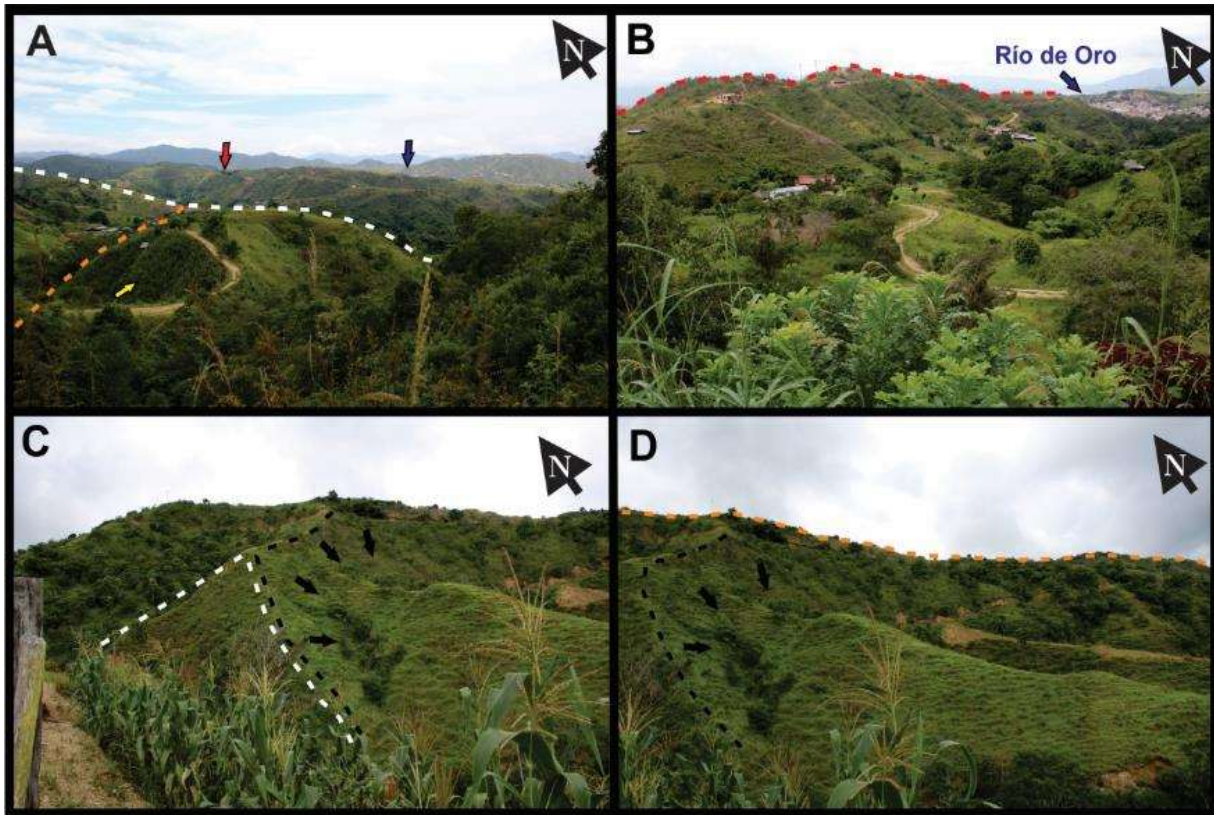


Figura 71. Geoformas tectónicas. Fotografías capturadas en la transecta Río de Oro – El Volcán. (A) se observan al fondo los trazos de la Falla El Carmen (saeta roja) y Las Lajas (saeta azul). Una falla sintética a la estructura El Carmen (Lineamiento de color blanco) controla la red de drenajes del sector, además intersectada por fallas antitéticas (Color Naranja) a este sistema. La saeta amarilla muestra un domo de origen ígneo. (B) Lomo de presión alineado con fallas inversas sinestrales que componen la estructura interna del Dúplex de Ocaña, y que además muestra una geometría plegada tipo échelon, con los demás lomos de presión alineados en la zona de falla de la estructura El Carmen. (C) Generación de facetas triangulares (color blanco) por el trazo de una falla, además generación de deslizamientos (saetas negras) propios de zonas con alto fracturamiento. (D) Relación de deslizamiento con fallas que delimitan los lomos de presión (Color naranja) del área.

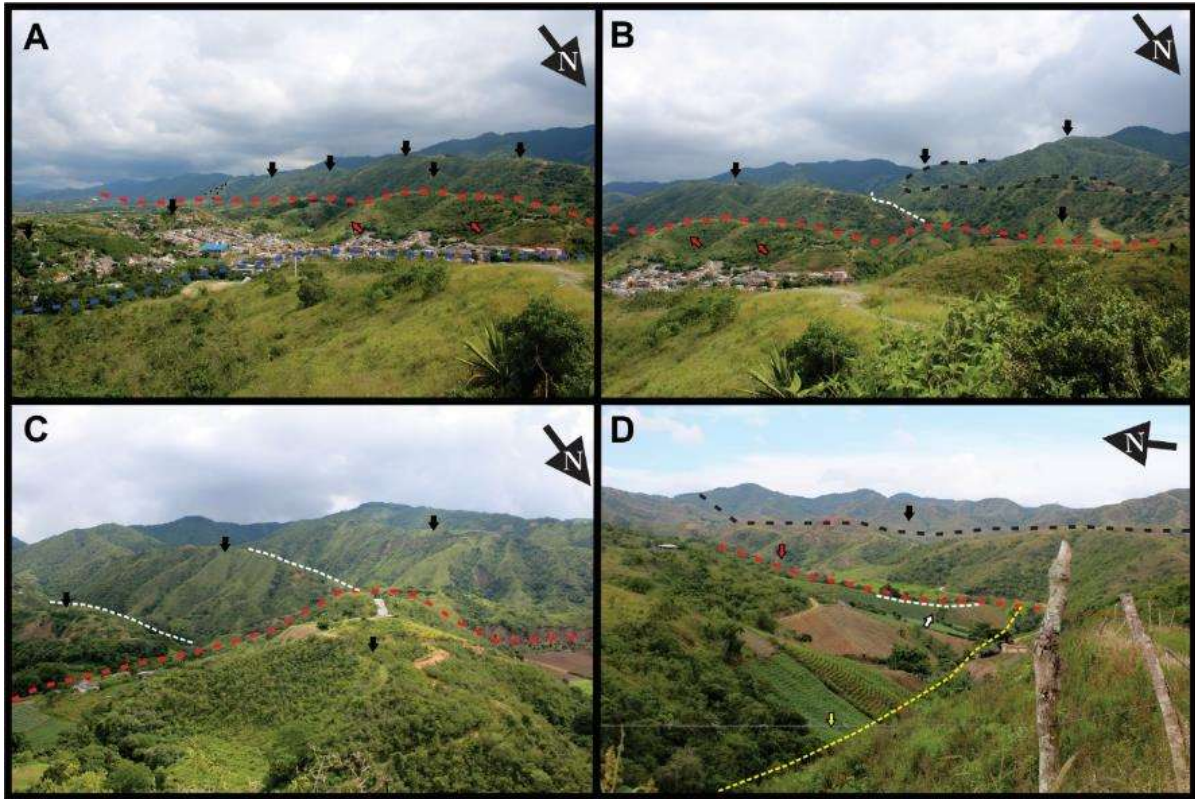


Figura 72. Geoformas tectónicas. (A) Panorámica del municipio de Río de Oro donde puede observarse el trazo principal de la Falla El Carmen (lineamiento color rojo), definida por el escarpe de falla, la generación de facetas triangulares (líneas negras) y el alineamiento de lomos de presión (saetas negras). El trazo azul representa la Falla de Río de Oro, una falla transtensional que da origen a una cuenca de tracción donde se encuentra edificado el sector urbano del municipio, rodeada por lomos de presión (saeta negra). Las saetas rojas representan domos ígneos emplazados en la zona de falla. (B) Trazo de la Falla El Carmen (lineamiento rojo) bordeado por lomos de presión con plegamiento en échelon (saetas y lineamientos negros) cuya geometría permite corroborar la cinemática sinistral. En blanco falla inversa sinistral con geometría cóncava hacia el NW. (C) Trazo de la Falla el Carmen donde puede verse su intersección con la carretera que conduce de Río de Oro a Aguachica, definida por facetas triangulares, una trinchera de falla y una serie de lomos de presión alineados. (D) Trazo de la Falla El Salobre (color rojo) con cinemática inversa sinistral, definida por un gancho de flexión (color blanco), y que corta fallas dextrales (color amarillo) antitéticas a la Falla El Carmen. Al fondo el trazo de la Falla Las Lajas (Color negro).

10.1.3 Escarpe de falla:

Son planos muy abruptos generados por erosión diferencial sobre el bloque más deformado de una zona de falla. En los planos de falla que exhibe los escarpes se pueden observar líneas de deslizamiento y demás estructuras indicadoras de cinemática.



Figura 73. Plano principal Falla Las Lajas (saeta roja) que provoca deslizamientos que obstruyen el paso en esta vía. La saeta blanca señala Leucosoma granítico de inyección que intruye de manera concordante la foliación al Gneis de Bucaramanga (saeta azul).

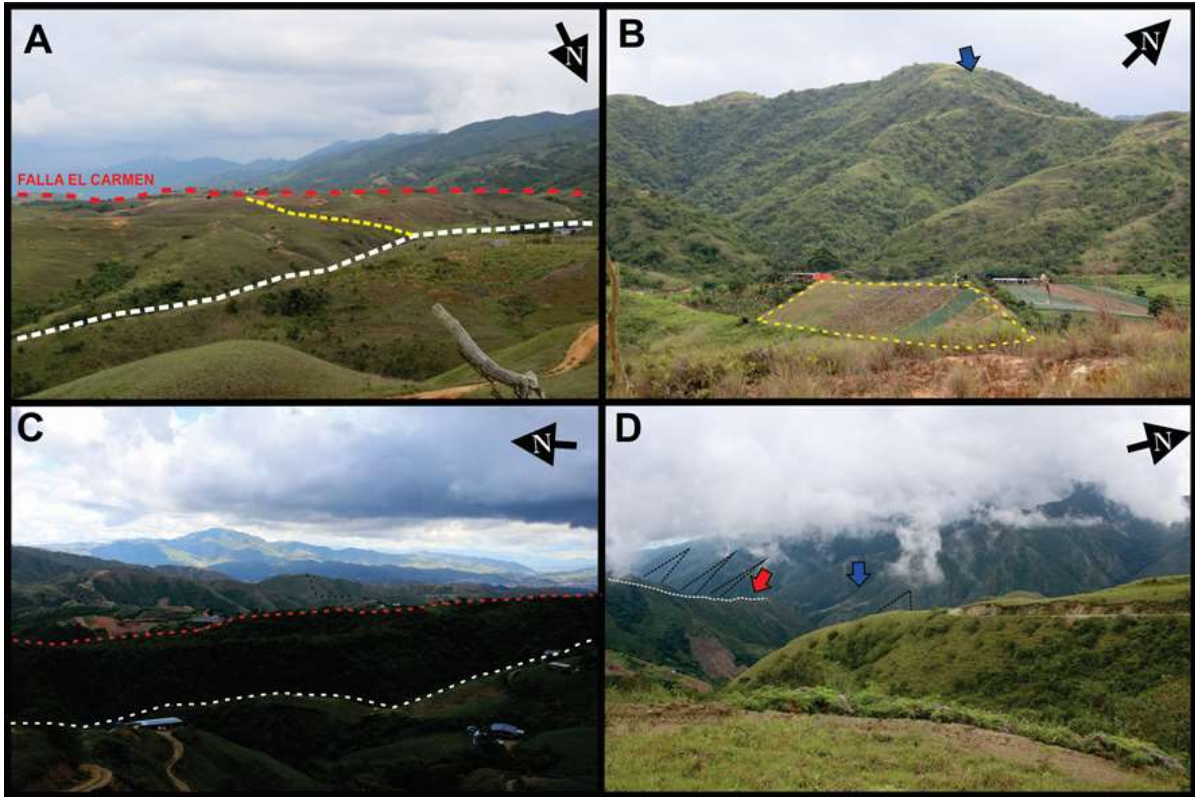


Figura 74. Geformas tectónicas. (A) Trazo principal de la Falla El Carmen (lineamiento rojo) definido por el escarpe de falla generado, y el contraste geomorfológico con un sector de colinas asociadas a rocas graníticas, además puede referenciarse el trazo de la Falla Pantanitos (lineamiento blanco) que corta una falla antitética (lineamiento amarillo) de la estructura El Carmen. (B) Lomo de presión generado por la Falla El Arado. La saeta azul señala un drenaje en copa de vino cuyo ápice se encuentra detrás del cerro. (C) Trazo de la Falla El Carmen (color rojo) y la Falla de Sanín Villa (Trazo blanco) definida por el alineamiento de la quebrada La Macana. Al fondo en línea punteada blanca, gancho de flexión que indica la cinemática sinistral de la Falla Las Lajas. (D) Trinchera de Falla (Saeta roja) generada por la Falla Las Estromelias, definidas por facetas triangulares (líneas negras punteadas), hombreras de falla (saeta azul), y un gancho de flexión que indica su componente en el rumbo sinistral.



Figura 75. Geformas tectónicas. (A) Trinchera de Falla de la estructura Las Estromelias (trazo rojo) que además muestra generación de facetas triangulas (amarillo) y hombreras de falla (negro). En color rojo y señaladas por saetas blancas, fallas de cabalgamiento con componente dextral, con vergencia hacia el NE. (B) Trazo de la Falla de Sanín Villa en el sector de La Sabana, definida por hombreras de falla (color negro). (C) Trazo de las Fallas El Carmen (rojo), Las Lajas (amarillo). En blanco al E de la Falla el Carmen la Falla El Arado.



Figura 76. Panorámica Sanín Villa. Vía que conduce de Aguachica a Río de Oro, dónde puede observarse el trazo de la Falla de Sanín Villas (color rojo) y sus geformas asociadas, En verde facetas triangulares. Indicado por la saeta amarilla, drenaje en copa de vino. En naranja silleta de falla y en azul sierra levantada por el trazo de la Falla Las Estromelias.

10.2 Estructuras Tectónicas

Las foliaciones son estructuras planares penetrativas presentes en todas las escalas de observación que ocurren en ambientes tectónicos de compresión y transcurrencia. (Hatcher, 1995), Según Rosello (2001) en un ambiente de transcurrencia las foliaciones ocurren con una tendencia ortogonal al máximo esfuerzo compresivo (Ver figura 90) Las foliaciones son indicadores para la determinación de fases deformativas en función de relaciones de corte por foliaciones de transposición o clivajes superpuestos (Hatcher, 1995). De tal manera las actitudes de foliación diferenciadas se describen como propone Passchier y Trouw (2005), para diferenciar relaciones de cortes y diferentes periodos de deformación, así ($S_n - S_{n+1} - S_{n+2} + \dots + S_{n+n}$). En rocas de bajo grado de metamorfismo de origen sedimentario puede apreciarse el plano de estratificación (S_0) cortado por la foliación metamórfica (S_n).

En el área de estudio pueden diferenciarse con facilidad foliaciones tectónicas en las unidades metamórficas Gneis de Bucaramanga, las cuales por su edad reportan un mayor número de eventos deformativos en función de las direcciones de foliación desarrolladas y en metasedimentitas de bajo grado. En rocas que han sufrido metamorfismo dinámico, y cuerpos magmáticos cuyo emplazamiento estuvieron controlados por las zonas de cizalla del Carmen. Algunas foliaciones de transposición pueden observarse con claridad en cercanía de las estructuras geológicas regionales (Ver figura 77A).

Los plegamientos en el área están relacionados a fases deformativas diferentes, contrastados por el régimen reológico en el cual fueron generados. Pueden observarse pliegues apretados, Pigmáticos en leucosomas, mesosomas y melanosomas de migmatitas del Gneis que fueron generados en condiciones corticales dúctiles en zonas de cizallamiento. (Ver figura 77 (C – E – F)

y pliegues de arrastre (drag fold) asociados a fallamiento, en condiciones de menor temperatura generados en zonas de falla. Ver figura 77 (D)

Los clivajes desarrollados en el área por lo general están ligados al fallamiento de estructuras regionales y se clasificados como clivajes disyuntivos (espaciados), de transposición (superpuestos a clivajes anteriores), de crenulación (Ver Figura 77 B) y clivajes de eje de charnela en pliegues frágiles (Ver Figura 77 D).

Las fracturas de tensión están relacionadas principalmente con diques que se encuentran en actitud preferencial en sentido NW – SE (ver figura 77 D), Venas, fracturas abiertas y leucosomas de inyección generados de manera concordante con la foliación S_n de Gneises.

Las fracturas de cizalla está relacionadas con el sistema Riedel evolucionado que presentan las fallas geológicas, asociadas como fracturas sintéticas (R y P) y antitéticas (R' y X). Estas fracturas de cizalla se caracterizan por mostrar evidencias de deslizamiento a escala milimétrica a centimétrica.

En cuanto a las diaclasas se clasifican como diaclasas no sistemáticas conjugadas, aunque sectorialmente presenten direcciones preferenciales. También pueden observarse en el sector diaclasamiento en pluma (Ver figura 77 H). La diferencia con la fracturas de cizalla es que no muestran ninguna evidencia de desplazamiento.

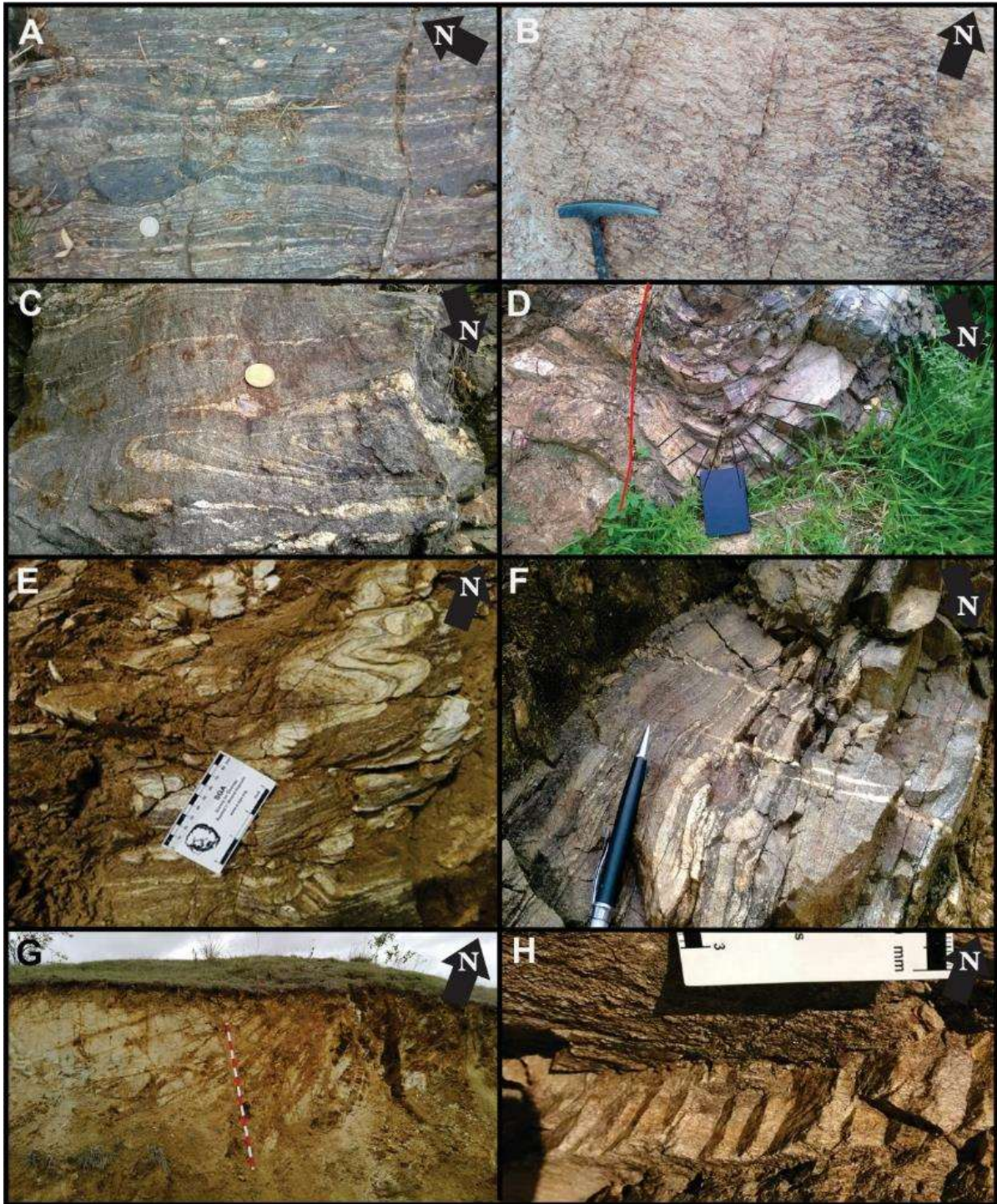


Figura 77. Estructuras tectónicas. (A) Foliación desarrollada en Gneis de Bucaramanga, donde pueden diferenciarse melanosomas, mesosomas y leucosomas. Estos últimos sectorialmente presentan estructura augen. (B) Clivaje de crenulación desarrollado sobre las rocas del granito del Salobre, deformadas por la Falla El Carmen. (C) Pliegue apretado generado en condiciones reológicas dúctiles sobre migmatitas del Gneis de Bucaramanga. (D) Pliegue de arrastre relacionado a un lomo de presión, en el cual se puede evidenciar el desarrollo de un clivaje de eje

de charnela (líneas de color negro). (E) Secuencia de pliegues apretados, generados por transpresión en condiciones reológicas dúctiles, en la zona de cizalla de la Falla El Carmen. (F) Pliegues apretados en migmatitas del Gneis de Bucaramanga. (G) Diques y venas de granodiorita que intruyen rocas dioríticas. (H) Diaclasas en pluma generadas en cercanía de la Falla las Lajas, afectando la unidad Gneis de Bucaramanga.

10.3 Estructuras principales

10.3.1 Falla El Carmen

La Falla El Carmen es una estructura de extensión regional con una actitud estructural en sentido NW – SE (N15 – 20W). En el área de estudio se puede observar de norte a sur en las veredas El Arado, El Salobre, El Gitano, en la vía que conduce de Aguachica a Río de Oro (en cercanías de su casco urbano) y en las veredas Tunja y El Volcán. Sus rasgos geomorfológicos permiten inferir su continuidad hacia W del municipio de Ocaña. Geométricamente se caracteriza por ser un trazo rectilíneo (Cizalla Y), del cual se derivan segmentos asociados a lineamientos sintéticos (R y P) y antitéticos (R' y X) que configuran su morfología anastomosada. En cuanto a su cinemática ha sido determinada por sus rasgos geomorfológicos y planos de falla con líneas de deslizamiento, que muestran características antihorarias. Su buzamiento es vertical con un ángulo que varía entre los 83° y 88° al W. (Ver figura 78).

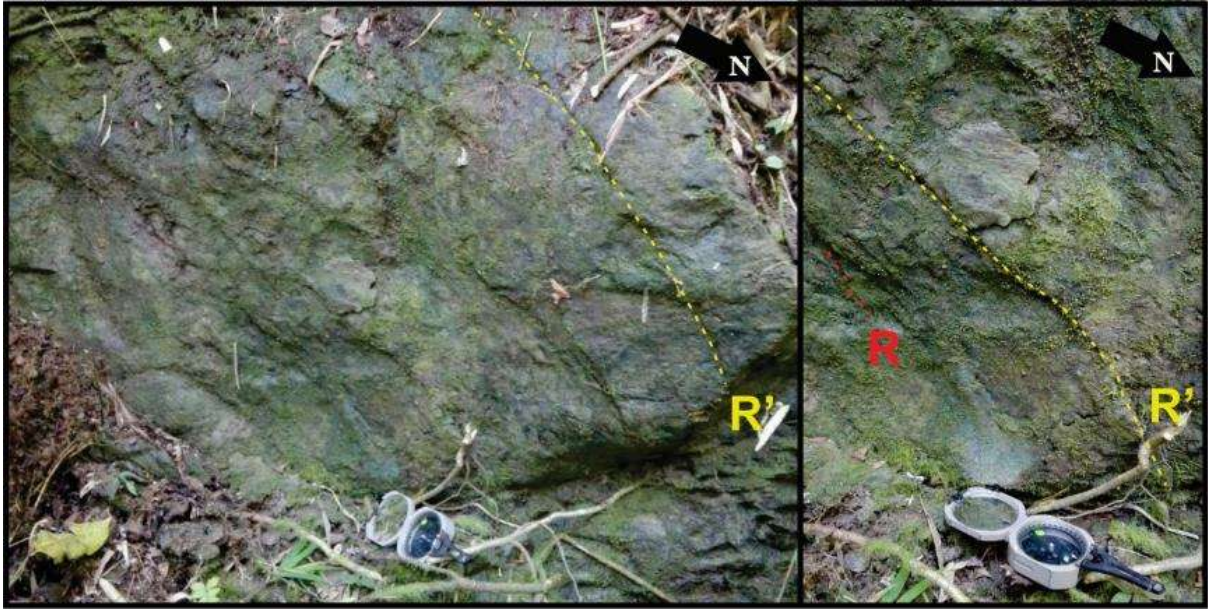


Figura 78. Plano de falla con líneas de deslizamiento de la Falla El Carmen, que es cortado de manera perpendicular por fracturas de cizalla tipo Riedel y anti Riedel, que fueron utilizadas para determinar la cinemática sinistral de la estructura. Afloramiento en la quebrada La Martica – vereda El Salobre.

Las rocas de falla presentes en el trazo principal de esta estructura, en la quebrada La Martica son striped gneises, (Ver figura 79), que han sido sometidos a cataclasis en fases eventos deformativos posteriores a su formación. Además la generación de pseudotaquilita (Ver figura 80), muestra un carácter paleosísmico de la falla. Peñaranda y Pimiento (2016) reportan para el sector de la vía Aguachica – Río de Oro, gneises miloníticos (ortomilonitas) con cinemática sinistral, también con cataclasis sobreimpuesta.

Los striped gneises en muestra de mano pueden ser confundidos con ortogneises comunes, pero su principal característica es el desarrollo de fábrica tipo LS, por generación de Listones (Ribbon) de cuarzo y feldespato. Bajo el microscopio estas rocas muestran recristalización de alta

temperatura, generación de listones mono y policristalinos de cuarzo y feldespatos, además del desarrollo de texturas mesopertíticas (50% Kfs – 50% Pl) y pertíticas (Kfs > Pl).

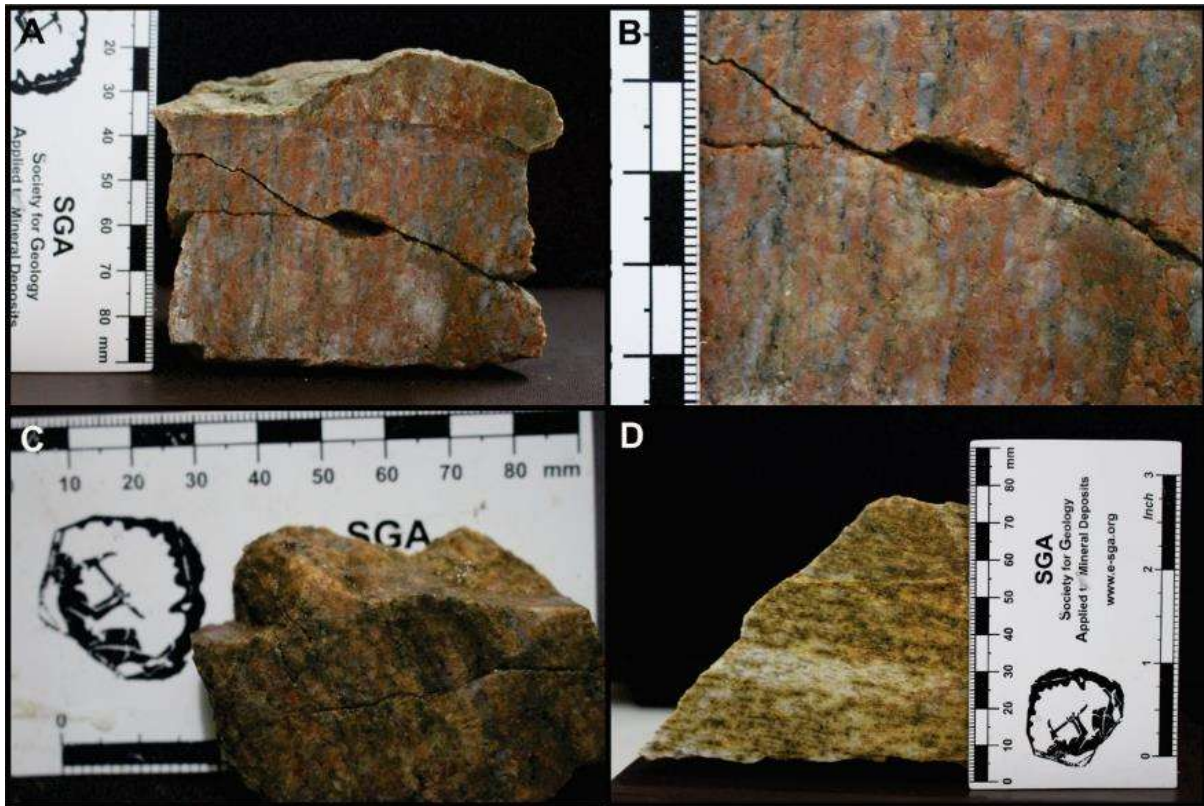


Figura 79. Muestra de mano - striped gneis. (A) Muestra de mano de un striped gneis, evidencias del desarrollo del clivaje LS. (B) Fotografía a detalle de un striped gneis donde pueden observarse listones de cuarzo y feldespato, bordeados por biotita y clorita. (C) Striped gneis con cataclasis sobre impuesta. (D) Striped gneis que muestra fábrica LS con Listones de cuarzo.

Las cataclasitas de la quebrada la Martica, son producto de la deformación frágil sobre impuesta a los striped gneises. Compuestas por fragmentos de listones de cuarzo y feldespatos en una matriz de clorita, que desarrollan bandas cataclásticas, venas de pseudotaquilita y algunas venas de carbonatos. De manera paralela a los planos de deslizamiento de la falla, se desarrollan bandas cataclásticas con matriz clorítica y fragmentos de cuarzo, feldespato, plagioclasa y venas de pseudotaquilita.

Las pseudotaquilitas en esta zona se presentan como venas muy finas de color negro, con el desarrollo de venas de inyección que penetran la estructura de la roca encajante. Bajo el microscopio las pseudotaquilitas presentan una matriz vítrea con fragmentos redondeados y corroídos de cuarzo, además con presencia de bordes de enfriamiento y bandas de flujo, que muestran su origen por fusión parcial.

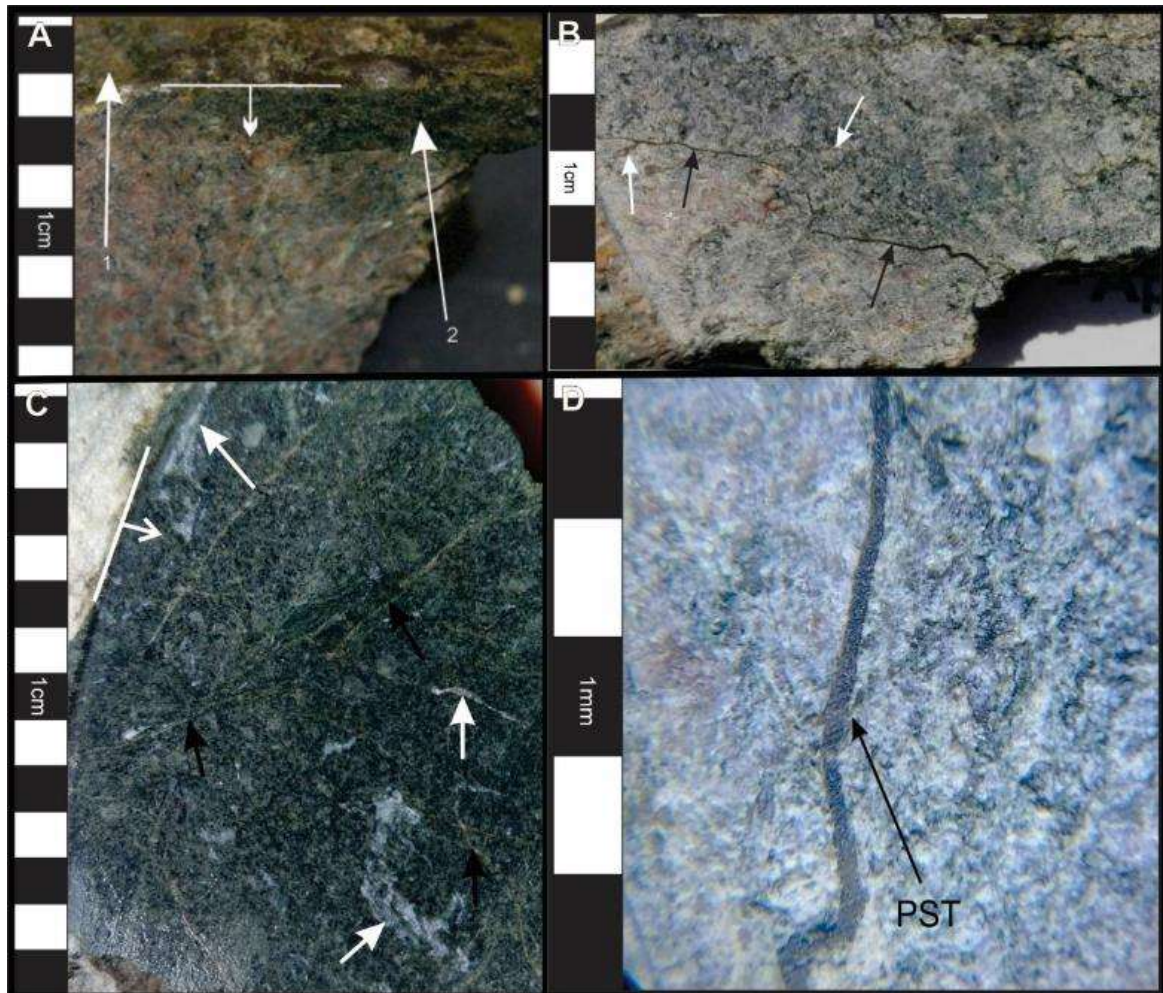


Figura 80. Muestra de mano pseudotaquilitas. (A) Striped gneiss con cataclasis sobre impuesta y desarrollo de un plano de deslizamiento (1) de la Falla el Carmen. Detrás del plano estriado una banda cataclástica (2) con matriz clorítica, y venas de pseudotaquilita. (B) Venas de Pseudotaquilita (saeta negra) y generación de venas de inyección (saeta blanca) en cataclasis asociada a la Falla El Carmen. (C) venas cataclásticas (saeta negra) y venas de calcita en una banda cataclástica normal al plano de deslizamiento. (D) Vena de pseudotaquilita vista desde una lupa con aumento de 60X.

10.3.2 Falla Las Lajas

La Falla Las Lajas es una falla de rumbo, generada como una ramificación sintética al trazo principal de la Falla El Carmen (Ver figura 81). Su plano de falla puede seguirse por la carretera que conduce del municipio de Río de Oro hacia el Carmen (es evidente la inestabilidad, movimientos en masa, hundimientos y exhibición de planos de deslizamiento), por el sector de las Lajas y continúa al E del casco urbano de Río de Oro. Se caracteriza por ser un trazo sinuoso con desarrollo de estructuras sintéticas y antitéticas. Los planos de falla de esta estructura presentan una actitud estructural que oscila entre los N 20° - 25° W, y con un buzamiento que oscila entre los 81° y 86° hacia el W. En cuanto a su cinemática ha sido determinada por sus rasgos geomorfológicos y planos de deslizamiento como una estructura sinistral. A lo largo de su trazo se puede observar el desarrollo de estilos estructurales en flor positiva (Ver Figura 82 D). Esta falla al sur del casco urbano de Río de Oro cierra contra la Falla El Carmen con una falla de transferencia de cinemática inversa sinistral.



Figura 81. Afloramiento del plano de falla de la estructura las Lajas afectando rocas del Gneis de Bucaramanga, sobre la carretera que conduce de Río de Oro al Carmen.

Las rocas de falla formadas, deformación que ocasiona esta estructura, se clasifican en la serie de las cataclasitas. En campo se reconocieron salbanda y brechas no cohesivas a partir de rocas del Gneis de Bucaramanga y del Complejo Intrusivo – Extrusivo de Ocaña.

10.3.3 Fallas con Sentido NE – SW

En el área de estudio se identifican dos estructuras geológicas regionales con tendencia estructural NE – SW, denominadas Falla Las Estromelias y Falla de Sanín Villa. La Falla Las Estromelias se puede observar de manera panorámica desde el alto topográfico llamado La Sabana. El núcleo de

esta falla puede seguirse por la quebrada Las Estromelias, de la cual recibe su nombre, y la quebrada El Hobo. La Falla de Sanín Villa puede observarse por la carretera Aguachica – Río de Oro y por la quebrada La Macana, donde esta estructura se nuclea a partir del trazo principal de la Falla El Carmen. Geométricamente se caracterizan por ser un trazo curvilíneo cóncavo hacia el NW, el cual controla la red de drenajes de su zona de daño. Los planos de deslizamiento característicos de estas fallas, son planos de fallas inversas de alto ángulo, con componente en rumbo de tipo sinestral. En las zonas de curvatura de estas fallas los planos estriados muestran inclinación de bajo ángulo, propias de fallas inversas ($< 45^\circ$) con líneas de deslizamiento cuyo pitch es típico de fallas de rumbo ($0^\circ < \text{Pitch} < 10^\circ$).

Estas fallas registran estilos estructurales característicos de fallamiento inverso con componente en transcurrencia, tales como abanicos imbricados, dúplex compresivos y flores positivas. (Ver figura 82).

Las rocas de falla presentes en estas estructuras clasifican como tectonitas de la serie de las milonitas. Característicamente se observaron ultramilonitas y Striped Gneises con cinemática dextral, (vistas a escala mesoscópica), las cuales evidencian sobre imposición de cataclasis, representada por salbanda y brechas (no cohesivas) en su zona de falla. (Ver Figura 83)

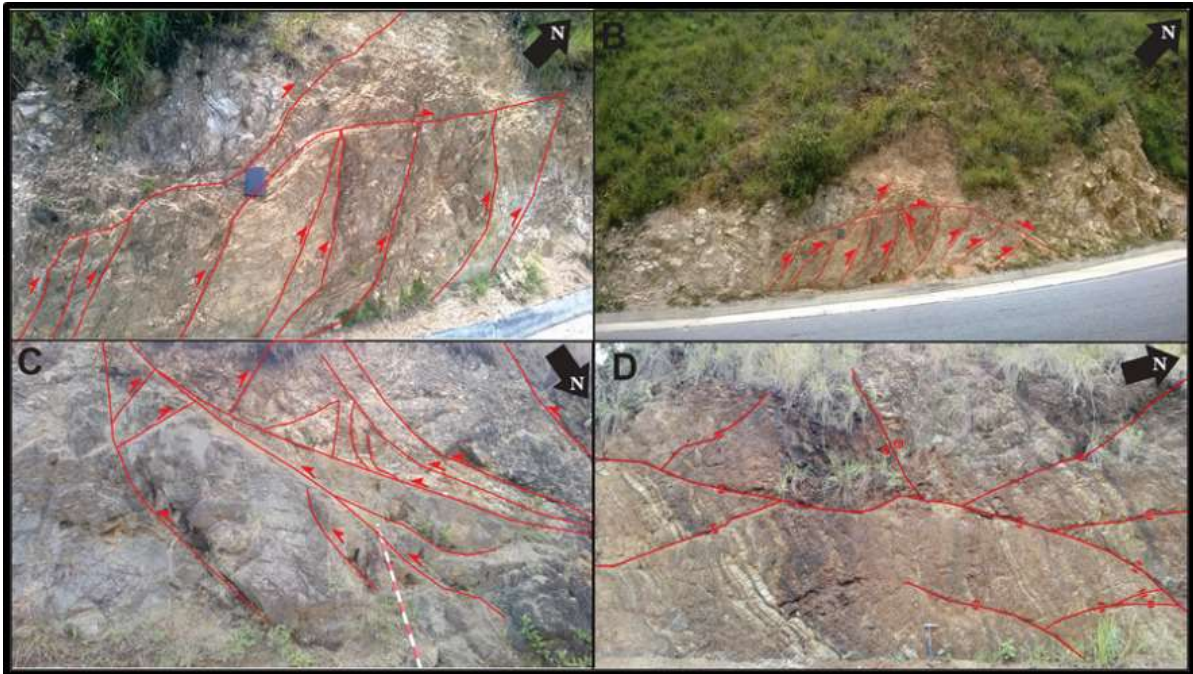


Figura 82. Estilos estructurales. (A) Estilo estructural de dúplex compresivo desarrollado por la Falla de Sanín Villa. Imagen que muestra a detalle la imbricación interna delimitada por fallas inversas. (B) Dúplex compresivo desarrollado por la Falla de Sanín Villa. (C) Abanico imbricado relacionado a la Falla de Sanín Villa, en el sector de la Sabana. (D) Estilo estructural en flor positiva asimétrica, desarrollado por la Falla Las Lajas.

A escala microscópica las ultramilonitas (transición ultramilonita – striped gneis) muestran una fuerte disminución al tamaño de grano, con procesos de recristalización, que desarrolla listones finos de cuarzo. Los striped gneises desarrollan listones de cuarzo de algunos milímetros incluso a centímetros, con sobreimposición de cataclasis

Otras estructuras que presentan este tren estructural son las Fallas El Salobre, El Arado y Pantanitos, que son fallas que ocurren al costado E de la Falla El Carmen y que conecta a esta con la estructura Las Lajas. Estas fallas pueden seguirse por la vía principal de Río de oro al Carmen con un desvío a W, hacia la vereda El Salobre, las quebradas El Arado y Pantanitos, respectivamente. Al SE de la Falla El salobre, puede observarse otra falla de este tipo que genera una deflexión del cauce del río Río de Oro. Estas fallas muestran cinemática inversa sinistral, que

puede corroborarse por el estilo estructural que desarrollan y sus características morfotectónicas (ganchos de flexión). En el núcleo de estas fallas pueden observarse rocas miloníticas que varía de protomilonitas a ortomilonitas, formadas a partir de rocas del Gneis de Bucaramanga y del cuerpo granítico aquí denominado como Granito del Salobre cuyos porfidoblastos a escala mesoscópica y microscópica muestran una cinemática dextral. (Ver figura 83)

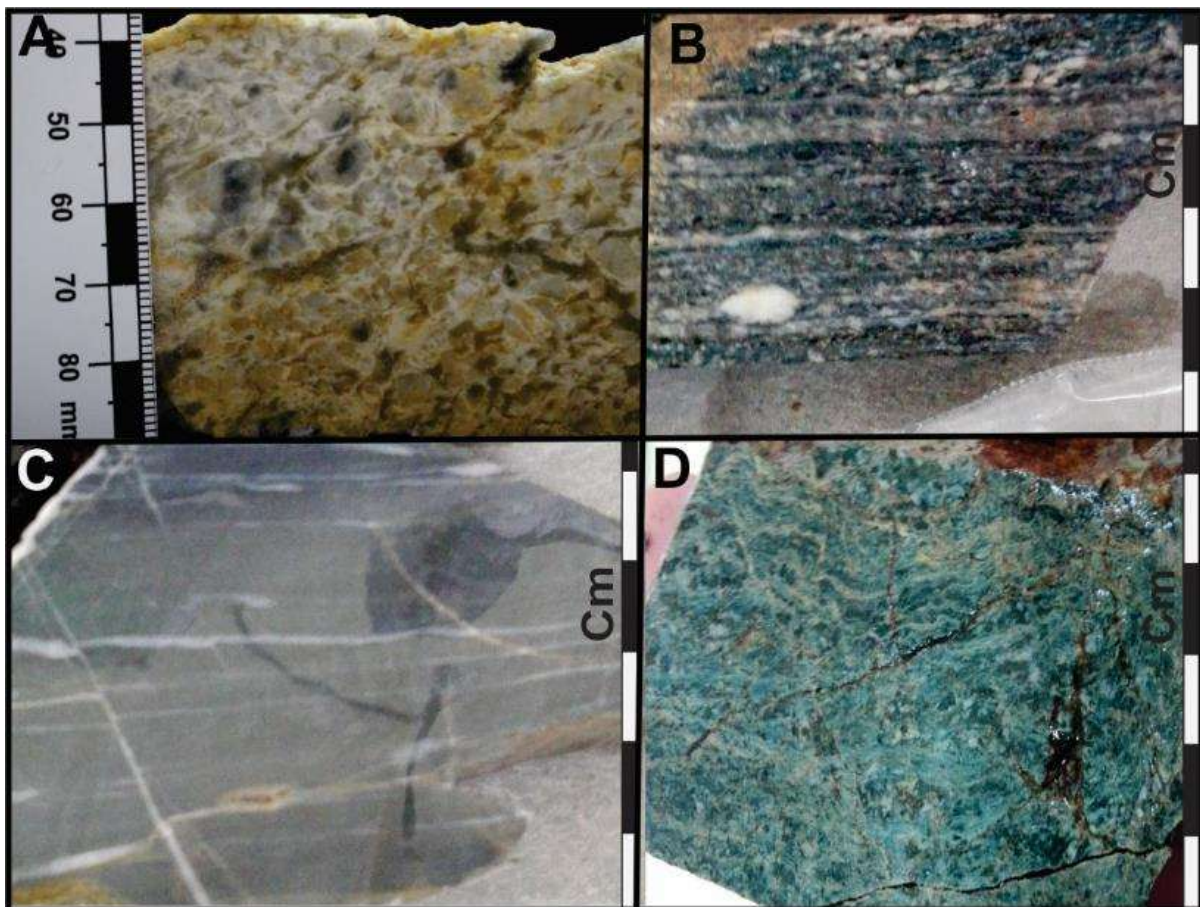


Figura 83. Muestra de mano - milonitas. (A) Protomilonita relacionada con la Falla El Arado, que afecta al granito del Salobre. (B) Ortomilonita de la Falla Pantanitos, generada a partir del Gneis de Bucaramanga. (C) ultramilonita de la Falla de Pueblo viejo, que afecta un cuerpo granítico que aflora por esta vía. (D) Ultramilonita de la Falla de Sanín Villa. Generada a partir de una metadiorita.

10.3.4 Fallas con sentido WNW – ESE

Las fallas que presentan esta tendencia estructural son fallas que se encuentran en la zona de estudio como trazos rectilíneos de extensión menor, asociados a la Falla El Carmen, como fallas antitéticas (R' y X) de su plano. Estas fallas pueden identificarse por los drenajes principales y sus tributarios que siguen su orientación predominante.

En el terreno, se observan relaciones de campo, donde fallas con tren NE – SW con cinemática inversa - sinistral, cortan y levantan estas estructuras. Como en el caso de las fallas al W de la zona de estudio que son cortadas por la Falla Las Estromelias.

En los núcleos de estas fallas afloran rocas de la serie de las milonitas, que varían de protomilonitas a ultramilonitas, los cuales fueron afectados por procesos cataclásticos más juveniles. En el caso de la falla que pasa por la vía a la vereda Pueblo Viejo las rocas que afloran son ultramilonitas.

En el área también es posible reconocer fallas con un tren estructural similar, cuya características geométicas y cinemáticas varían. Estas fallas presentan una geometría cóncava hacia el SE que se nuclean a partir de las fallas con rumbo NE - SW y con cinemática inversa dextral. En la vía Aguachica – Río de oro, en cercanías al Campamento de obras públicas, pueden observarse estas estructuras, cuyos planos de deslizamiento son muy prominentes al costado norte de la vía (Ver figura 84 (A – B)). De la misma manera pueden observarse su expresión geomorfológica como planos que se generan a partir del trazo principal de la Falla Las estromelias y que en la figura 75(A) se referenció.

Las rocas de falla que se observan en estos planos son principalmente de la serie de las cataclasitas (gouge y brechas no cohesivas) que afectan rocas volcanosedimentarias, ígneas y metamórficas. (Ver figura 84).

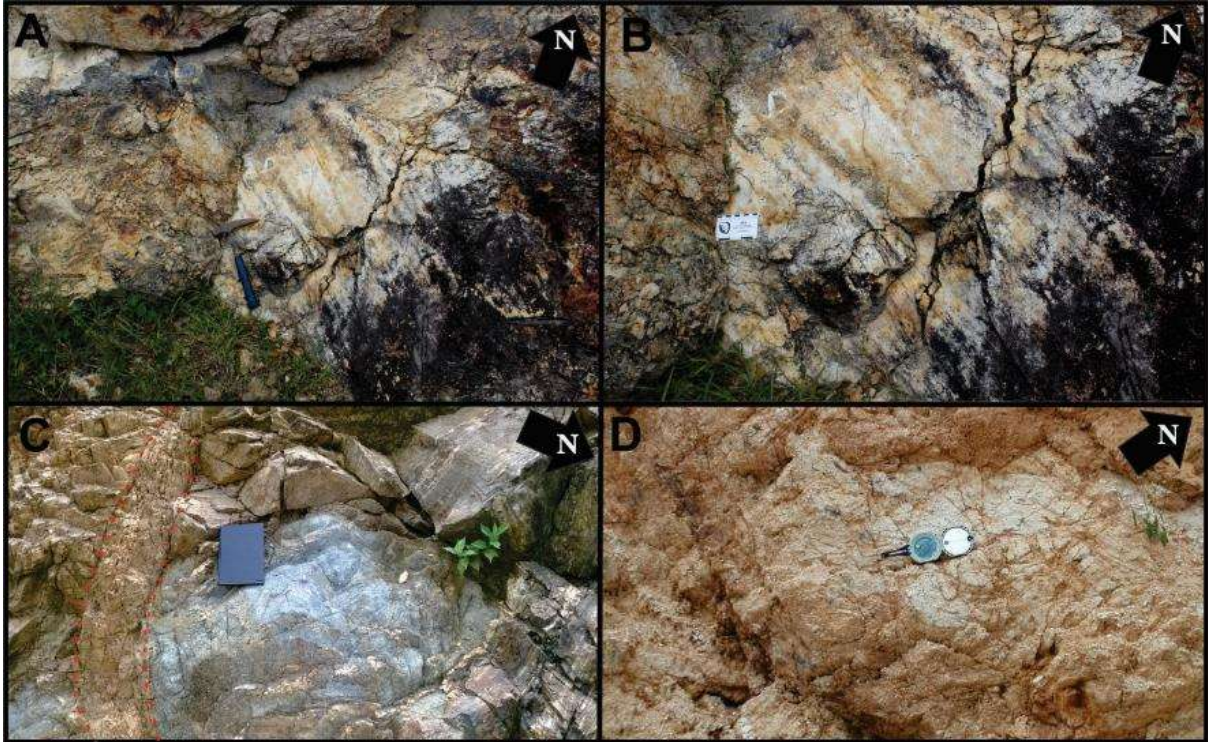


Figura 84. Indicadores de falla. (A) Plano de falla de una estructura inversa dextral que aflora en cercanías al campamento de obras públicas, en la vía Aguachica – Río de Oro. (B) Detalle de las líneas de deslizamiento del plano de falla, con la identificación de fracturas R, R' y T. (C) Zona de falla constituidas por brechas no cohesivas con matriz de gouge de falla. (D) Cataclasitas asociadas a rocas a fallas con tren estructural WNW – ESE.

11. Rocas de falla

La zona de cizalla El Carmen muestra una gran variedad de rocas de falla generadas en diferentes fases deformativas, y en estructuras derivadas que configura su estructura Riedel evolucionada. Estas rocas fueron generadas en regímenes reológicos dúctiles en las fases deformativas más antiguas mientras que las estructuras frágiles se asocian eventos tectónicos más juveniles de la falla.

11.1 Rocas de la serie de las Cataclasitas:

Las rocas cataclásticas son rocas que se generan en un medio reológico frágil, antes del límite de fusión del cuarzo, por lo cual todos los minerales en estas rocas presentan un alto fracturamiento, en cercanía del plano principal de fallamiento. Clasificadas en este grupo, en el área, se encontraron diferentes tipos de rocas, que van desde gouge de falla, brechas cohesivas y no cohesivas, y cataclasitas (mesocataclasitas).

11.1.1 Gouge y brechas de falla:

El gouge se presenta en el área de estudio como bandas definidas por planos de roca con menores tasas de deformación. Este material se caracteriza por ser muy fino y de una contextura plástica.

Las brechas de falla en cercanías de la Falla El Carmen también pueden observarse como un material dispuesto en bandas definidas por rocas menos deformadas, en el cual los fragmentos de roca angulares que pueden diferenciarse al ojo desnudo se encuentran en una matriz de gouge. (Ver figura 84 (A)).

Las cataclasitas que ocurren en la zona, son rocas que muestran un alto fracturamiento y disminución en el tamaño de grano, en el cual es fácil diferenciar la roca parental del cual fueron generadas. Bajo el microscopio pueden diferenciarse fracturas intragranulares, intergranulares y transgranulares. Estas rocas pueden presentar una matriz de clorita.

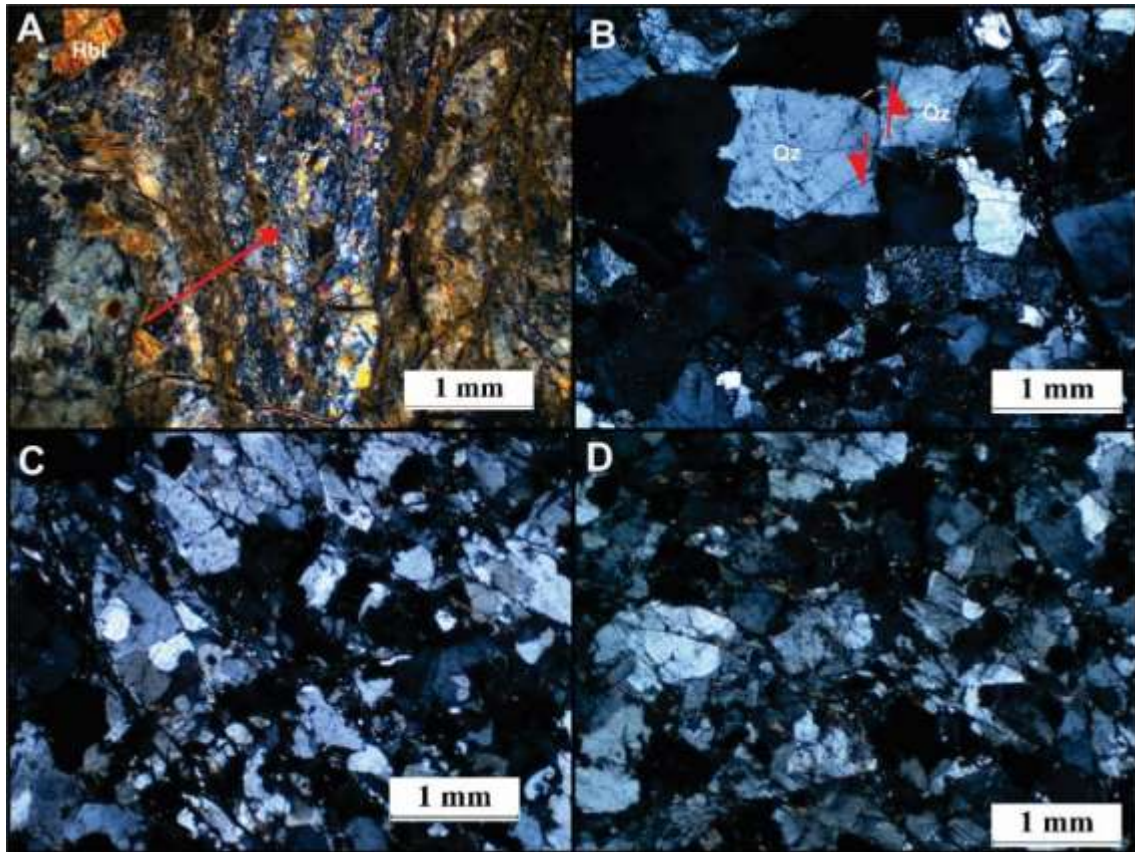


Figura 85. Características petrográficas de rocas cataclásticas. (A) Microbrecha generada en una banda cataclástica (saeta roja), afectando una roca de composición diorítica. (B) protocataclasita del núcleo de la Falla El Carmen. Fracturas de cizalla muestra su cinemática antihoraria. (C) Protocataclasita generada como superposición de eventos tectónicos a los Striped Gneises de La Falla El Carmen. Se preservan aún microestructuras como migraciones de borde de grano y mesopertitas fracturadas. (D) Protocataclasita de la Falla El Carmen, muestra el grado de fracturamiento de la roca en el núcleo de la estructura.

Las pseudotaquilas en el área se presentan como finas venillas de color negro dentro de bandas cataclásticas. Las pseudotaquilas se caracterizan por tener un contacto sinuoso, sectorialmente tajante con la roca caja, y de inyección relacionadas con venas que se inyectan a partir de las venas principales o venas de generación. Los fragmentos líticos que se encuentran en la matriz vítrea generada por fusión parcial durante la dislocación, muestran bordes corroídos y formas

subredondeadas que evidencian su origen por fusión parcial. Las venas de generación desarrollan bordes de enfriamientos y bandas de flujo que corroboran su génesis. Es posible observar también algunos vestigios de alteración del vidrio a epidota (alta temperatura) y a minerales del grupo de las arcillas (baja temperatura). (Ver figura 86).

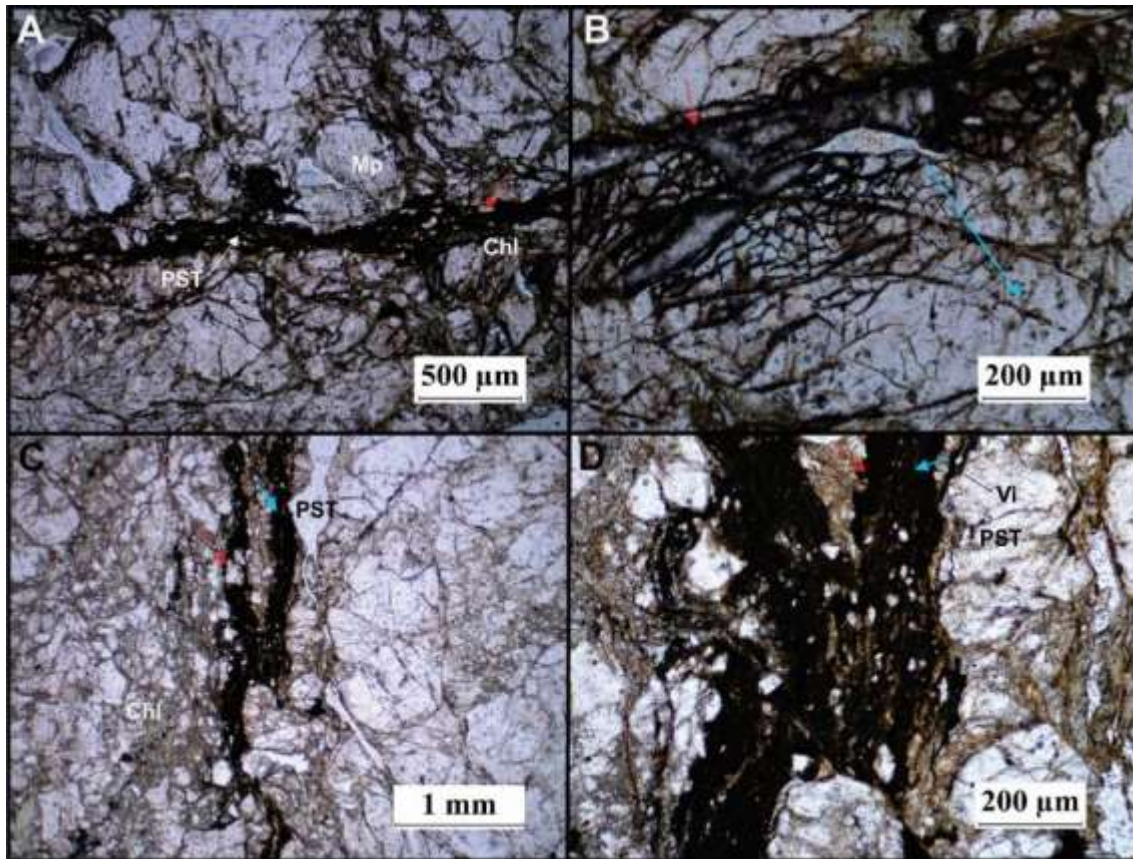


Figura 86. Características petrográficas pseudotaquilita. Imágenes en PPL. (A) Vena de Pseudotaquilita (PST) generada en una cataclasita del núcleo de la Falla El Carmen, donde pueden apreciarse vestigios del fracturamiento de striped Gneises (mesopertitas (Mp)) de esta estructura. Se pueden observar fragmentos líticos (saeta roja) con formas subredondeadas y bordes corroídos debido a la fusión parcial. (B) Cataclasita que muestra el hipocentro de un paleosismo que generó pseudotaquilitas. En los bordes de grano puede evidenciarse el incremento del fracturamiento hacia el contacto con la vena. La saeta celeste muestra la dirección de propagación de la deformación. (C) Venas de pseudotaquilita generadas en una cataclasita con matriz de clorita (chl). La saeta roja indica fragmentos de roca que no fueron fundidos y se localizan dentro de la matriz vítrea de la vena. La saeta azul muestra los bordes de enfriamiento hacia el contacto con la roca caja. (D) Vena de pseudotaquilita generada en una cataclasita en la cual puede observarse una matriz vítrea que contiene fragmentos líticos que no fueron fundidos totalmente. La saeta roja indica los bordes de

enfriamiento hacia el contacto con la roja caja. La saeta celeste indica las bandas de flujo que muestran la dirección de desplazamiento del fundido.

11.2 Rocas de la serie de las Milonitas:

Las rocas de esta serie comienzan a generarse en condiciones reológicas de transición frágil – dúctil. En el cual, el cuarzo ha sobrepasado su límite de fusión, pero el feldespato se sigue comportando de manera frágil. Posteriormente estos minerales superan el límite de fusión generando rocas ultramilonitas y blastomilonitas (por recristalización). Las rocas miloníticas encontradas en el área de estudio corresponden al plano principal de la Falla El Carmen y a fallas relacionadas con su sistema riedel evolucionado (R, R', X, P).

En el sector del Arado se encuentran rocas clasificadas como protomilonitas en el cual puede observarse porfidoclastos de feldespato en estado frágil, y con evidencias de deformación de baja temperatura tales como las texturas tipo tablero de ajedrez, bandas de deformación, extinción ondulante y rotaciones de grano. El cuarzo aparece en estas rocas como un cuarzo recristalizado y que bordea los porfidoclastos de feldespato como sombras de presión.

Las milonitas en el área son las rocas de falla más comunes y pueden encontrarse en trazos como las Fallas Pantanitos, El Salobre, Las Lajas, Sanín Villa y demás lineamientos del área del estudio, incluso en la zona de Falla El Carmen en segmentos más al sur, como lo registran Peñaranda y Pimiento (2016). Estas fallas están relacionadas de la misma manera con estructuras subsidiarias generadas a partir de la Falla El Carmen, como estructuras del sistema Riedel.

A escala microscópica las milonitas se caracterizan por la disminución del tamaño de grano y generación de porfidoclastos de minerales de mayor temperatura como los anfíboles, que indican una cinemática dextral. El hecho de mostrar su cinemática permite ubicar estas rocas en el grupo de las milonitas de baja a intermedia temperatura (Trouw et al., 2010).

Algunas evidencias microestructurales muestran el desarrollo de subgranos, y rotación de subgranos, con sobreimposición de deformación de menor temperatura como las bandas de deformación, lamelas de deformación, extinción ondulante, entre otras.

Las ultramilonitas de la zona se encuentran principalmente en estructuras profundas como las Fallas Las Estromelias, y Sanín Villa, y fallas que han sido exhumadas por estructuras similares a las anteriormente mencionadas, como es el caso de la Falla de Pueblo Viejo.

Bajo el microscopio petrográfico, se caracterizan por ser rocas de tamaño de grano muy fino y que muestran una foliación muy delgada asemejándose a las filitas o esquistos. Estas rocas microscópicamente se caracterizan por una reducción del tamaño de grano, aunque el tamaño de grano de minerales como cuarzo y feldespato puede crecer por recristalización, estos presentan migración de bordes de grano, y pueden constituir listones delgados de cuarzo monocristalino o policristalino. Lo que marcaría la transición a striped Gneises. (Ver figura 87).

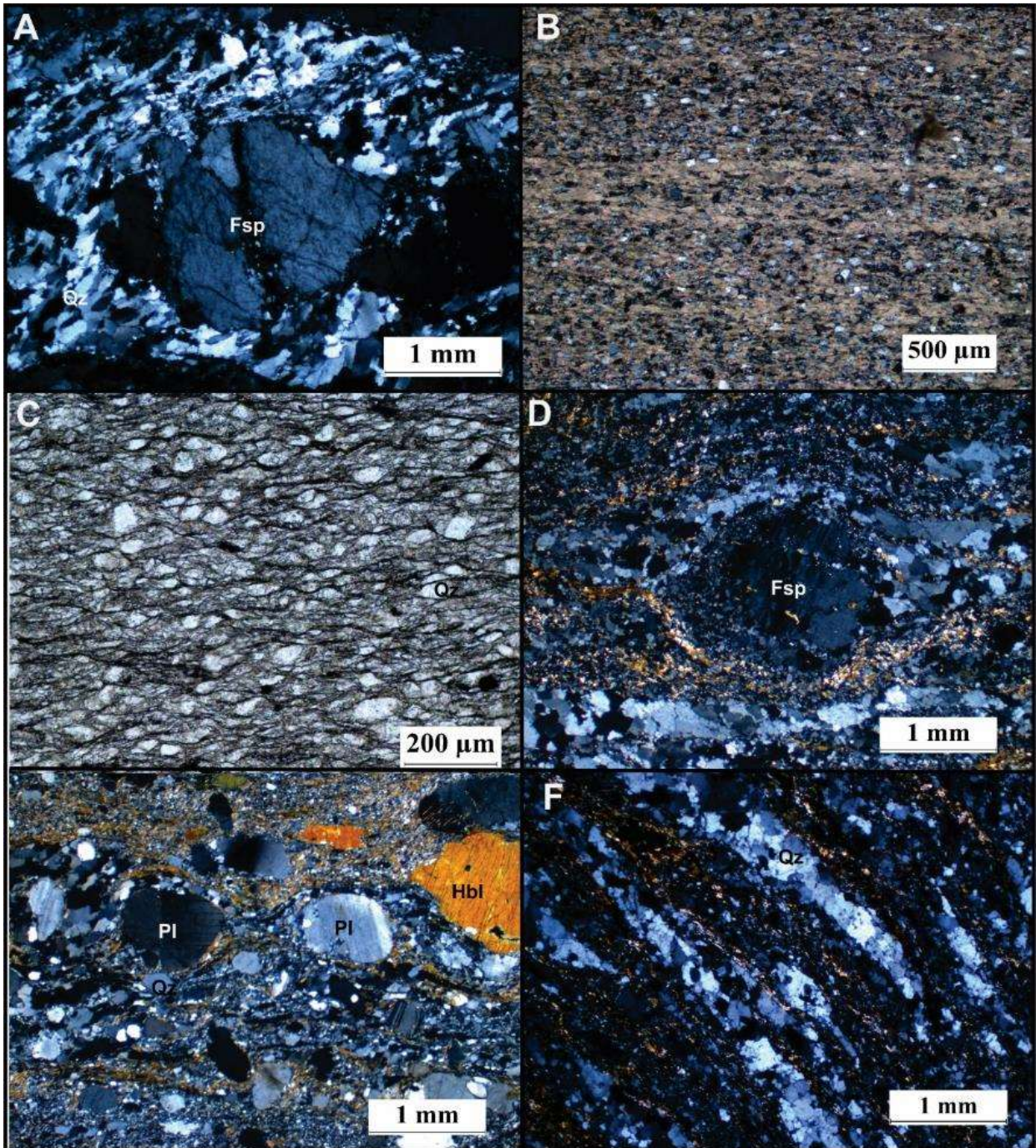


Figura 87. Características petrográficas milonitas. (A) Imagen en XPL que muestra una protocataclasita donde el feldespato (Fsp) se presenta como porfidoclastos con deformación frágil, en una matriz de cuarzo recrystalizado la cual genera sombras de presión. (B) Imagen en XPL que muestra desarrollo de filosilicatos y la disminución del tamaño de grano en una ultramilonita, bordeando fragmentos líticos de cuarzo. (C) imagen en PPL que muestra porfidoclastos de cuarzo en una matriz de filosilicatos, en una ultramilonita. (D) Imagen en XPL de una milonita de alta temperatura en el cual se han desarrollado listones de cuarzo que bordean un porfidoclasto de feldespato que en sus bordes muestra evidencias de recrystalización. (E) Milonita con estructura

augen desarrollada en plagioclasas (Pl) con extinción ondulante y hornblenda (hbl) y bordeada de bandas policristalinas de cuarzo, en una matriz de muy fina. (F) Ultramilonita que desarrolla listones finos de cuarzo (quartz Ribbon) recristalizado.

Los striped gneises son las rocas más profundas que se generan en una zona de falla, en conjunto con los gneises augen, en donde los procesos de recristalización son dominantes. Los striped gneises que afloran en la zona corresponden al trazo principal de la Falla El Carmen y estructuras profundas como la Falla Las Estromelias.

En muestra de mano los striped gneises se observan como un ortogneis, sus principales características pueden distinguirse con facilidad bajo el microscopio petrográfico. Estas rocas muestran procesos de recristalización, donde los minerales recristalizados se disponen en listones, lo que permite en muestra de mano mostrar esa apariencia estructural. En Los striped gneises de la Falla El Carmen se observan listones monocristalinos de cuarzo que pueden alcanzar incluso centímetros de elongación, de la misma manera, listones de feldespato alcalino con el desarrollo de pertitas, y con texturas de inversión a microclina. Algunos cristales de fluorita se encuentran también elongados en la dirección de los listones de cuarzo y feldespato. Los cristales de esta roca muestran bordes interlobulados y migración de borde de grano, propio de milonitas de alta temperatura. (Ver figura 88).

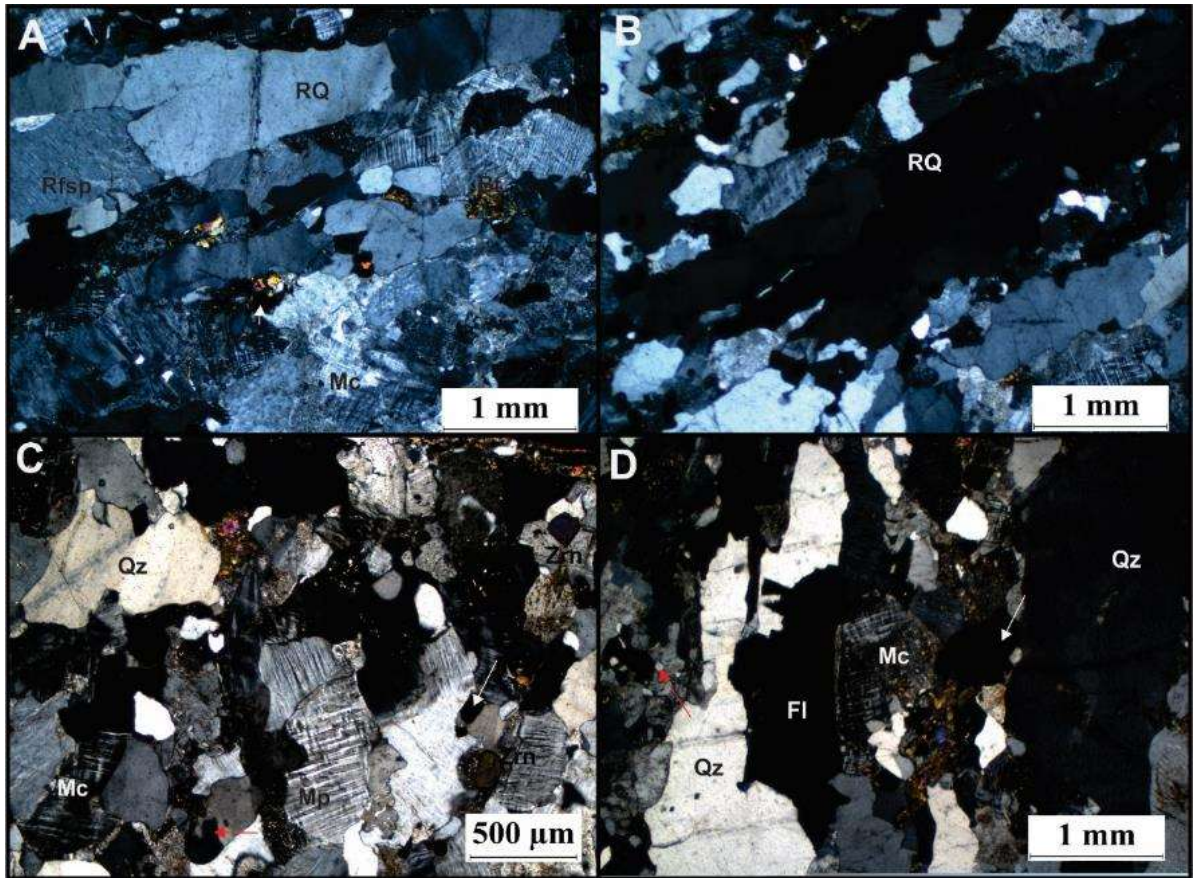


Figura 88. Características petrográficas striped gneis. Imágenes en XPL. (A) striped gneis que desarrolla listones de cuarzo (RQ) monocristalinos y policristalinos, listones de feldespato alcalino (Rfsp) con texturas micropertíticas y superposición de texturas de inversión a microclina (Mc). (B) Listones de cuarzo en un Striped Gneis, sus contactos son interlobulados debido a la migración de borde de grano por recristalización. (C) Mesopertitas (Mp) generadas por recristalización en striped gneises. Algunos de estos cristales presentan texturas de inversión a microclina. La saeta roja señala migración de borde de grano característico en estas rocas. La saeta blanca señala cristales de magnetita. (D) Listones monocristalinos de cuarzo en un Striped Gneis. La fluorita (Fl) también presenta esta elongación paralela a los QR. Los feldespatos presentan texturas de inversión a microclina. La saeta roja muestra generación de subgranos.

Las rocas de falla presentes en el área de influencia de la Falla El Carmen, muestran la secuencia de un perfil tipo para una zona de cizalla evolucionada y exhumada. Ver figura 89.



Figura 89. Perfil zona de Falla El Carmen, donde se localizan a nivel cortical, las rocas de falla que afloran en el área de estudio. Modificado y adaptado de López et al. (2008). Análisis Estructural del Segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar-Colombia. Boletín de Geología, 2012. 34(2).

12. Análisis estructural

Los datos de estructuras tectónicas como foliaciones, plegamientos, clivajes, diaclasas, grietas de tensión, fracturas de cizalla y fallas, tomados en campo, permiten realizar un estudio estadístico para correlacionar y asociar a un estilo y ambiente estructural, al que se le atribuye su génesis y eventos deformativos posteriores, que configuran la deformación finita acumulada en el área de estudio.

La elipse de deformación permite mostrar una relación espacial que cumpla con la mecánica de la deformación de manera balanceada y que se ajuste a un tensor de esfuerzos regional. (Rosello, 2001).

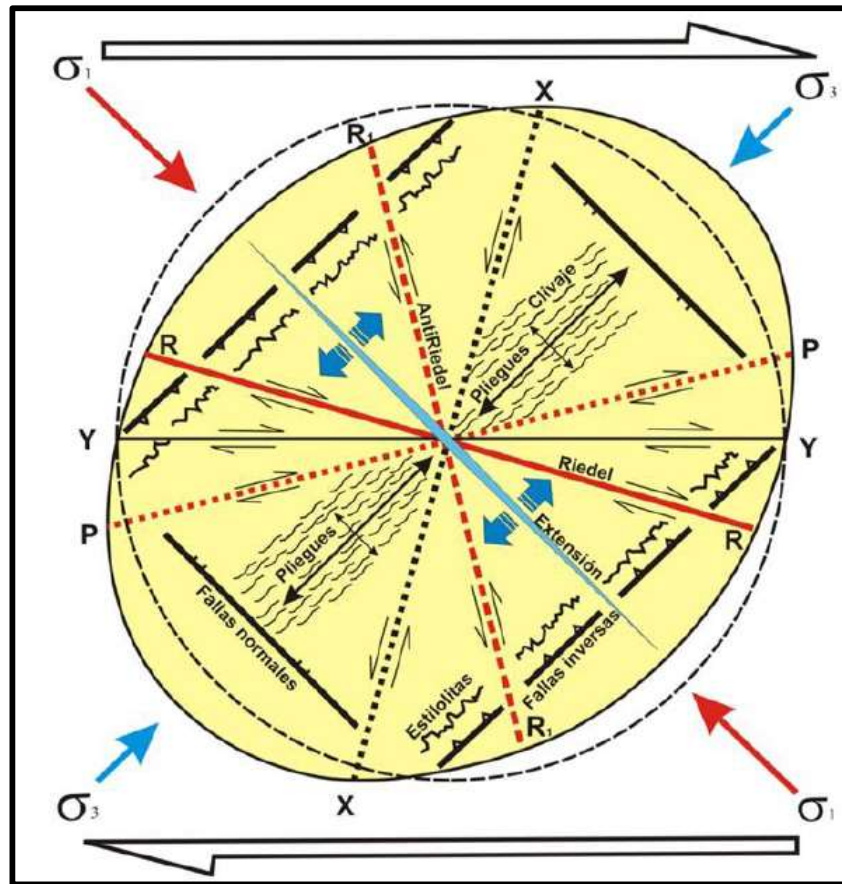


Figura 90. Elipse de deformación que muestra la relación espacial entre las estructuras tectónicas y el tensor de esfuerzos que las generan. Tomado de Rosello (2001). Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N°5, pp. 19-43.

12.1 Foliaciones:

En este trabajo se tomaron 314 datos de foliaciones, entre las que respectan a foliaciones relacionadas con rocas metamórficas como el Gneis de Bucaramanga, y metasedimentitas. De la misma manera foliaciones de transposición generada por el efecto de fallas regionales, al igual que foliaciones asociadas a emplazamiento de cuerpos ígneos de manera sintectónica a eventos deformativos.

Las foliaciones en el área de estudio se pueden dividir en 4 grandes grupos cuyas relaciones de corte evidencian diferentes eventos deformativos. La foliación metamórfica (S_n) es la predominante en el área de estudio y se encuentra cortada por foliaciones de transposición relacionadas con fallas regionales, que entre ellas se superponen en orden cronológico (S_{n+1} es cortada por S_{n+2} a su vez esta es cortada por S_{n+3}). En la figura 91 se muestra la distribución geométrica y espacial de en la falsilla de Schimidt, mediante grandes círculos.

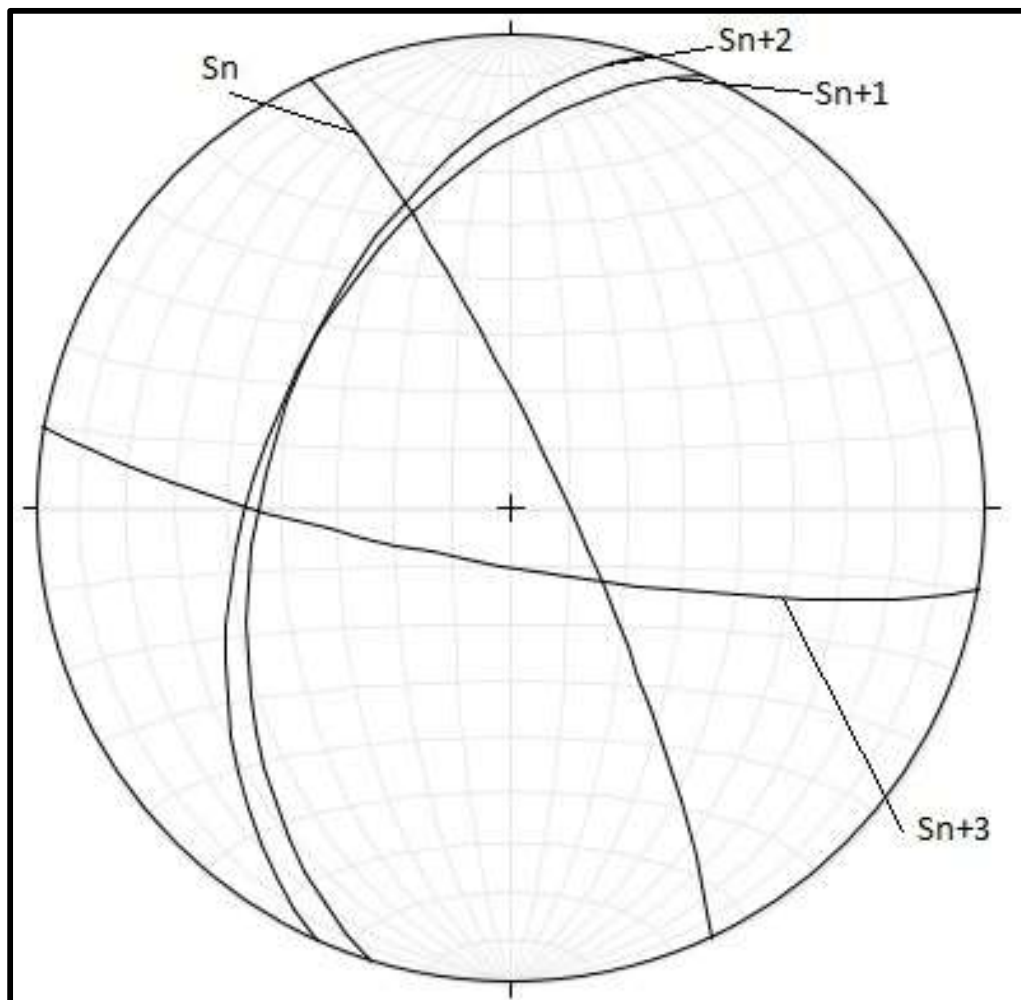


Figura 91. Folioaciones de transposición. Diagrama de grandes círculos para las direcciones promedio de las foliaciones (S_{n+n}).

Los datos de foliación en densidad de datos presentan un marcada tendencia por la dirección NW – SE. La representación en rosetas de diaclasas, diagramas de contornos, y cálculos de tensores de esfuerzos a partir de estas estructuras permiten esclarecer una relación mecánica ante la deformación.

Los diagramas rosa son representaciones estadísticas de los rumbos de estas estructuras y muestran su orientación preferencial. La longitud de los pétalos de cada rosa representan el porcentaje de datos que siguen una tendencia que varía 10° .

Los diagramas de contornos permiten hacer una relación estadística de densidad de datos para ciertas direcciones preferenciales de los planos que se representan en este caso como polos y que para este caso representa una estructura antiformal con un eje de charnela con dirección NW – SE.

El tensor de esfuerzos a partir de foliaciones calculó de dos maneras. La primera forma se realizó mediante el cálculo de tensor de esfuerzo por estaciones de campo, sobre la transecta de estudio para observar de manera detallada los cambios de actitud de los planos y el campo de esfuerzos que las controla. (Ver apéndice 5. Tensores de esfuerzos a partir de foliaciones). El segundo método utilizado fue el cálculo del tensor de esfuerzos a partir de todos los datos de foliaciones tomados en este trabajo. (Ver figura 93).

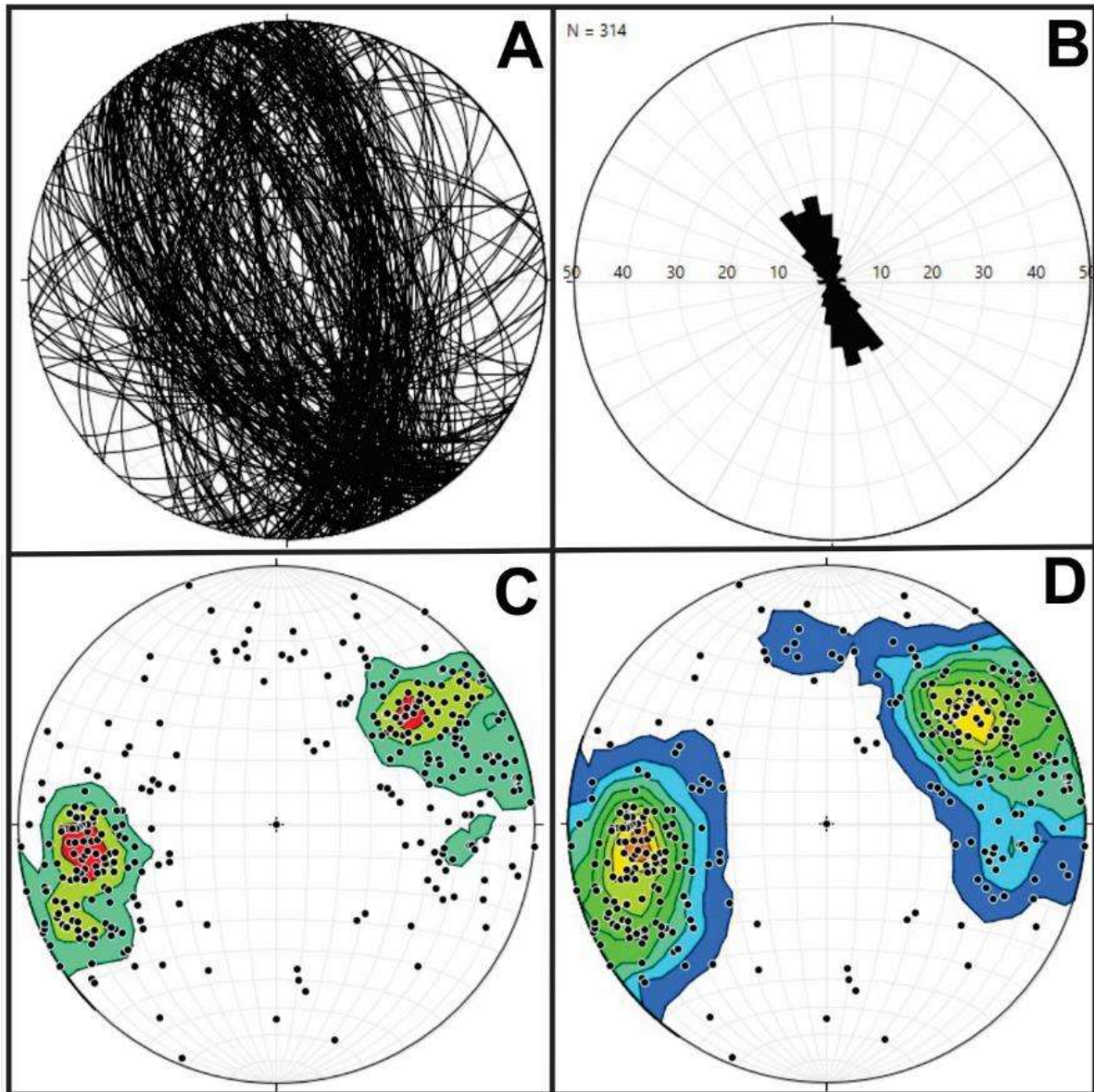


Figura 92. Análisis estadístico – foliaciones. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (a) Representación estereográfica de grandes círculos de los planos de foliación. (b) Diagrama rosa para las direcciones de foliación, donde se ve la predominancia estadística de la tendencia NW - SE (c) Diagramas de contornos generados a partir de los polos que representan los planos de foliación por el método 1% área. (d) Diagramas de contornos de datos de foliación generados por el método Kamb.

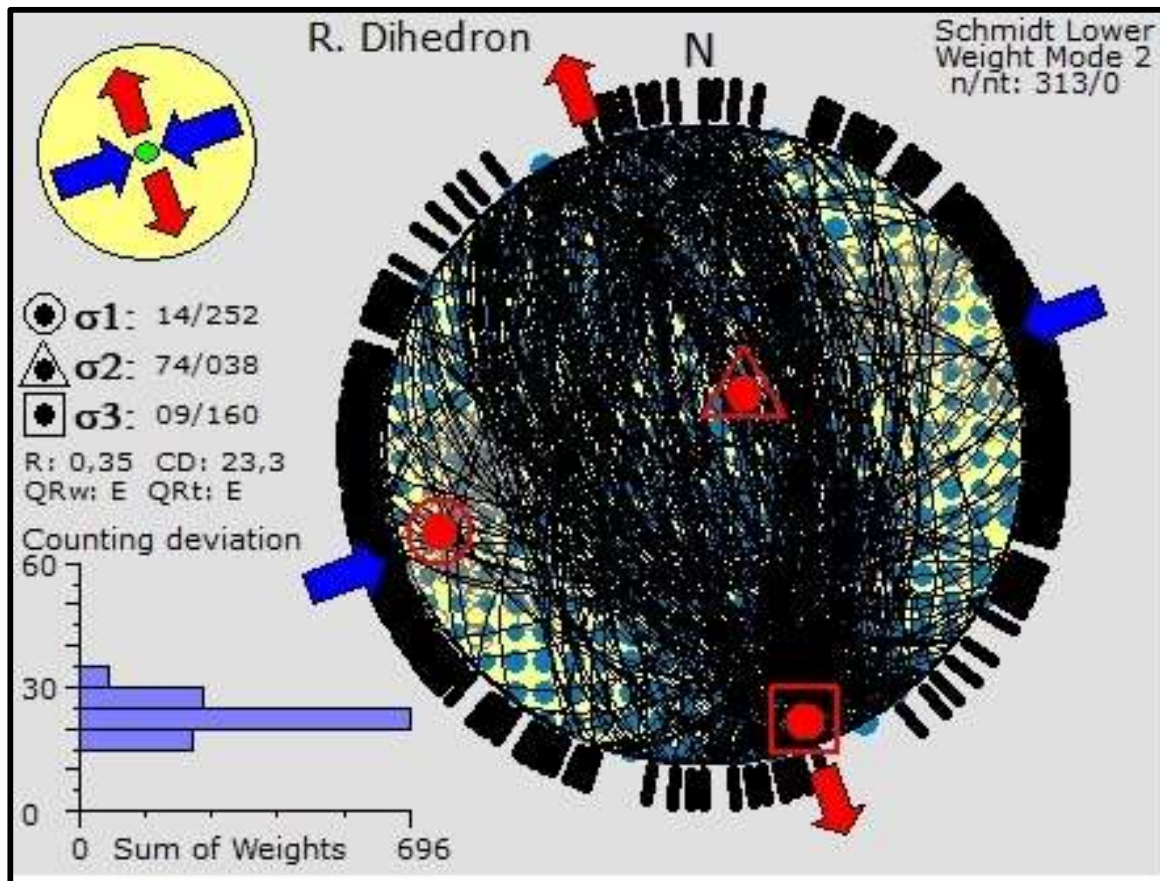


Figura 93. Tensor de esfuerzos- foliaciones. Tensor de esfuerzos calculados a partir de foliaciones por el método de diedros rectos, del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas de color azul representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1) y las saetas rojas representan el mínimo esfuerzo compresivo (σ_3).

El esfuerzos máximo compresivo que controla la actitud de las foliaciones en el área de estudio presenta una tren estructural con sentido NE – SE (252/14). Los ejes de presión y tensión, muestra un buzamiento bajo.

12.2 Grietas de tensión.

Son estructuras tectónicas según la elipse de deformación se ubica de manera paralela al eje máximo de compresión del tensor de esfuerzos regional que controla la deformación regional del área de estudio.

En la zona de campo se tomaron 80 datos de grietas de tensión venas, diques, y fracturas abiertas lo que arrojó los siguientes datos estadísticos.

Estas estructuras fueron divididas en dos grupos para su análisis estadístico y cinemático: el primer grupo constituidos por diques y el segundo grupo constituido por venas y fracturas abiertas.

12.2.1 Diques:

En el área de estudio se encuentran diques de diferente composición que se encuentran cortando diferentes litologías: Diques de granodiorita, diques porfiríticos de composición andesítica, diques de pegmatitas y aplitas, diques de dioritas y diques de cuarzo. La figura 94 muestra los análisis estadísticos representados en diagramas de grandes círculos, diagramas rosa y diagramas de contorno.

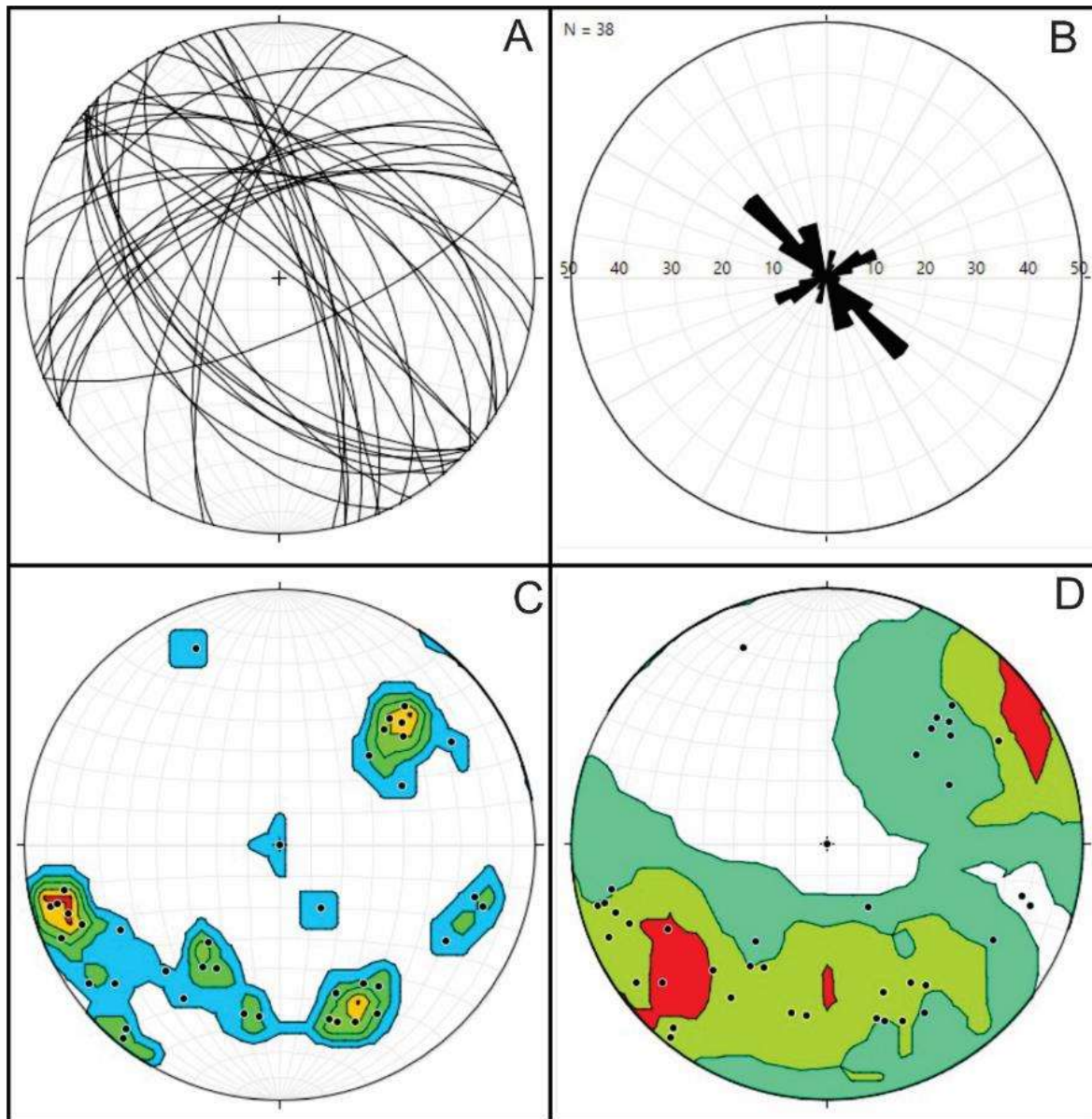


Figura 94. Análisis estadístico - diques. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (a) Diagrama de grandes círculos que muestra la dirección de todos los datos de diques tomados en campo. (b) Diagrama rosa que muestra la tendencia principal NW – SE de los diques. (c) Diagrama de contorno por el método 1% área. (d) Diagrama de contorno por el método Kamb.

Mediante los datos de diques también fue posible un cálculo del tensor de esfuerzos para el área de estudio, en cual se evidencia un máximo esfuerzo compresivo en sentido NW – SE. (Ver figura 95)

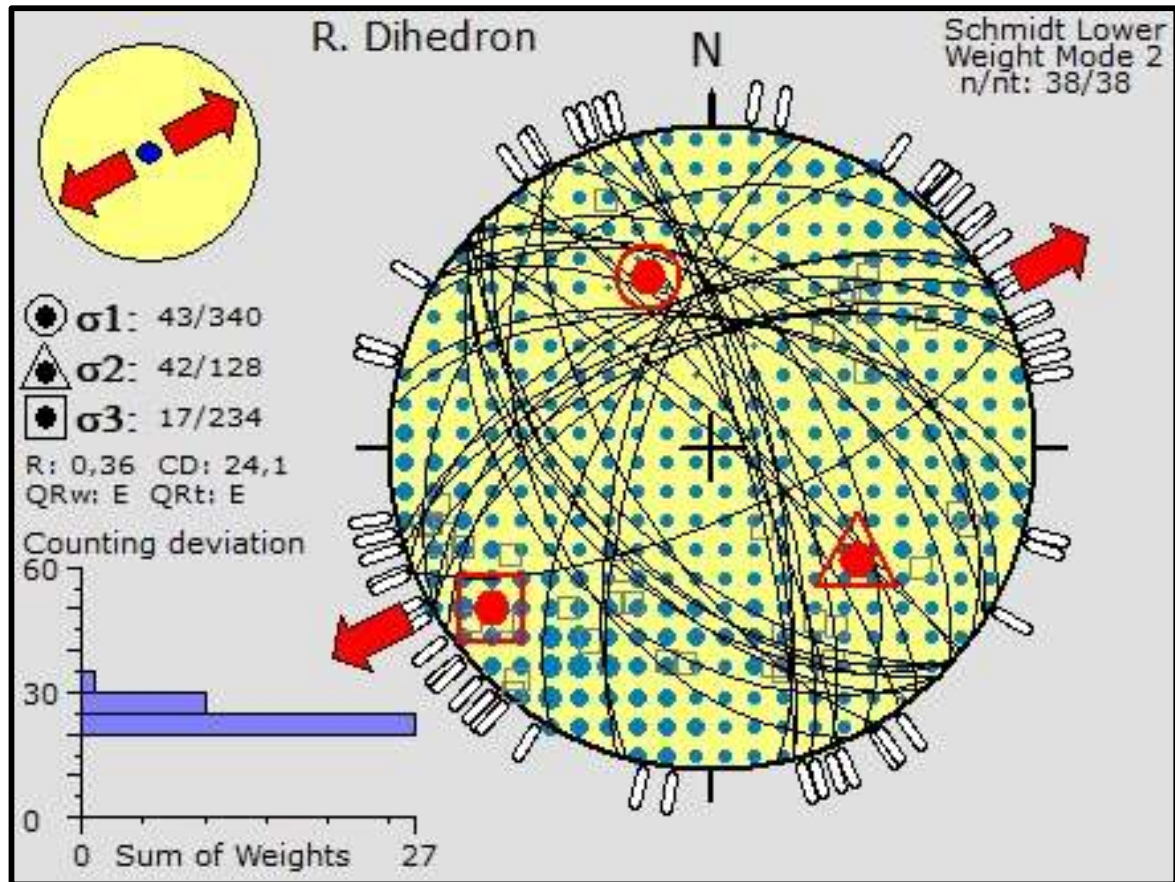


Figura 95. Tensor de esfuerzos diques. Tensor de esfuerzos calculados a partir de diques por el método de diedros rectos, del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas rojas representan el mínimo esfuerzo compresivo (σ_3).

12.2.2 Venas y fracturas abiertas:

Las venas en el área de estudio están representadas por fracturas abiertas de poco espesor, por lo general rellenas de cuarzo, calcita. Las venas de cuarzo ocasionalmente están acompañadas de cristales de magnetita de grano grueso. En la figura 96 se ilustra el análisis estadístico realizado con estas estructuras.

Los datos de venas y fracturas abiertas permiten mostrar otro criterio en función de la extensión generada en un ambiente de transcurrancia, marcando una tendencia hacia la dirección del eje

máximo compresivo. El tensor de esfuerzos calculado al igual que los datos de diques muestra una tendencia NW-SE en el eje de presión, tal como lo muestra la figura 97.

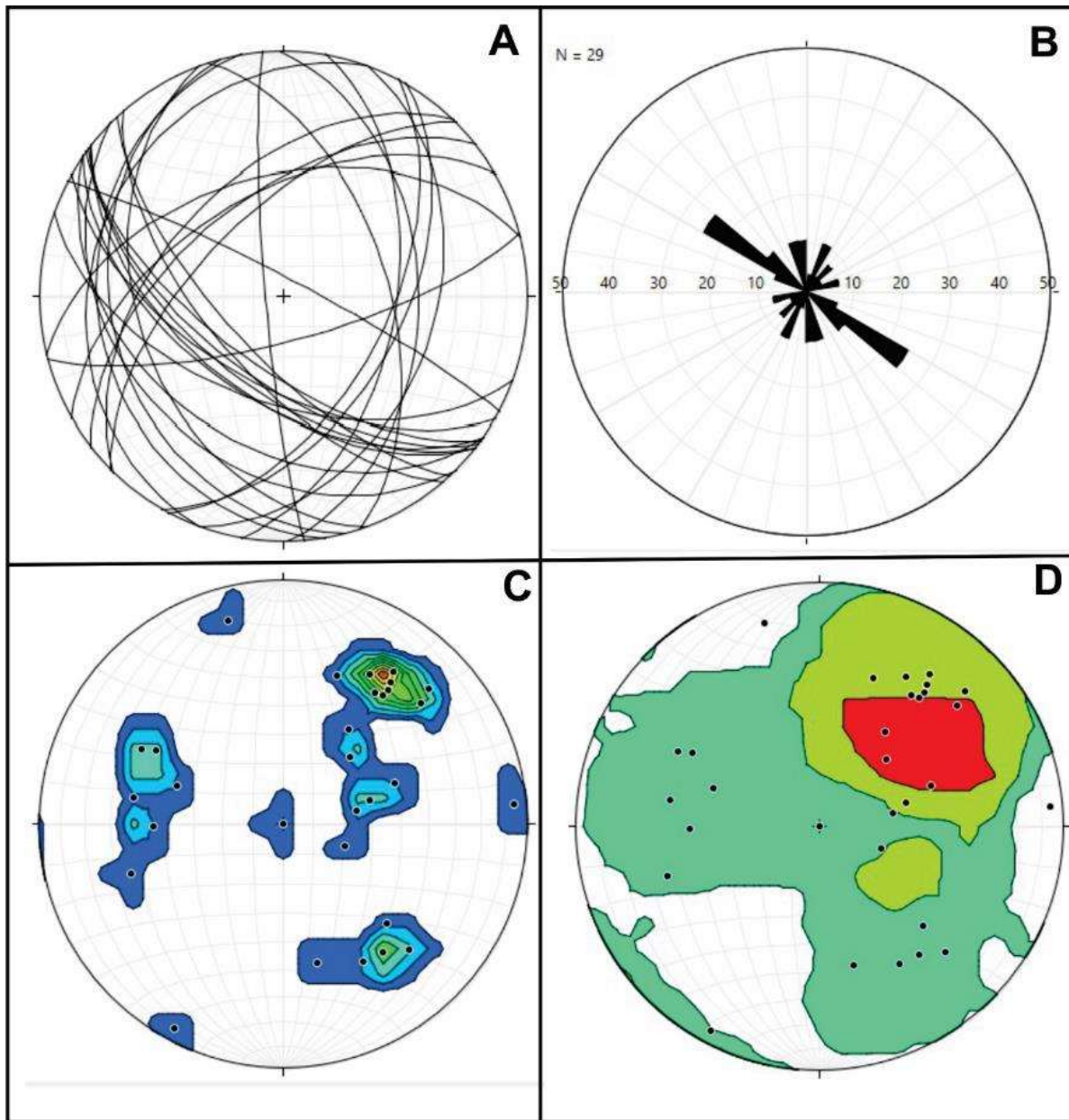


Figura 96. Análisis estadístico - venas y fracturas. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (a) Diagrama de grandes círculos que muestra la dirección de todos los datos de venas y fracturas abiertas tomados en campo. (b) Diagrama rosa que muestra la tendencia principal NW – SE de los diques. (c) Diagrama de contorno por el método 1% área. (d) Diagrama de contorno por el método Kamb.

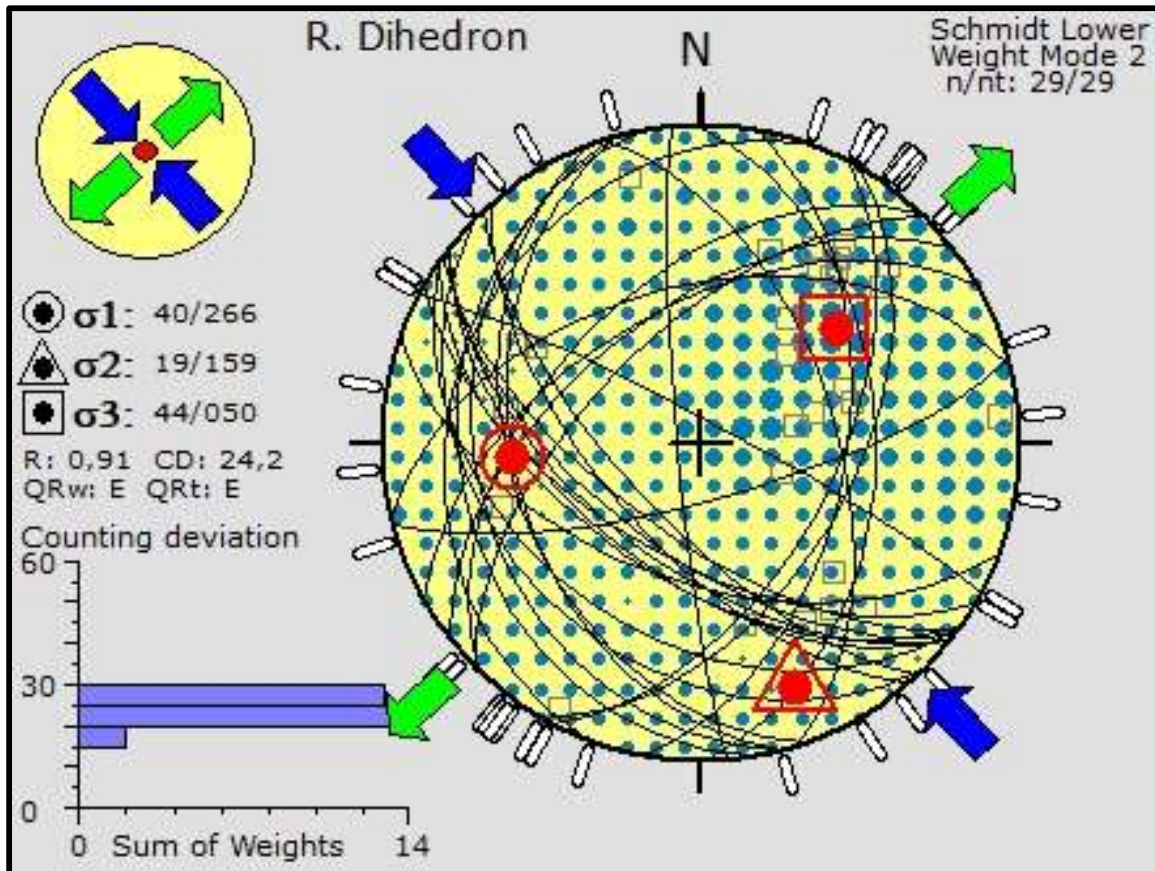


Figura 97. Tensor de esfuerzos - venas y fracturas. Tensor de esfuerzos calculados a partir de venas y fracturas abiertas por el método de diedros rectos, del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas verdes representan el mínimo esfuerzo compresivo (σ_3), mientras que las saetas azules muestran el máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

Los datos de estructuras extensionales muestran una tendencia preferencial en la dirección NW – SE que obedece al tensor de esfuerzos regional, y que es congruente con la dirección del eje de charnela de la estructura antiformal regional generada en la zona de estudio, como una zona de relajación ante el esfuerzo localizada en el punto de inflexión del pliegue.

12.3 Diaclasas

El análisis de diaclasa se realizó mediante diagramas rosa por cada estación de campo y se plotearon sobre la transecta estructural debido a que regionalmente se pueden encontrar muchas variaciones en la actitud de estos planos y no es posible hacer un análisis estadístico claro. (Ver apéndice 3 – Transecta con diagramas rosa de diaclasas)

12.4 Fallas menores

Las fallas menores son fallas que pueden determinarse a escala de afloramiento, su extensión es local en el área de estudio y corresponden a trazos satélites generados a partir de fallas regionales.

En la zona de estudio se tomaron 188 datos de planos de falla, en el cual se pudo determinar su cinemática, diferenciándose en 147 planos de fallas inversas con componente en el rumbo, predominantemente sinestral, 21 fallas Sinestrales, 11 fallas dextrales y 9 fallas normales. Para realizar su respectivo análisis estadístico. La diferenciación en grupos cinemáticos de las fallas permite hacer el cálculo del tensor de esfuerzos.

El diagrama rosa permite diferenciar diversas tendencias estructurales para las fallas del área de estudio. Las fallas sinestrales muestran preferentemente una dirección NW – SE. Las fallas inversas con componente sinestral están controladas por la dirección NE – SW. Las fallas normales muestran una tendencia ortogonal a las fallas inversas. Las fallas de rumbo dextrales pueden observarse en trenes estructurales con tendencia WNW – ESE y ENE – WSW.

La densidad de datos en los diagramas de contornos permite referenciar la representación en polos de las tendencias de fallas más repetidas en el área de estudio. (Ver figura 98).

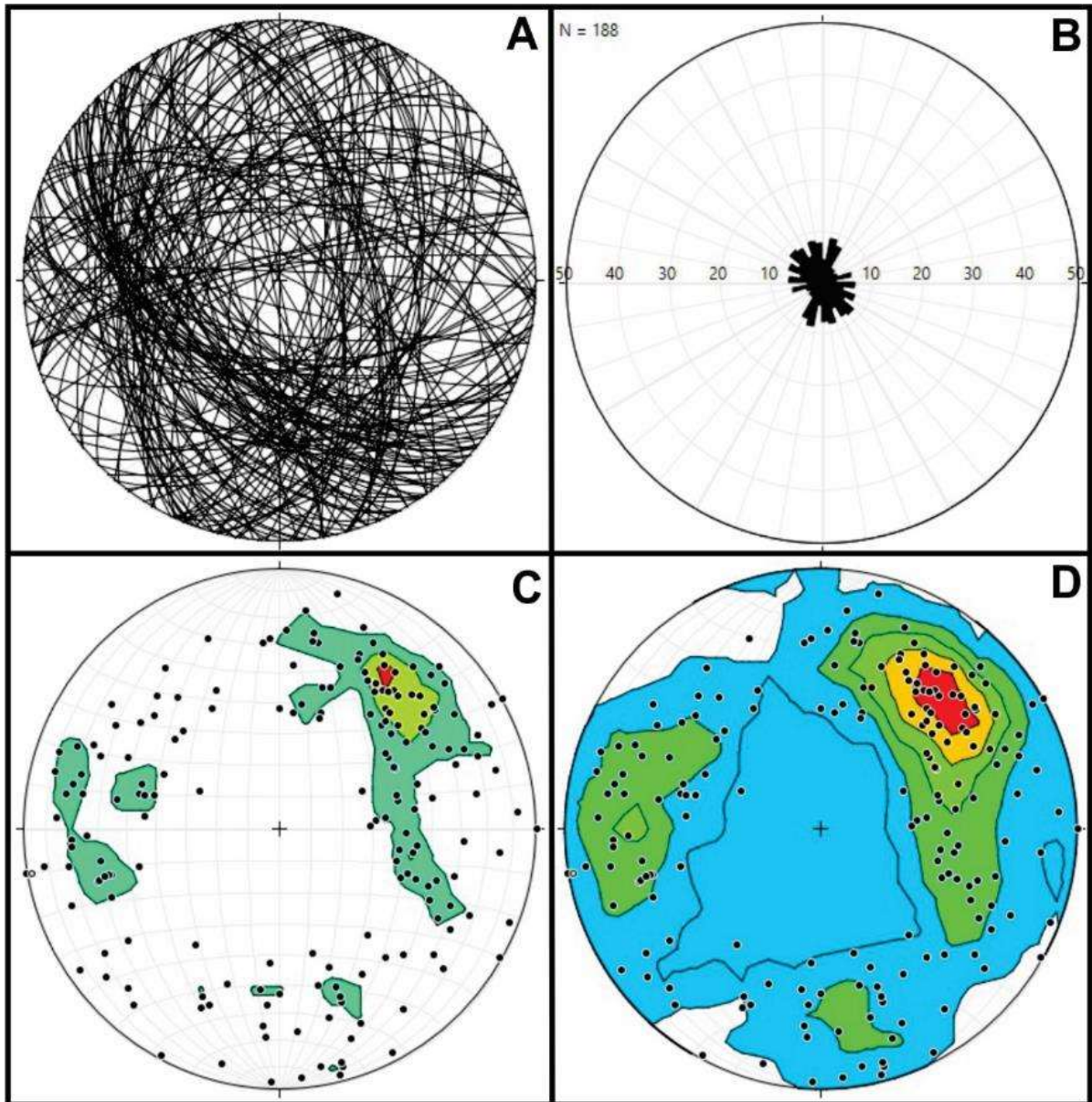


Figura 98. Análisis estadístico fallas locales. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (A) Representación estereográfica de grandes círculos de los planos de fallas locales. (B) Diagrama rosa para las direcciones fallas locales. (C) Diagramas de contornos generados a partir de los polos que representan los planos de fallas locales por el método 1% área. (d) Diagramas de contornos de datos de fallas menores generados por el método Kamb.

El tensor de esfuerzos calculado para la fallas menores muestra una tendencia del eje máximo de compresión (σ_1) en sentido ENE – WSW (82/4 Az rumbo) con un buzamiento horizontal.,

mientras su eje de tensión muestra un buzamiento vertical, lo que permite inferir un control estructural por transpresión debido a la generación de fallas inversas de alto ángulo como se muestra en la Figura 99.

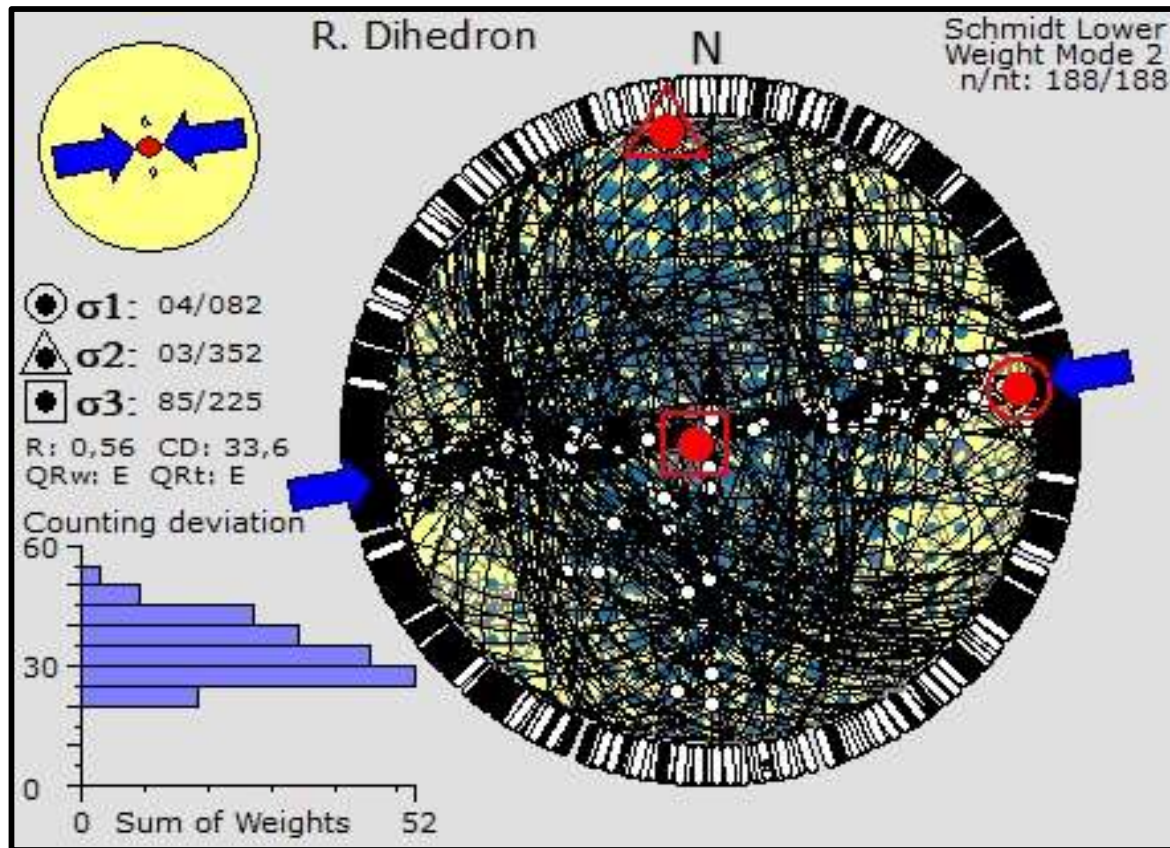


Figura 99. Tensor de esfuerzos - fallas locales. Tensor de esfuerzos calculados a partir de fallas geológicas por el método de diedros rectos del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas azules representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

12.5 Falla El Carmen

La Falla El Carmen muestra un patrón estructural con tendencia NW – SE con una cinemática sinistral. El tensor de esfuerzos regional muestra el máximo esfuerzo compresivo WNW – ESE (284/31 az rumbo) y esfuerzo mínimo compresivo NE – SW (29/24 az rumbo) por cual se

interpreta su generación por transcurrencia con componente transpresional. La figura 100 muestra la distribución del tensor de esfuerzos para la Falla El Carmen.

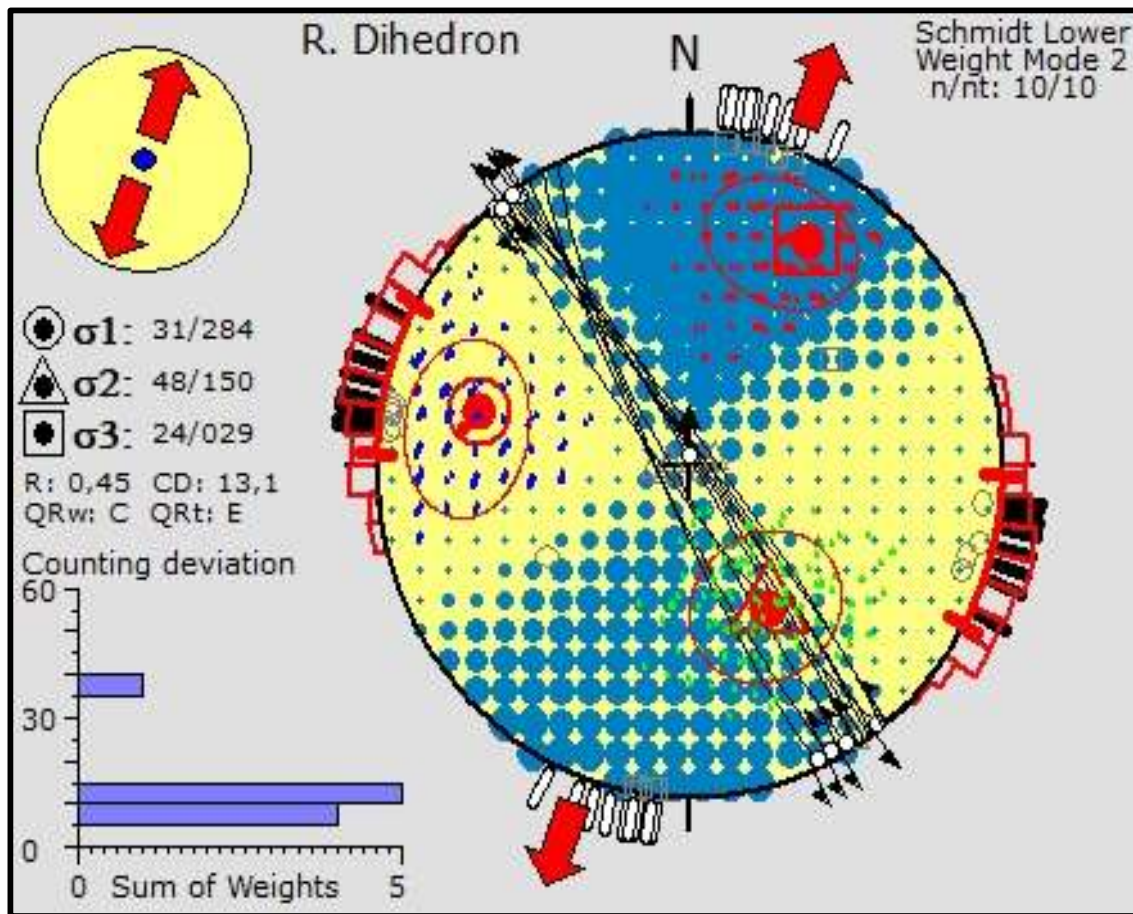


Figura 100. Tensor de esfuerzos Falla El Carmen. Tensor de esfuerzos calculados a partir de los planos de la Falla El Carmen por el método de diedros rectos del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas azules representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

12.6 Falla Las Lajas

La Falla Las Lajas por su parte presenta un tensor de esfuerzos similar a la Falla El Carmen, con la variante en que el buzamiento de sus ejes máximo y mínimo compresivo son horizontales. La figura 101 muestra la distribución del tensor de esfuerzos para la Falla Las Lajas.

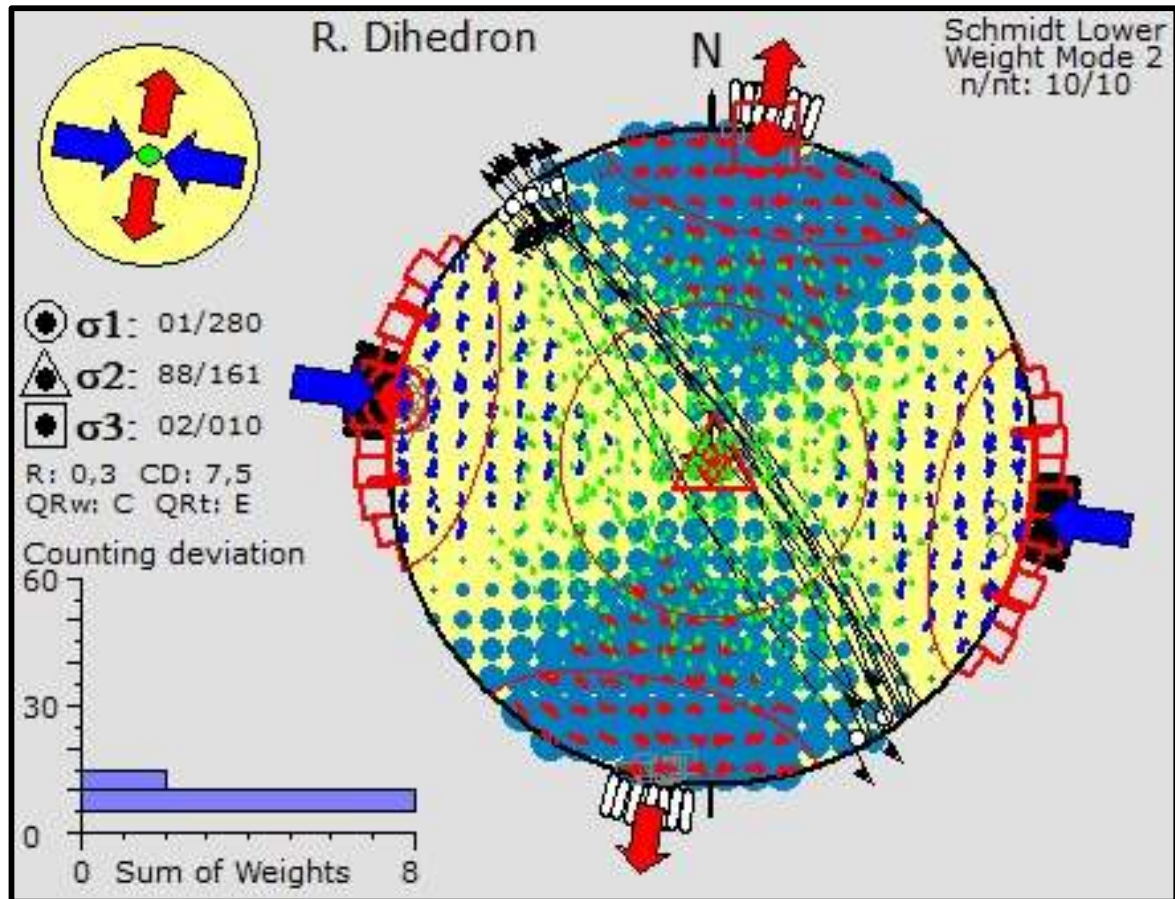


Figura 101. Tensor de esfuerzos Falla Las Lajas. Tensor de esfuerzos calculados a partir de los planos de la Falla Las Lajas por el método de diedros rectos del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas azules representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1) y las saetas rojas el mínimo esfuerzo compresivo (σ_3).

12.7 Falla Las Estromelias

La Falla Las Estromelias comparte con respecto a las Fallas El Carmen y Las Lajas la dirección del esfuerzo máximo compresivo, pero difiere en la dirección de mínimo esfuerzo compresivo con buzamiento subvertical, a diferencia de las Fallas El Carmen y Las Lajas que muestran los ejes tensión y compresión de manera horizontal.

La figura 102 ilustra la distribución de planos de falla relacionadas a la Falla Las Estromelias y la relación con el paleotensor de esfuerzos de generación.

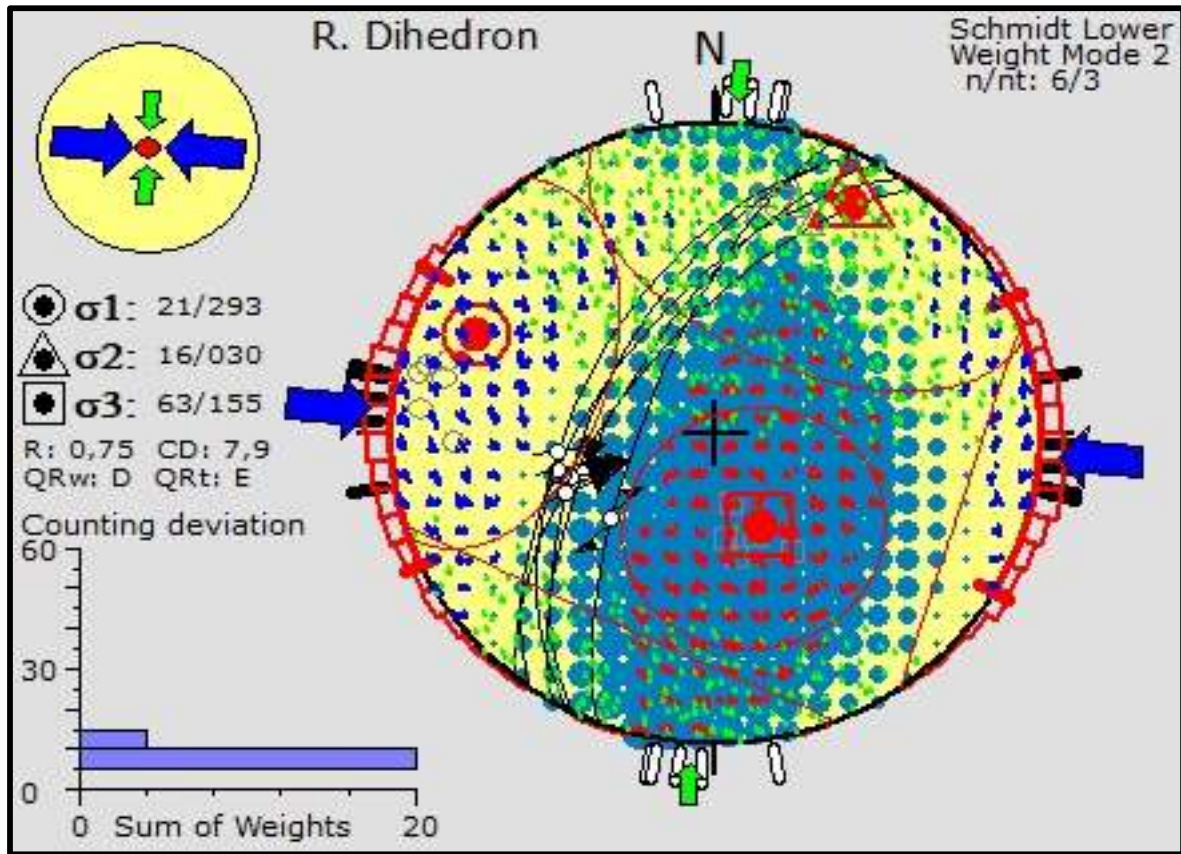


Figura 102. Tensor de esfuerzos Falla Las Estromelias. Tensor de esfuerzos calculados a partir de los planos de la Falla Las Estromelias por el método de diedros rectos del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas azules representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

12.8 La Falla de Sanín Villa

El sector de La Sabana, dónde se genera la Falla de Sanín Villa a partir del trazo principal de La Falla El Carmen se tomaron datos de estrías de falla relacionadas con esta estructura. Lo que arrojó El tensor de esfuerzos de la figura 103.

Los ejes de compresión muestran dirección NE – SW con un máximo esfuerzo compresivo de (323/10 Az Rumbo) mientras su mínimo esfuerzo compresivo muestra una tendencias NW – SE con un ángulo de buzamiento alto (101/71 Az Rumbo).

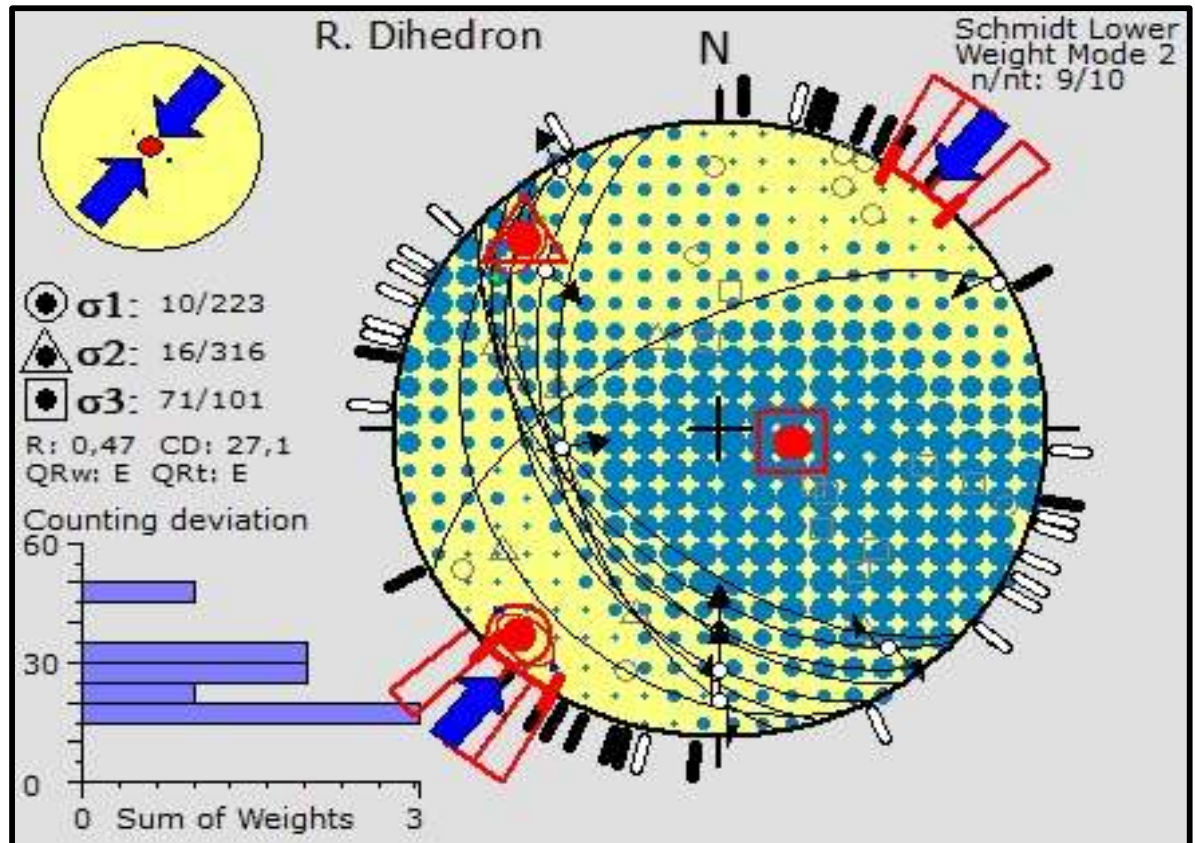


Figura 103. Tensor de esfuerzos Falla Sanín Villa. Tensor de esfuerzos calculados a partir de los planos de la Falla de Sanín Villa, por el método de diedros rectos del Software Win Tensor, Versión 5.8.4. Las saetas azules representan el máximo esfuerzo compresivo (σ_1).

13. Dominios estructurales

El área de estudio se encuentra controlada por dos estilos estructurales principalmente. El estilo de transurrencia que puede observarse sobre los trazos principales de las fallas de rumbo regionales, como las Fallas Las Lajas, El Carmen y Bucaramanga y los estilos estructurales relacionados con transpresión controlados por las fallas con vergencia NW – SE.

El área de estudio se ha dividido en tres zonas principales (Ver apéndice 8 – Mapa de dominios estructurales), debido a sus dominios estructurales que corresponde a la geometría de las

estructuras que se manifiestan en superficie, separadas por fallas regionales en las cuales los patrones estructurales de la zona se modifican.

13.1 Dominio estructural I:

El Dominio I se encuentra al W de la Falla El Carmen. Geomorfológicamente corresponde a una zona escarpada debido al levantamiento que genera la falla en este sector. Los estilos estructurales presentes en esta zona son principalmente transpresivos y corresponden a fallas inversas que desarrollan estilos estructurales de abanicos imbricados y dúplex contraccionales. En cuanto a las rocas de falla que se encuentran en la zona son striped gneises, ultramilonitas, y ortomilonitas, a las que se les superpone deformación de tipo cataclástica. Estratigráficamente Las rocas deformadas en este dominio estructural son rocas del Gneis de Bucaramanga que presenta facies granulita, a un cuerpo de composición diorítica, peridotitas clasificadas como lherzolitas, las cuales muestran evidencias de metamorfismo regional en las facies granulita, a rocas hipoabisales de composición andesítica y cuarzodiorítica y al Granito del Salobre.

En este dominio los planos de foliaciones presentes presentan una dirección preferencial en dirección NW – SE. El buzamiento de las estructuras planares predominantemente es con dirección a SW contrario a lo que ocurre en el dominio III y compartiendo una de las dos tendencias del dominio II, por lo tanto este dominio puede clasificarse como un dominio homogéneo monoclinal. (Ver figura 104)

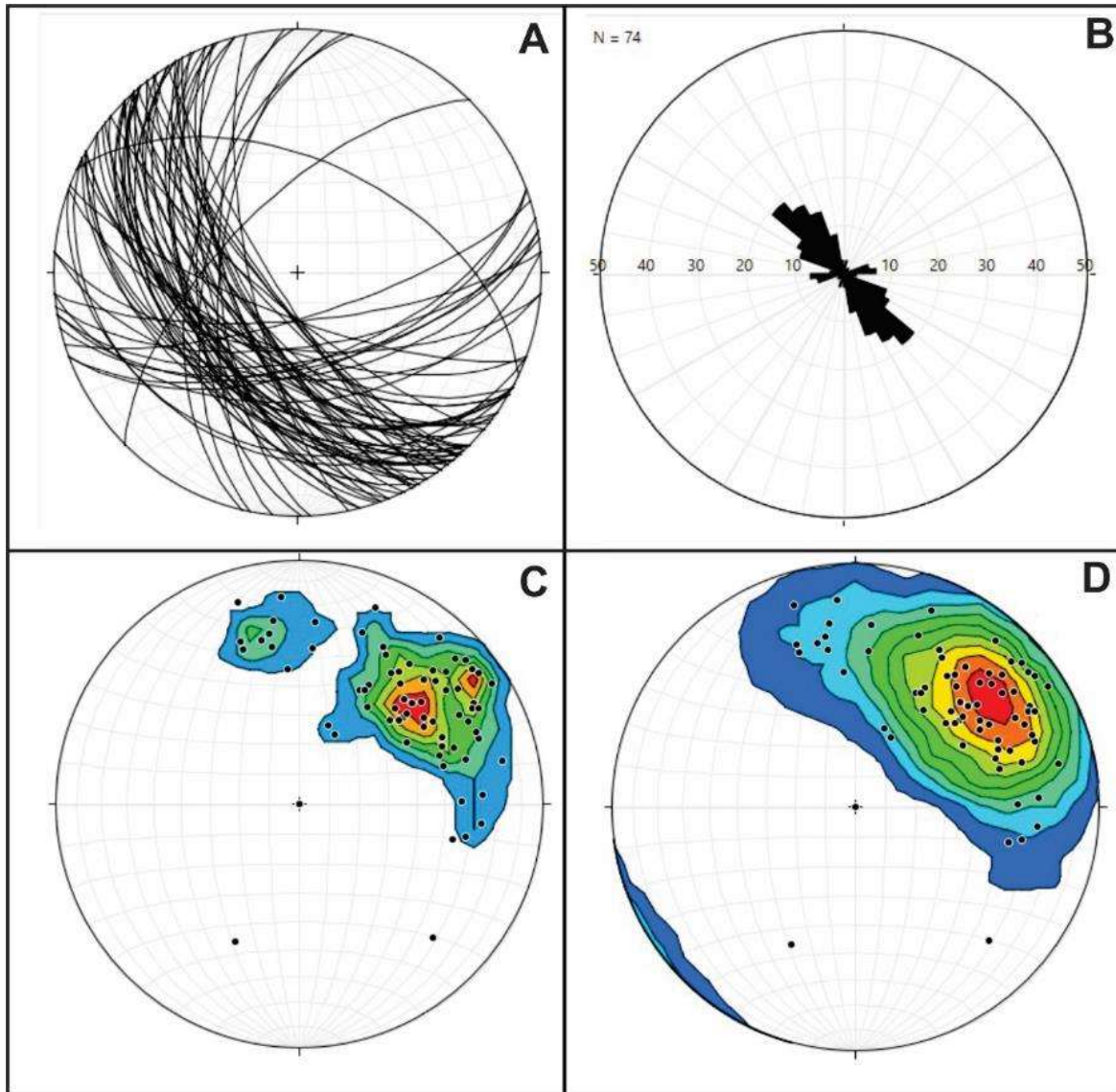


Figura 104. Análisis estadístico - dominio I. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (A) Representación estereográfica de grandes círculos de los planos foliación en el dominio estructural I. (B) Diagrama rosa para las direcciones de foliación el dominio estructural I. (C) Diagramas de contornos generados a partir de los polos que representan los planos foliación por el método 1% área. (D) Diagramas de contornos de datos de foliaciones generados por el método Kamb.

13.2 Dominio estructural II:

El dominio II se encuentra delimitado al E por la Falla Las Lajas y al W por el trazo principal de la Falla El Carmen. Geomorfológicamente se caracteriza por ser una zona deprimida, controlada por los escarpes de las fallas limitantes y dominadas por relieves de colinas por cuerpos ígneos que corresponden al cuerpo granítico denominado como Granito del Salobre. Estructuralmente se caracteriza por presentar estilos estructurales propios de transurrencia y transpresión, en cual pueden observarse fallas inversas de alto ángulo que conectan las Fallas El Carmen y Las Lajas, de la misma manera fallas de rumbo que desarrollan estilos en flor positiva. En cuanto a las rocas de fallas que afloran en este dominio son rocas de las series de las milonitas que varían de protomilonitas a mesomilonitas y que muestran sobreimposición cataclástica. Estratigráficamente las rocas deformadas en este dominio, corresponden a rocas del Gneis de Bucaramanga que en este sector presenta facies anfibolita, a un cuerpo de metasedimentitas que muestran facies esquistos verdes y a cuerpos graníticos que se emplazaron en el núcleo de la Falla El Carmen como el caso del Granito del Salobre.

En este dominio las estructuras planares relacionadas principalmente con los planos de foliación del Gneis de Bucaramanga configuran una dirección en rumbo predominante (NNW – SSE) y dos en buzamiento. La primera con buzamiento al W que puede compararse con el dominio estructural I y otra con buzamiento al E, que de igual manera puede relacionarse con el dominio estructural III. (Ver figura 105). Esta configuración muestra así un dominio estructural heterogéneo en el cual sus estructuras conforman una antiforma.

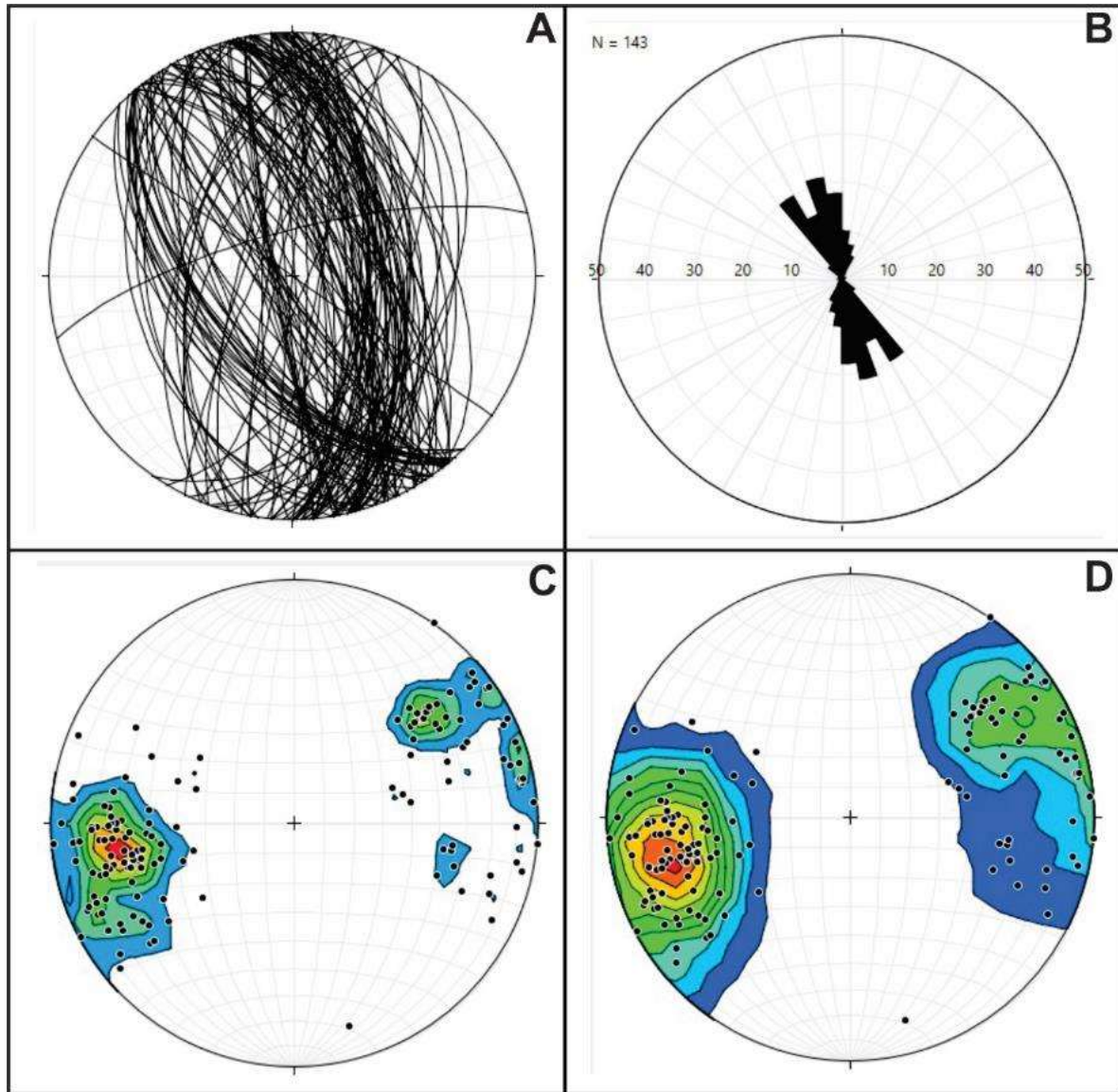


Figura 105. Análisis estadístico - dominio II. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (A) Representación estereográfica de grandes círculos de los planos foliación en el dominio estructural II. (B) Diagrama rosa para las direcciones de foliación el dominio estructural II. (C) Diagramas de contornos generados a partir de los polos que representan los planos foliación por el método 1% área. (D) Diagramas de contornos de datos de foliaciones generados por el método Kamb.

13.3 Dominio estructural III:

El dominio III corresponde al área al este de la Falla Las Lajas. Geomorfológicamente se observa como un sector levantado, y con procesos de remoción en masa debido al escarpe y movimientos recientes de la falla. En este dominio estructural se observan principalmente estructuras relacionadas con trascurrencia asociadas al sistema Riedel de la falla, donde predominan las fallas antitéticas dextrales. En cuanto a las rocas de falla pueden observarse Gneises miloníticos los cuales presentan sobreimposición de cataclasis por los procesos rumbodeslizantes de la falla regional. Estratigráficamente las rocas afectadas corresponden a la unidad Gneis de Bucaramanga que en este sector presenta facies anfibolita y a rocas plutónicas y hipoabisales del Batolito de Ocaña.

En cuanto a la actitud de los planos de foliaciones se muestra una dirección preferencial en sentido NNW- SSE y con buzamientos al NE, lo que configura un dominio estructural homogéneo isoclinal. La figura 106 ilustra el análisis estadístico para las actitudes de foliaciones en el dominio estructural III.

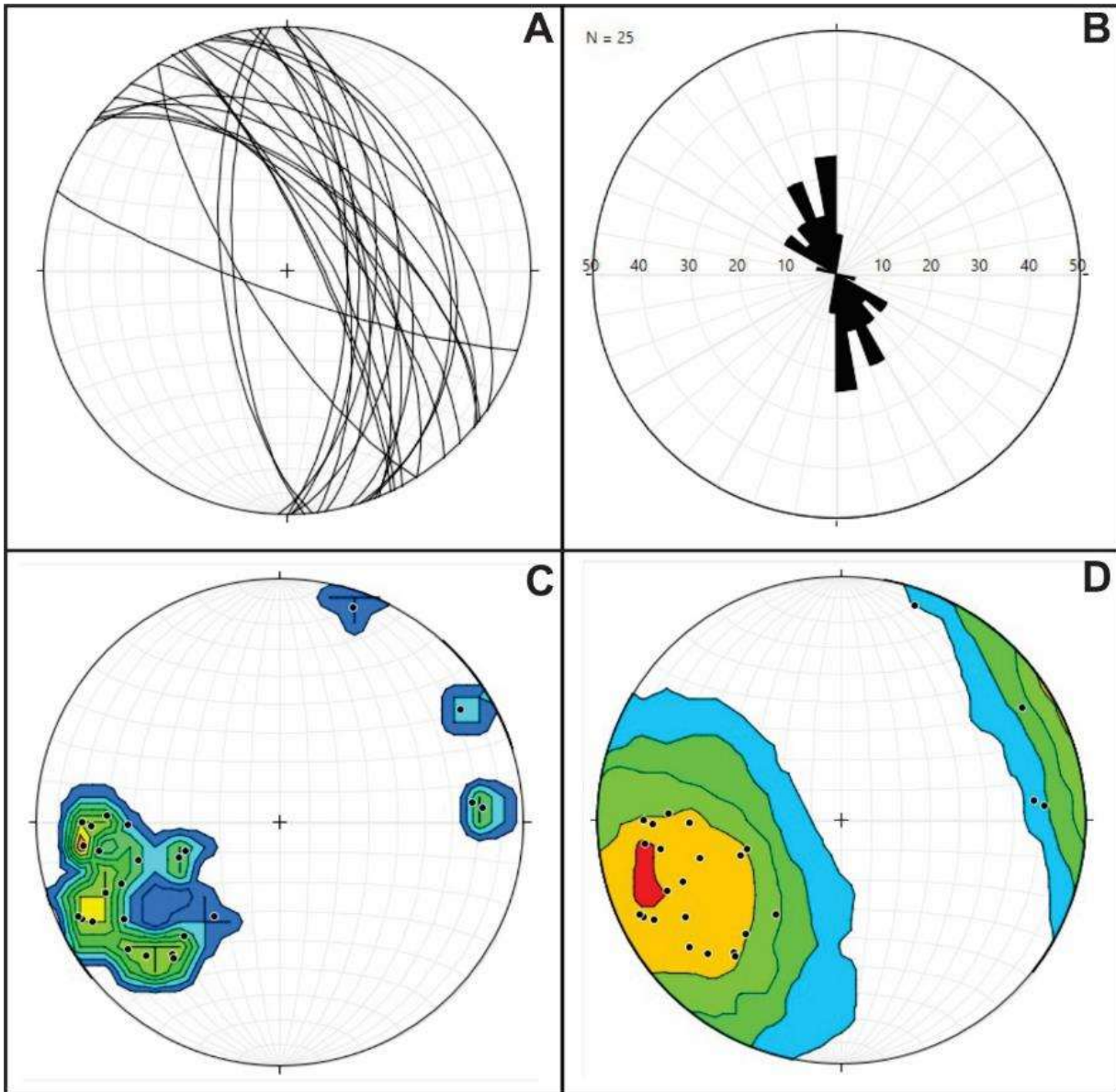


Figura 106. Análisis estadístico - dominio III. Diagramas generados en el Software Stereonet Win, Versión 9, de Rick Allmendinger's Stuff. (A) Representación estereográfica de grandes círculos de los planos foliación en el dominio estructural III. (B) Diagrama rosa para las direcciones de foliación el dominio estructural III. (C) Diagramas de contornos generados a partir de los polos que representan los planos foliación por el método 1% área. (D) Diagramas de contornos de datos de foliaciones generados por el método Kamb.

En comparación los dominios estructural muestran en sus tendencias la generación de una antifirma regional en el área de estudio, para la cual el dominio estructural I corresponde a al flanco W de la estructura. El dominio estructural II corresponde a la zona del punto de inflexión o

cambio de actitud de los planos de foliación, lo que correspondería al eje de charnela, con una dirección NW – SE. El dominio III correspondería de esta manera al flanco E de la estructura antiformal. (Ver apéndice 8. Mapa de dominios estructurales). (Ver figura 107).

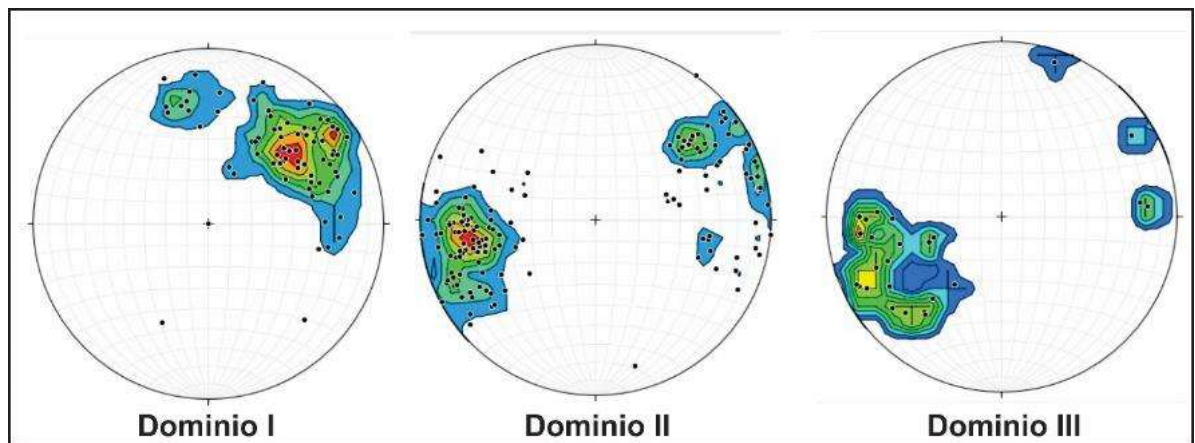


Figura 107. Compilado - dominios estructurales. Comparación de diagramas de contornos (1% área) correspondientes a los dominios estructurales. En cual se ve la marcada tendencia que describe una estructura antiformal en el área de estudio.

14. Discusión del estilo estructural

El área de estudio se encuentra entre dos fallas de transurrencia de extensión regional que son concordantes con un tensor de esfuerzos NW – SE, generador de su cinemática sinistral. Estas fallas regionales se encuentran interconectadas por fallas geológicas con sentido NE – SW, las cuales presentan una geometría cóncava al NW y con vergencia al SE. La cinemática de estas fallas fue evidenciada en el campo como inversas con componente sinistral, pero que no se ajustan al balance estructural dominado por el tensor de esfuerzos regional al igual que fallas menores y foliaciones. Las fallas con sentido NE – SW, las foliaciones y fallas menores o locales luego del

análisis estadístico de datos muestran que comparten un mismo tensor de esfuerzos en sentido NE – SW discordante al regional.

El contraste entre tensores de esfuerzos calculados para el área de estudio, permite observar ciertas variaciones evidenciadas en los estilos estructurales que se desarrollan en el área, donde predominantemente se observan dos patrones generalizados.

El Patrón de transurrencia corresponde a la deformación generada por el tensor de esfuerzos regional del área de estudio (NW – SE) y que controla las estructuras de escala regional, cuyo máximo esfuerzo compresivo ha sido denominado σ_1 y que enmarca todas las estructuras generadas.

El patrón de transpresión corresponde al tensor de esfuerzos calculado con Dirección NE – SW cuyo máximo esfuerzo compresivo ha sido denominado σ_1' . Este tensor lo que muestra en realidad no es un campo de esfuerzos diferente, ni mucho menos la rotación del tensor regional, sino la rotación horaria de bloques, generada por las fallas regionales con cinemática inversa sinistral como las fallas de Sanín Villa y Las Estromelias, y que se relacionan con la zona de transferencia a la derecha de la Falla de Bucaramanga como una zona de transpresión pura. La figura 108 muestra un modelo tridimensional del comportamiento de bloques y estructuras con su respectiva rotación.

En la figura 109 se puede observar la relación angular y rotacional generada por el tensor de esfuerzos regional y el tensor interno relativo que ha rotado las estructuras de áreas delimitadas por fallas transcurrentes a escala regional, para lo cual se ha estimado un valor promedio de rotación antihoraria (generada por un subambiente en transpresión generada por la zona de transferencia Bucaramanga – El Carmen) de 81° en la horizontal y de 75° aproximadamente en la vertical. La figura 110 muestra la ubicación de los tensores acá denominados como σ_1 y σ_1' .

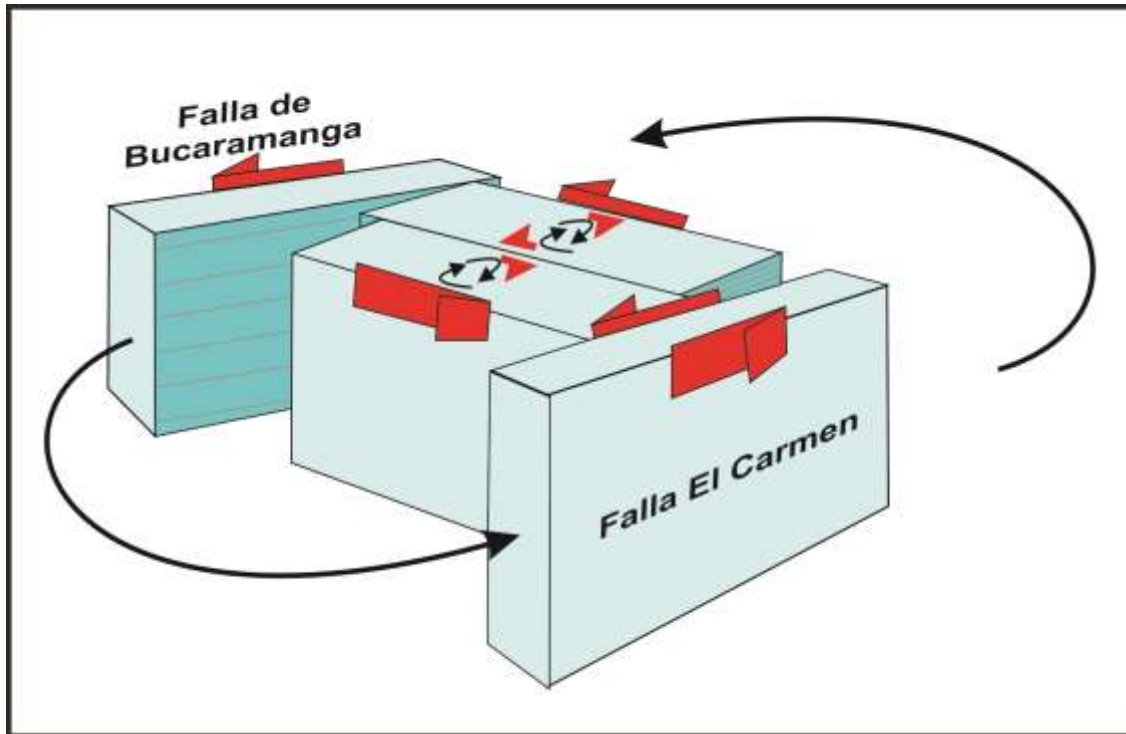


Figura 108. Rotación dúplex. Bloque diagrama que ilustra las estructuras regionales Bucaramanga y El Carmen las cual generan una rotación antihoraria en los bloques adyacentes a sus planos principales. Las fallas de transferencia que conectan las estructuras regionales generan una rotación de bloques de tipo horaria y que son acordes con el tensor relativo σ_1' . Modificada y Adaptada de Burg, (2017). Structural Geology – Strike slip and oblique slip tectonics Notas de Clase. ETH Zürich pp. 173 – 194.

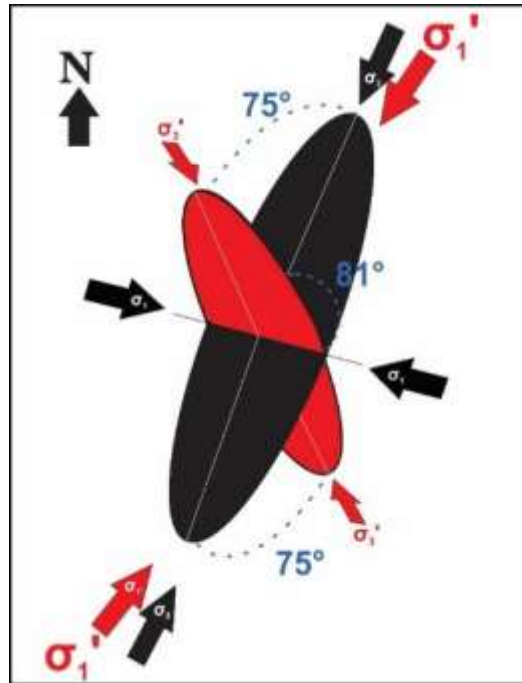


Figura 109. Relación tensores calculados. Imagen que muestra los tensores regionales calculados y su relación angular. La Elipse de deformación negra hace referencia al tensor regional del área de estudio y la elipse de deformación de color rojo muestra el tensor relativo que se determina debido a la rotación de bloques.

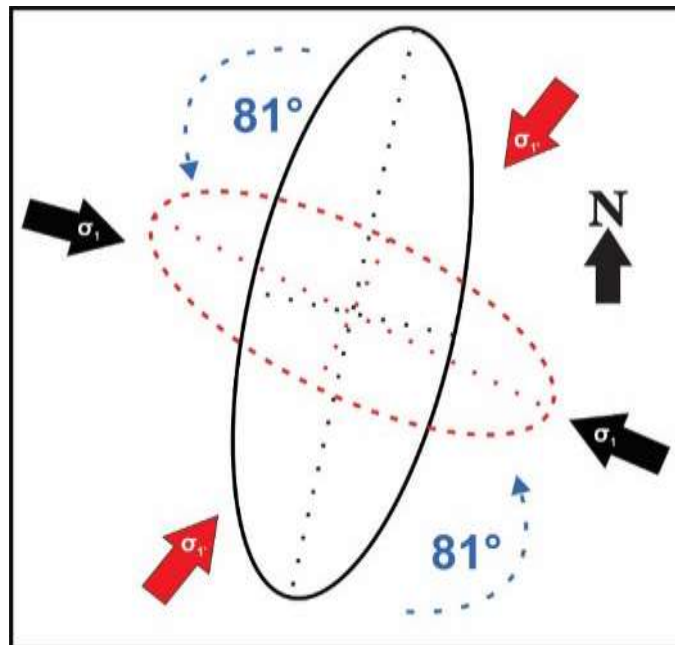


Figura 110. Localización tensores. Imagen que muestra la ubicación de los tensores de esfuerzos regional (σ_1) y relativo (σ_1') que controlan las estructuras del área de estudio.

Con los elementos geométricos, cinemáticos y dinámicos, el área de estudio se ajusta a la propuesta de estilo estructural de Beltrán y Romero (1992) y basado en las apreciaciones y consideraciones genéticas y tectónicas que caracterizan este tipo de estilos estructurales como lo sustentan Woodcock y Fisher (1986), McClay e Insley (1986), Twiss y Geffel, (1990), Tapponier et al. (1990), Cruikshank et al., (1991), Laney y Gates (1996), Swanson (2005), Cunningham (2007), Gómez et al. (2007). (Ver figura 111)

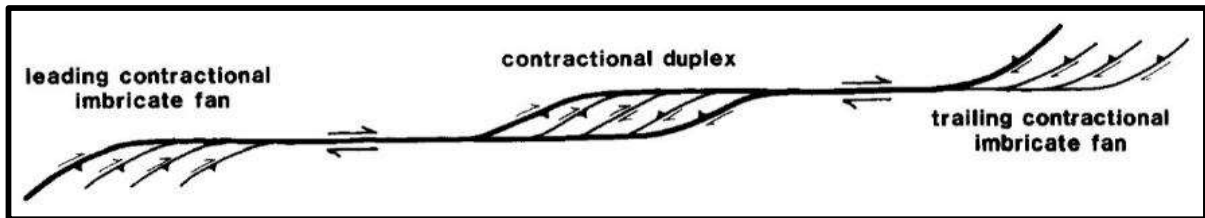


Figura 111. Estilo estructural de dúplex compresivo donde se observa la preservación de la cinemática de las fallas limitantes en las estructuras internas. Tomado de Woodcok y Fischer (1986). Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725–735.

En cuanto a la rotación interna Laney y Gates (1996) muestran la variación en la rotación interna debido a la incongruencia de fallas de cinemática similar. Además de la generación de fallamiento por acomodación a la deformación en sentido antitético a las fallas de transferencia (ver figura 112), como es el caso de las fallas inversas dextrales que afloran en cercanías al Campamento de obras públicas en la vía Aguachica – Río de Oro y las fallas que cortan la estructura Las Estromelias.

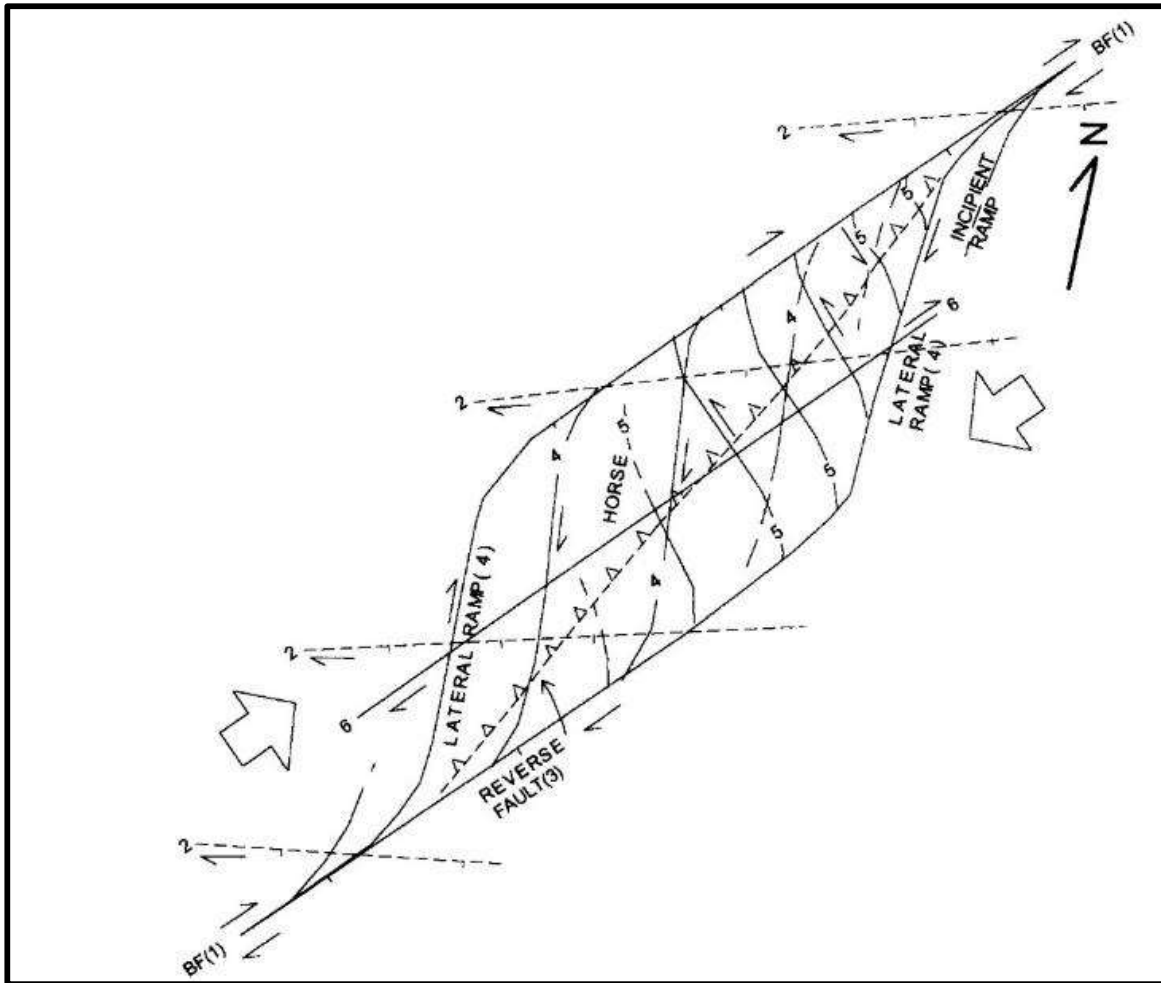


Figura 112. Configuración interna dúplex. Estructura dúplex con la generación de fallas de transferencia internas con cinemática similar a las fallas limitantes y que además generan fallas antitéticas a las fallas de transferencia. Tomada de Laney y Gates (1996). Three-dimensional shuffling of horses in a strike-slip duplex: an example from the Lambertville sill, New Jersey *Tectonophysics* 258 (1996) 53-70.

Otros estilos podrían aproximarse a la configuración de las estructuras que se observan en el área de estudio. Dentro de estos, se encuentra el estilo tipo dominó. El estilo dominó corresponde a dos zonas de fallamiento en rumbo regionales interconectadas por fallas de transferencia de cinemática contraria y cuya rotación interna se preserva del mismo tipo de las mismas fallas regionales limitantes. Otra característica muy particular en este tipo de estructuras corresponde a

que internamente prevalecen los estilos estructurales extensionales (Wernicke and Burchfiel, 1982; Ron, 1984; McKenzie and Jackson, 1986; Garfunkel and Ron, 1986; Mandl, 1987; Gumiel y Campos, 2001). Sin embargo Sanderson et al. (1991) referencia la ocurrencia de estilos estructurales en dominó en un ambiente transpresivo donde se preserva el sentido de rotación general. (Ver figura 113).

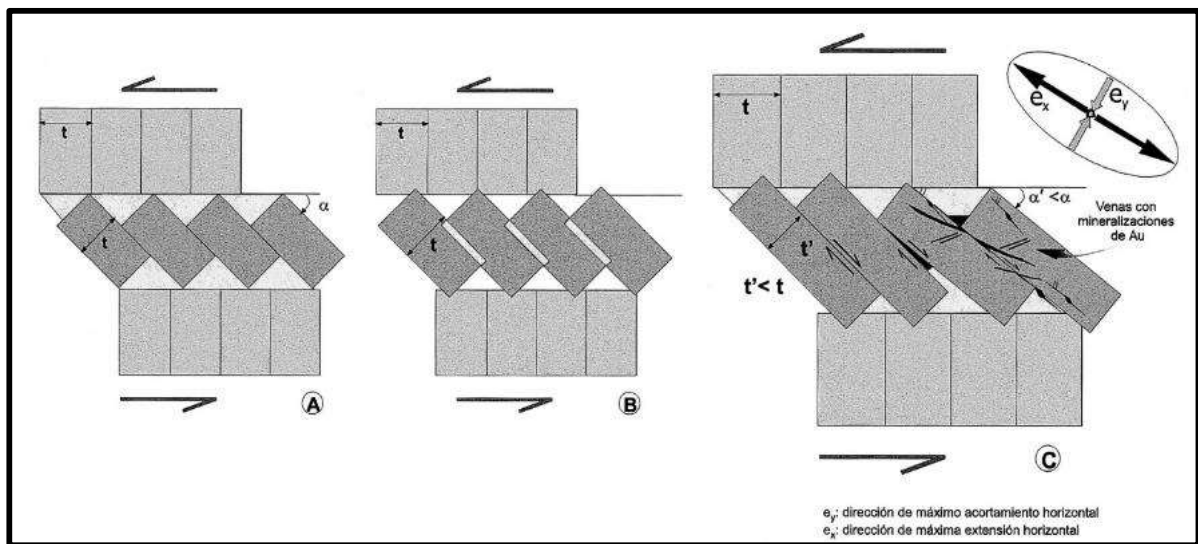


Figura 113. Modelo de estilo estructural en dominó, en un ambiente de transpresión. Nótese que las fallas internas del sistema presentan cinemática contraria mientras los bloques internos muestran rotación horaria del mismo modo que las fallas limitantes. Tomado de Gumiel y Campos (2001). Implicaciones del modelo “dominó” de fallas tardihercínicas en el control y localización de las mineralizaciones auríferas del área de La Codosera (rama noroeste de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). Boletín Geológico y Minero, 112 (3): 103-112 ISSN: 0366-0176.

De esta manera El Dúplex Compresivo de Ocaña está definido por las Fallas de Bucaramanga y El Carmen, las cuales se encuentran interconectadas por fallas inversas con componente sinistral, que en el área de estudio son representadas por las Fallas Las Estromelias y de Sanín Villa. A profundidad se presume que estas fallas deben converger como una sola estructura, conformado

una estructura en flor positiva tal y como lo plantean Beltrán y Romero (1992) y como lo muestra Woodcock and Fischer (1986) (Ver figura 114)

En cuanto a la geometría cóncava hacia el NW, Beltrán y Romero (1992) la asocian al movimiento de las fallas limitantes durante su generación. Estas fallas levantan bloques profundos que corresponden a fragmentos de corteza inferior representada por granulitas máficas y por la presencia de lherzolitas metamorfoseadas en facies granulita. La preservación de la asociación mineral que caracteriza a estas facies está relacionada a procesos de exhumación rápida por las fallas internas del dúplex (González et al., 2017), debido a que las fallas internas absorben en la vertical el desplazamiento horizontal de las fallas transcurrentes (Beltrán y Romero, 1992)

En cuanto a la generación del dúplex se asocia como una zona de transferencia a la derecha de la Falla de Bucaramanga (cinemática sinistral), generando así un segmento transpresional donde se traslapan las Fallas de Bucaramanga y El Carmen. Las fallas internas del dúplex se propagan de Norte a sur (Beltrán y Romero, 1992) como un abanico imbricado dirigido, ya que hacia el norte levanta rocas más profundas, hasta donde termina la zona de transferencia y de las cuales se generan retrocabalgamientos con componente dextral como resultado de acomodación de la deformación.

De los límites de la estructura regional del dúplex se conoce que sus límites laterales son las Fallas Bucaramanga y El Carmen, mientras los límites superior e inferior no pudieron controlarse debido a las dimensiones de la estructura, pero Beltrán y Romero (1992) consideran que por los rasgos geomorfológicos, el dúplex se extiende desde el corregimiento de Ayacucho (La Gloria – Cesar) hasta donde el río San Alberto es cortado por la Falla de Bucaramanga. Osorio et al., (2008) considera que el dúplex tiene un límite superior más al sur.

En cuanto al entorno estratigráfico, el dúplex al oeste de la Falla de Bucaramanga muestra rocas de edad jurásico (Formación Norean), mientras que su parte interna y al este de la Falla El Carmen afecta rocas del macizo de Santander. De acuerdo con esto y la clasificación de Woodcock and Fischer, (1986) que referencia Beltrán y Romero (1992) el dúplex se clasifica como un dúplex cognato.

La figura 114 ilustra un modelo tridimensional de lo que sería la distribución espacial de las estructuras que configuran el dúplex compresivo de Ocaña.

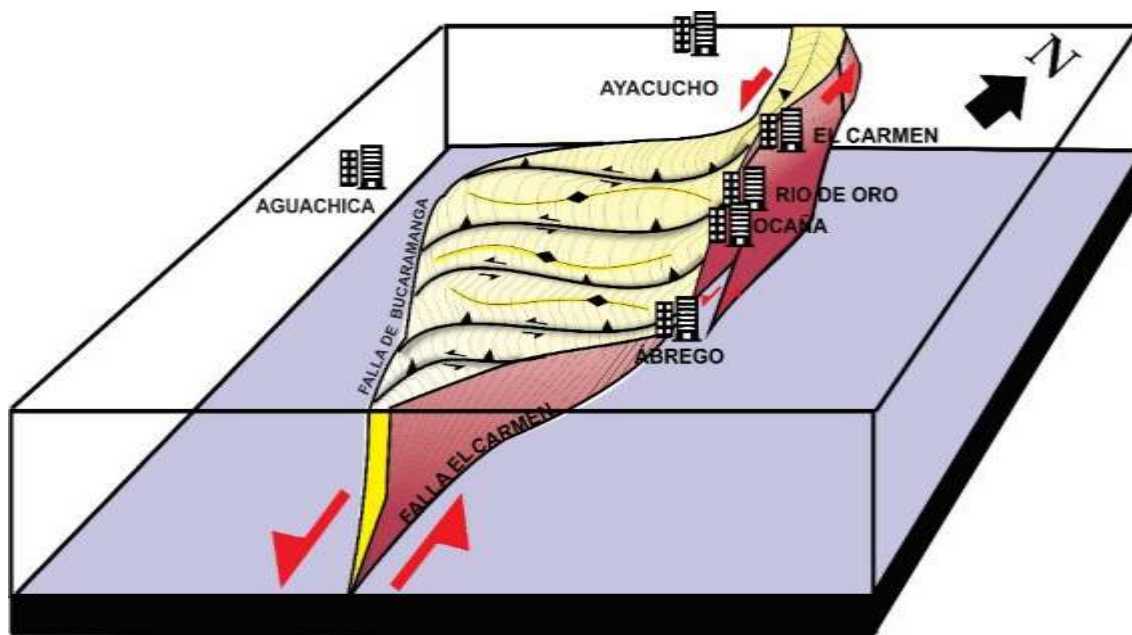


Figura 114. Modelo tridimensional de Dúplex Compresivo de Ocaña, dónde puede diferenciarse las fallas e transferencia que controlan el plegamiento en échelon de lomos de presión. La distribución de los municipios más cercanos y afectados por esta estructura regional. Modificada y adaptada por el autor, de McClay y Bonora (2001). Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. AAPG Bulletin, 85, 233–60.

15. Fases deformativas

En el área de estudio pueden observarse por relaciones de campo diferentes estadios de deformación relacionados con la Falla El Carmen y que se interpretan en función de foliaciones de transposición (S_{n+1} , S_{n+2} y S_{n+3}) que se sobre imponen a foliaciones iniciales (S_n), los cuales se han agrupado en 4 fases deformativas generales, que abarcan otras fases. Las direcciones promedio de las foliaciones representativas de cada evento deformativo fueron mostradas en la figura 91.

15. 1 Fase deformativa I (S_n)

La fase deformativa I hace referencia a la Falla El Carmen como una estructura individual (ver figura 115), lo cual sugiere una mayor longevidad que la Falla de Bucaramanga. En la fase inicial se asume la Falla El Carmen como una estructura de transcurrencia de tipo dextral, la cual estuvo activa durante el ordovícico (472 M.a.), evidencia de esto, es el emplazamiento de rocas de composición que varía de granítica a tonalítica como el granito del Salobre, de edad Ordovício – Llandoveryano, según Gómez, et al. (2015) relacionada con la fusión parcial del Gneis de Bucaramanga, la cual alcanzó su pico metamórfico para este periodo. (Van der Lelij, 2015). De la misma manera el emplazamiento sintectónico de cuerpos plutónicos (Restrepo Pace, 1995 en García et al., 2005) y que en el área de estudio se refleja por el control del emplazamiento del cuerpo de dioritas que presenta morfología alargada consecuente con el trazo el Carmen, además de pulsos magmáticos de esta misma composición, en el núcleo de la estructura.

Otras evidencias de la diferencia en edades relativas entre la Falla de Bucaramanga y El Carmen son las rocas de falla exhumadas. La Falla de Bucaramanga muestra rocas principalmente frágiles y en la transición frágil – dúctil, caracterizada por milonitas de baja temperatura (Villamizar,

2014). Por su parte, la Falla El Carmen muestra rocas muy profundas como los Striped Gneises, esto implica una diferencia aproximada en rocas exhumadas de unos 20 Km de profundidad, lo que supone una diferencia temporal, tratándose de fallas con deslizamiento en el Rumbo.

La evidencia de la cinemática dextral de la Falla El Carmen puede observarse a escala de afloramiento en porfidoblastos generados en migmatitas y gneises miloníticos del trazo principal de la falla (Ver figura 116). Del mismo modo pueden observarse a escala microscópica en milonitas de baja a intermedia temperatura, lo cual muestra porfidoclastos con colas que indican la cinemática dextral (Ver figura 117) de la Paleozona de Cizalla El Carmen a diferencia de la Falla de Bucaramanga, como lo reporta Villamizar, (2014), donde muestra evidencias de que la deformación dúctil que se registra en cercanías al municipio de Cepitá, presenta cinemática de tipo antihoraria.

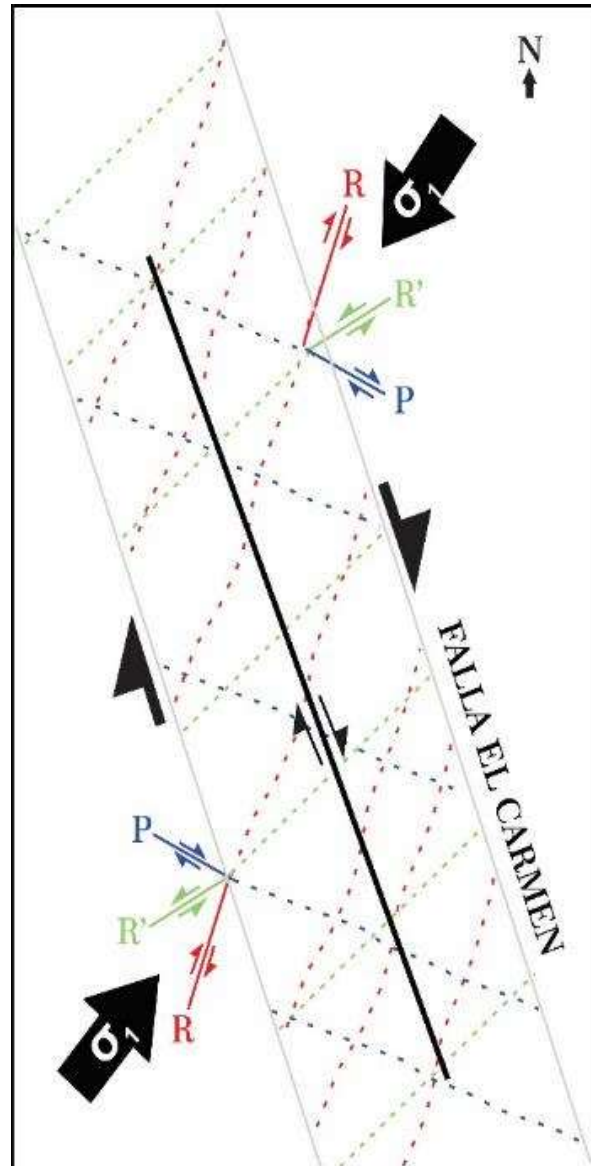


Figura 115. Fase deformativa I. Imagen que hace referencia a la paleo zona de cizalla dextral, de la Falla El Carmen, donde pueden diferenciarse las estructuras secundarias del sistema Riedel de la falla. El tensor de esfuerzos aquí supuesto en consecuente con la dirección de foliación S_n .

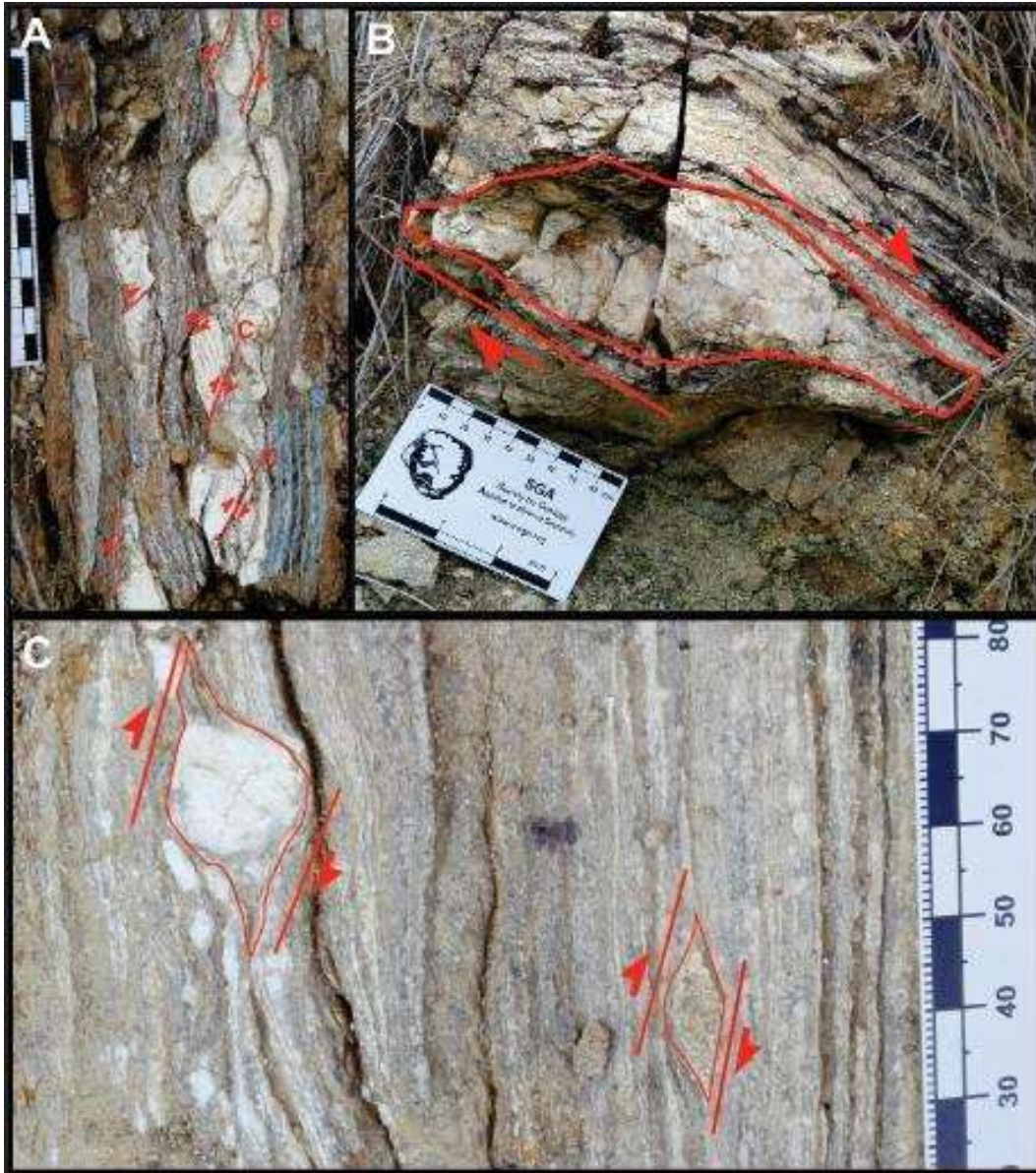


Figura 116. Indicadores cinemáticos. (A) Gneis Migmatítico que desarrolla estructura S - C'. El componente de Cizalla (C') muestra cinemática dextral para la falla. (b) Porfidoblasto con cola a partir de un leucosoma de inyección, que muestra cinemática dextral (c) Porfidoblastos sigmoidales y delta que muestran la cinemática dextral de un Gneis Milónítico, relacionado con la Paleozona de Cizalla El Carmen.

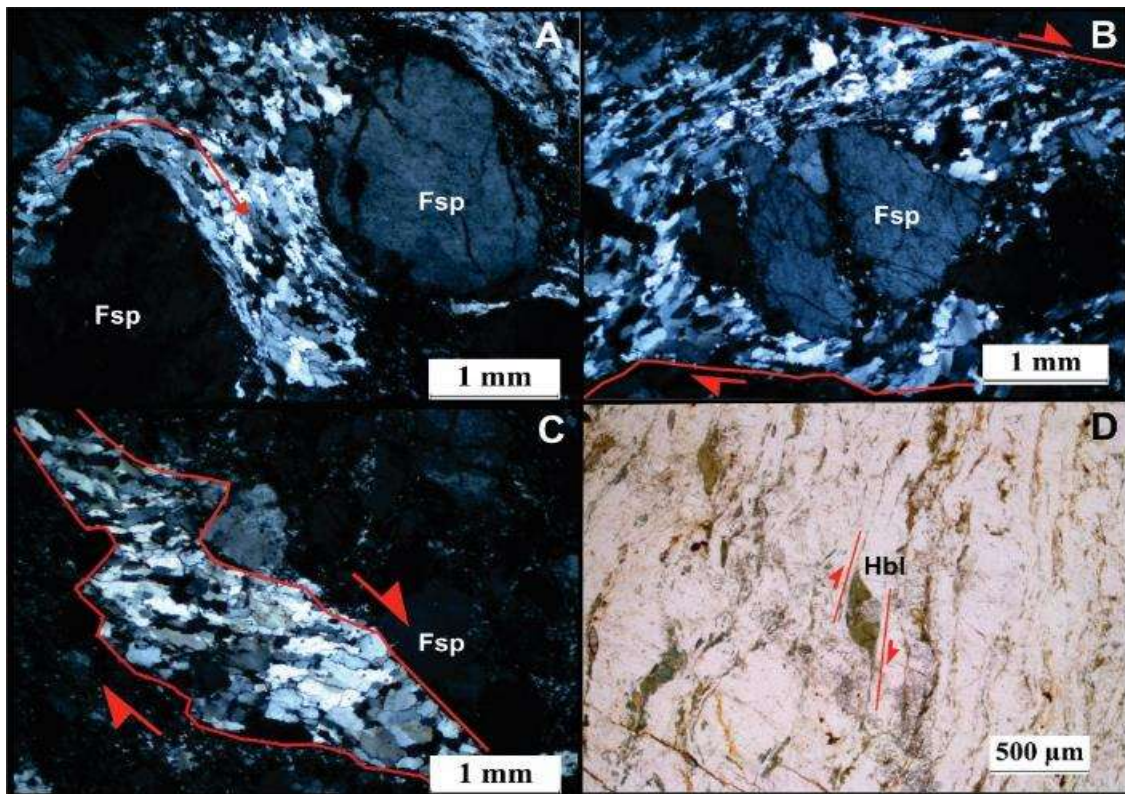


Figura 117. Indicadores cinemáticos microscópicos. (A) Microfotografía en XPL de una protomilonita la cual muestra rotaciones horarias de grano de Feldespato (Fsp) debido a sombra de presión generada por cuarzo recristalizado. (B) Microfotografía en XPL de una protomilonita que muestra bandas de cizalla compuestas de cuarzo recristalizado con rotación dextral. (C) microfotografía en XPL de una protomilonita que muestra banda de cizalla con cinemática dextral, compuestas por cuarzo recristalizado. (D) Microfotografía en PPL de un gneis milonítico, el cual muestra porfidoclastos sigmoidales de hornblenda (Hbl) con cinemática dextral.

15.2 Fase deformativa II (SN+1)

La segunda fase deformativa corresponde a la generación de la Falla de Bucaramanga y la reactivación e inversión de la Falla El Carmen como una estructura sinistral (ver figura 118), tal y como lo muestran los datos tomados en campo, debido a la migración de la deformación hacia una zona de anisotropía (Zona de Cizalla El Carmen).

Según Villamizar (2014) las rocas de falla más profundas que muestran deformación dúctil se caracterizan por su cinemática sinistral, de lo cual se infiere que la Falla de Bucaramanga ha mostrado esta cinemática desde su generación.

Las zonas de transferencia a la derecha se generan con la reactivación e inversión de las estructuras sintéticas de la Falla El Carmen.

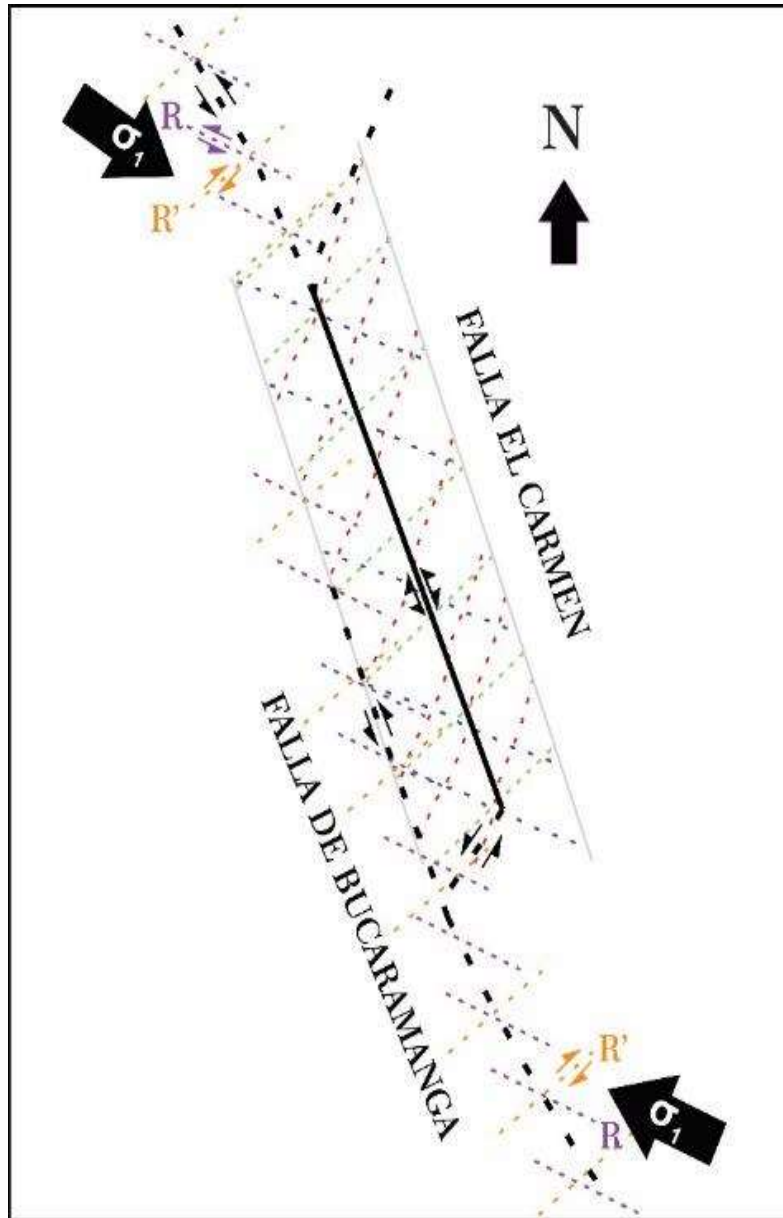


Figura 118. Fase deformativa II. Ilustración que muestra la generación de la Falla de Bucaramanga y reactivación e inversión de la Falla El Carmen. Las fracturas de cizalla tipo Riedel de la Falla El Carmen se reactivan e invierten a fracturas sinestrales, las cuales se comportan como fallas de transferencia. La dirección S_{n+1} es concordante con el tensor de esfuerzos aquí propuestos.

15.3 Fase deformativa III (SN+2):

Esta fase deformativa corresponde a la generación de las fallas internas del Dúplex Compresivo de Ocaña (ver figura 119), debido a la transferencia a la derecha de la deformación generada por la Falla de Bucaramanga y a partir de fracturas riedel de la Paleozona de Cizalla El Carmen.

Las fallas internas del dúplex se propagan en Sentido N – S y de E – W tal como lo proponen Swanson, (1988) y Beltrán y Romero, (1992) para este caso específico. Su geometría cóncava hacia el NW se asocia a movimientos de las fallas maestras limitantes durante su generación (Beltrán y Romero, 1992).

Las estructuras internas del dúplex son controladas por un tensor relativo asociado con transpresión y que genera rotaciones horarias de los bloques delimitados por las fallas de transferencia.

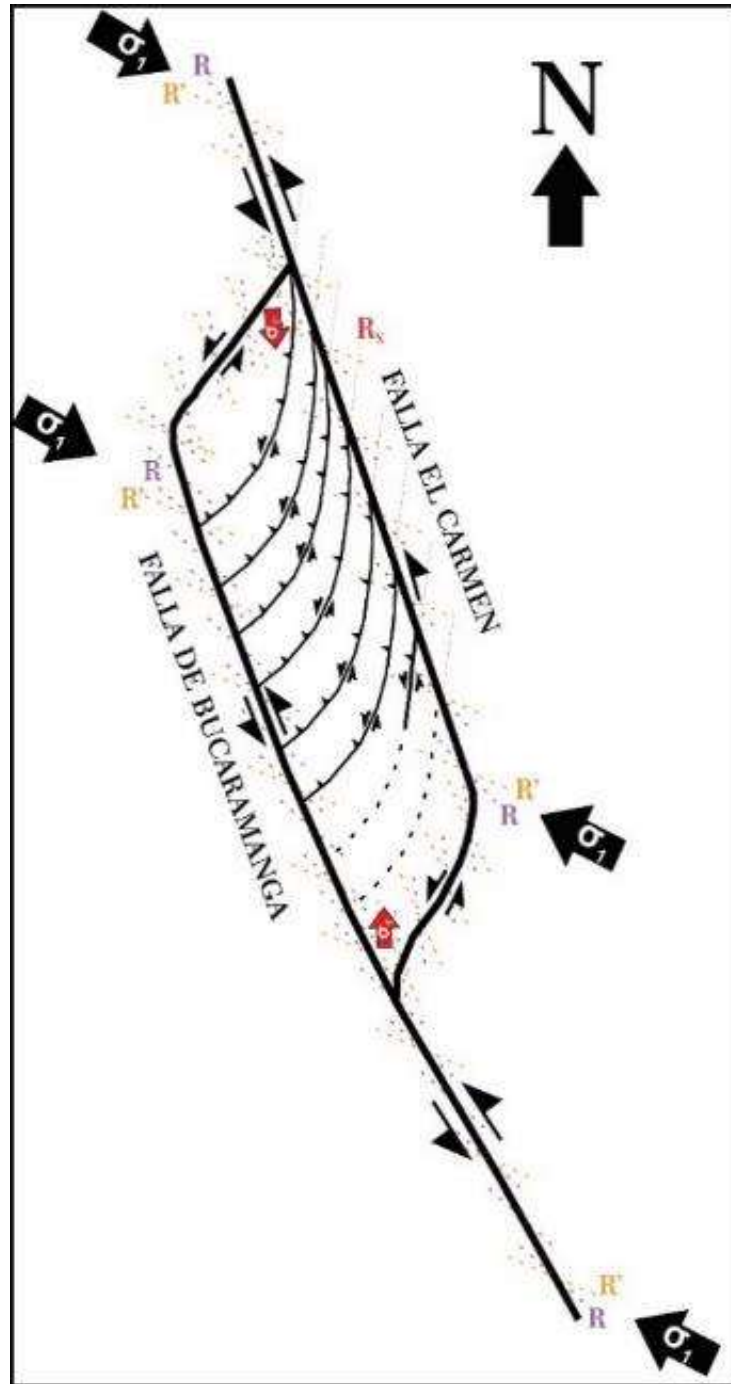


Figura 119. Fase deformativa III. Imagen que ilustra la generación de fallas internas del Dúplex Compresivo de Ocaña en la fase deformativa III. Las saetas rojas indican el tensor interno relativo generado por la rotación de bloques delimitados por las láminas del dúplex. Imagen modificada y adaptada por el autor, de Beltrán y Romero (1992). La dirección del tensor de esfuerzos regional es concordante con la dirección de foliación S_{n+2} .

15.4 Fase deformativa IV (SN+3)

A esta fase se asocian las fallas más recientes generadas dentro y fuera de la estructura dúplex compresivo de Ocaña. La generación de fallas de retrocabalgamiento con componente dextral a partir de las fallas del dúplex se genera como procesos de acomodación a la deformación generada estas fallas. Las relaciones de corte entre estas estructuras se puede observar con claridad en el campo. Las fallas al este de la Falla El Carmen son trazos neoformados, con una relación sintética y cuya acción tectónica se evidencia actualmente, como es el caso de la Falla Las Lajas, que desarrollan estilos estructurales en flor positiva. La figura 120 ilustra la distribución de las estructuras más recientes con respecto a las más antiguas y el control en las estructuras internas por el tensor relativo (σ_1)

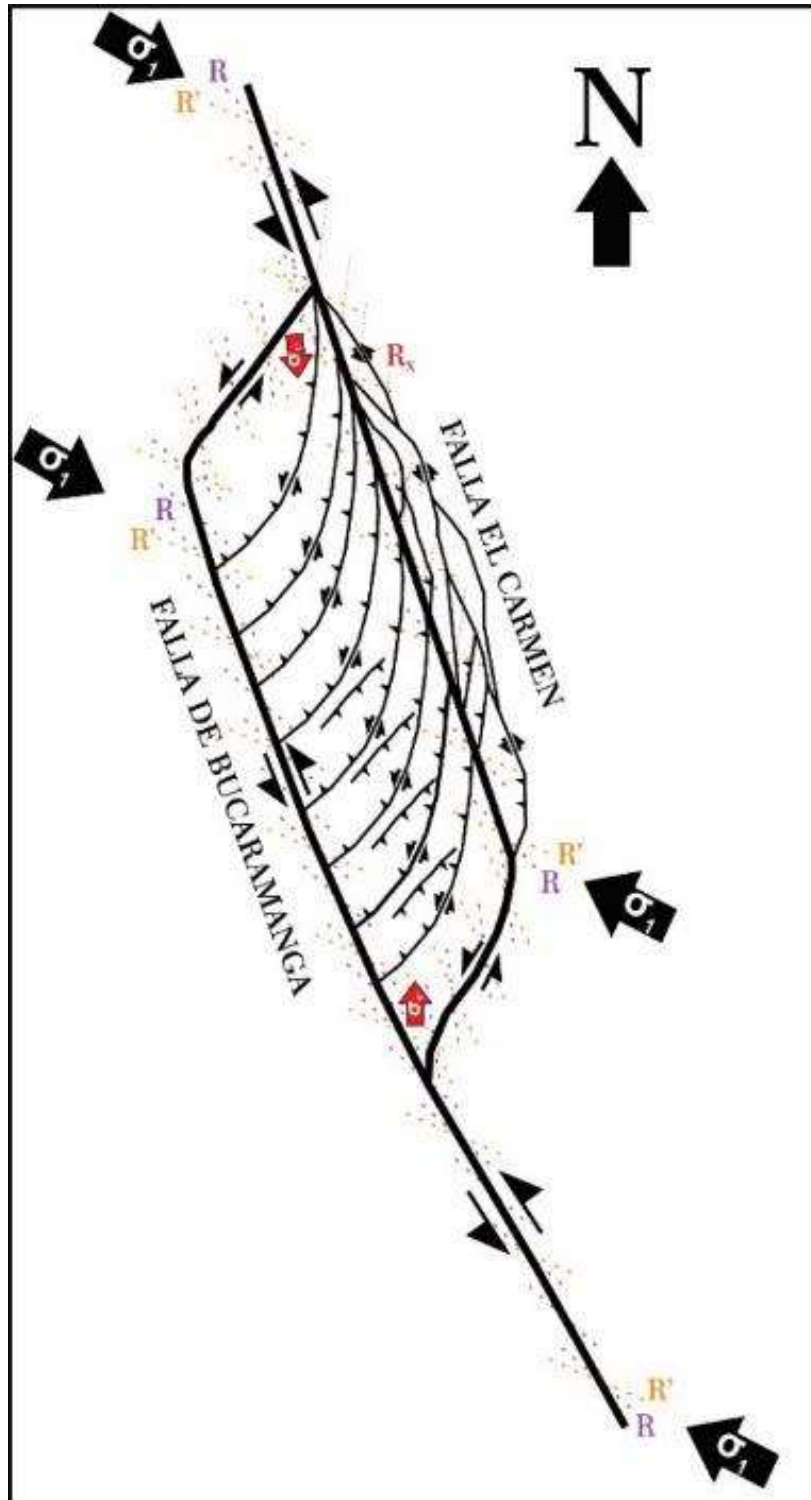


Figura 120. Fase deformativa IV. Imagen que ilustra la fase deformativa IV, en la cual se generan fallas de retrocabalgamiento a partir de las fallas internas del dúplex. Las fallas al este de la Falla El Carmen corresponden a trazos sintéticos neoformados. La dirección de foliación de transposición S_{n+3} es congruente con el tensor de esfuerzos relativo (σ_1).

16. Actividad sísmica relacionada con la Falla El Carmen y el dúplex compresivo de Ocaña

La actividad sísmica es una característica particular en las fallas geológicas activas. Uno de los criterios principales para la clasificación de sismos asociados a fallas geológicas es la profundidad. Bolt (1981) considera que los sismos que se asocian a fallas geológicas están íntimamente ligados al espesor de la corteza terrestre y propone un rango que oscila entre los 5 y 40 Km de profundidad. Sin embargo Moores y Twiss (1995) consideran el espesor de la corteza terrestre en un rango más amplio dependiendo de la configuración tectónica y que en zonas cratónicas puede alcanzar los 70 Km de profundidad.

Para el análisis de sismicidad asociado a la Falla El Carmen y a la estructura que conforma en conjunto con la Falla de Bucaramanga (Dúplex de Ocaña), se tuvieron en cuenta los datos de sismicidad histórica de los municipios aledaños a la estructura tectónica. El rango de tiempo establecido para los datos de sismicidad data desde el 01 de Junio de 1993 hasta el 19 de Junio de 2017. Debido a que hasta en Junio del 93 fue instalada la Red Sismológica Nacional Colombiana, de la cual fueron obtenidos estos datos.

Los datos fueron organizados por municipio, en sentido N – S de sus localizaciones geográficas, y se separaron como datos de sismicidad asociados a fallas geológicas a los sismos cuyos epicentros oscilan entre los 0 y 45 Km de profundidad. Estos datos fueron clasificados en la tabla 6 y fueron ploteados en dos mapas: uno de sismicidad histórica generalizada y otro de sismicidad relacionada a fallas geológicas que pueden consultarse en el apéndice 6 (Mapa de Sismicidad).

Tabla 6. *Tabla de datos de sismicidad histórica y de sismicidad asociados a falla para los municipios aledaños a la estructura regional dúplex de Ocaña.*

Número	Municipio	Total Sismicidad	Sismos asociados a Fallas Geológicas
1	Pailitas	120	24
2	Pelaya	140	20
3	El Carmen	103	4
4	Aguachica	118	3
5	Río de Oro	48	4
6	Ocaña	80	14
7	Ábrego	138	20
8	San Martín	195	17
9	San Alberto	372	37
	Total	1314	143

Los datos de la tabla 6 fueron graficados para observar si existía o no una tendencia en densidad de datos en alguna dirección, para lo que se obtuvo que los límites N – S en el sentido de Beltrán y Romero (1992) presentan la mayor sismicidad representada por los municipios de Pailitas y San Alberto, mientras que en la parte central se observa una densidad baja de datos asociados a fallas como se observan en El Carmen, Aguachica, Río de Oro. Un aumento progresivo de la densidad de datos se encuentra marcado en la tendencia N – S desde Ocaña hasta San Alberto. (Ver figura 121).

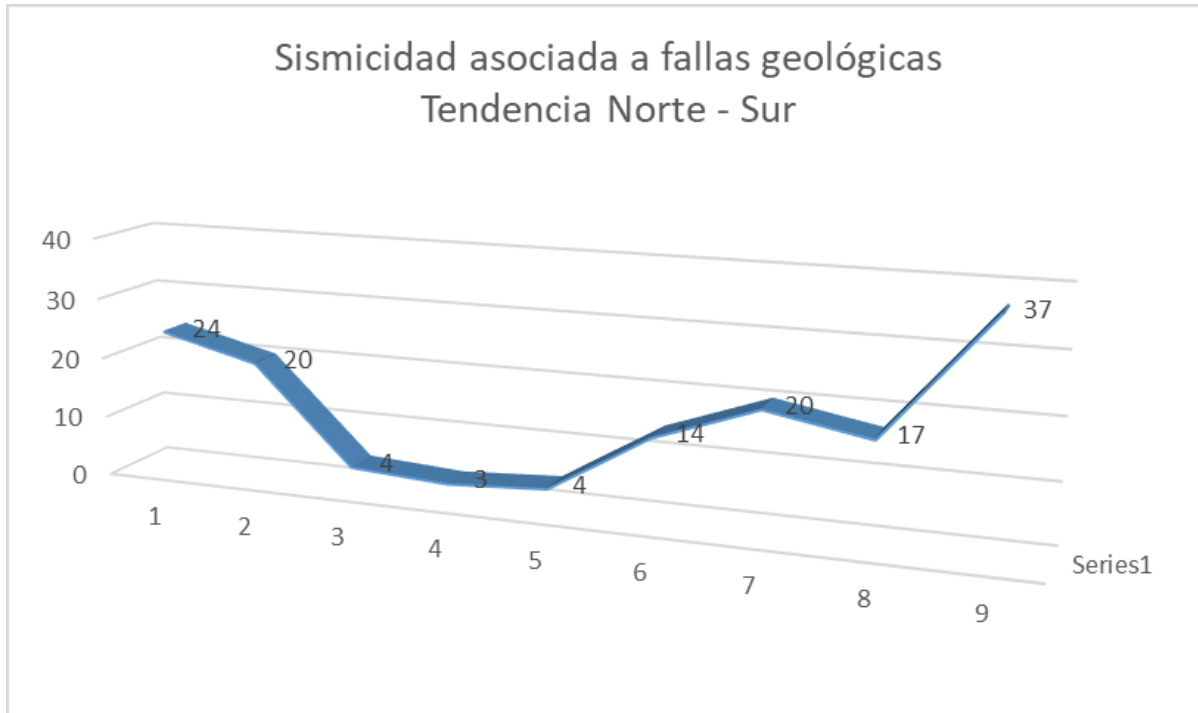


Figura 121. Gráfica de frecuencias - sismicidad asociada a fallas. Gráfica que muestra el crecimiento en densidad de datos de sismicidad asociados a fallas geológicas en los límites norte - sur de la estructura. A partir del municipio 4 que corresponde a Río de Oro se inicia un cambio de pendiente positivo hasta alcanzar el pico más alto para la estructura.

En la zona estudiada en cuanto a sus datos de sismicidad reporta un rango de magnitudes que varía entre 1,2 y 4,4 MI (Magnitud local) o escala de Richter, y su distribución principalmente sobre ramificaciones de las fallas principales y de las fallas de transferencia del Dúplex de Ocaña.

Otros datos de sismicidad fueron incluidos en este análisis, pero en zonas más distantes a la estructura principal de Dúplex Compresivo de Ocaña y que claramente experimentan una sismicidad asociada a fallas geológicas mucho menor. Las localidades incluidas fueron los municipios de González (Cesar), Teorama, San Calixto, La Playa y Convención. Estos datos se reportan en la tabla 7.

Tabla 7. *Datos de Sismicidad en zonas aledañas al Dúplex de Ocaña.*

Número	Municipio	Total Sismicidad	Sismos asociados a Fallas Geológicas
1	Convención	52	2
2	San Calixto	26	2
3	La Playa	48	6
4	Teorama	22	1
5	González	21	2
	Total	169	13

17. Discusión

La Falla El Carmen consiste en una amplia zona de cizallamiento que ha afectado diferentes cuerpos de roca, debido a los diversos periodos de reactivación incluso en la actualidad. Estas rocas evidencian gran parte de los múltiples eventos deformativos generados por la falla y que permiten realizar aproximaciones a sus características tectónicas e historia evolutiva.

Las tectonitas y específicamente las rocas de falla permiten observar diferentes criterios que definen las condiciones geométricas, cinemáticas y dinámicas que rigen las fallas, sugiriendo características corticales y niveles reológicos en los que se generan los periodos de deformación.

La Falla El Carmen muestra un amplio catálogo de rocas de falla configurando un perfil cortical tipo, casi completo. Estas rocas por su génesis y condiciones termodinámicas de formación no deben coexistir en una estructura de una manera coetánea a un mismo nivel cortical, esto sugiere que al encontrarse coexistiendo implican diferentes periodos de deformación que las generaron y diferentes periodos de exhumación, con la sobreimposición de los eventos más juveniles.

De esta manera las rocas más profundas y que implican las fases deformativas más antiguas están constituidas por striped gneises y ultramilonitas, las cuales se generan a condiciones metamórficas en facies anfíbolita alta a granulita y se evidencia por la recristalización dinámica de componentes como feldespatos potásicos y plagioclasa constituyendo texturas mesopertíticas y configurando listones intercalados con listones de cuarzo. (Srivastava y Mitra, 1996). Otras rocas que muestran estas condiciones de metamorfismo son los Gneises miloníticos donde los pórfidoclastos de anfíboles presentan deformación dúctil asociándose a temperaturas superiores a los 700°C (Passchier y Trouw, 2005). Algunas granulitas máficas muestran evidencias de deformación de estado sólido en un régimen reológico dúctil, donde cristales de piroxeno muestran deformaciones como elongación de cristales, extinción ondulante lo que sugiere un rango de

temperatura que oscila entre los 700 y 900° C y un máximo de presión de 9Kbar, según Kruse and Stünitz (1999).

Rocas como las Lherzolitas muestran también evidencias de deformación dúctil en cristales de olivino, representadas en cristales elongados y extinción ondulate, considerándose temperaturas que varían entre los 700 y 1000°C. (Nicolas and Christensen, 1987; Mainprice and Nicolas, 1989; Suhr, 1993; en Passchier and Trouw (2005).

El entorno metamórfico en donde se encuentra la Zona de cizalla El Carmen presenta características de un ambiente tectónico orogénico que alcanza las facies granulita. Los indicadores cinemáticos y las microestructuras permiten deducir un ambiente de transurrencia – transpresión con cinemática horaria.

Una evidencia fehaciente de la actividad de la falla durante periodos como el Ordovício – Silúrico es el control del emplazamiento de cuerpos plutónicos de afinidad calcoalcalina (Metadiorita) (Mantilla et al., 2012) y de la misma manera de cuerpos graníticos asociados a zonas de acumulación de fundidos inyectados post fusión parcial (Olsen et al., 2004) del Gneis de Bucaramanga que se ubican en el trazo principal de la falla y su posterior milonitización.

La milonitización de estos cuerpos plutónicos muestra evidencia de fases deformativas posteriores, en niveles corticales más superficiales y en condiciones metamórficas que varía de esquistos verdes a anfibolita alta, mostrando en las rocas de fallas como ortomilonitas y protomilonitas un régimen reológico transicional dúctil – frágil. (Frisicale et al., 2010).

Las ortomilonitas de composición cuarzofeldespática muestran evidencias de deformación dúctil de intermedia a alta temperatura en todos sus componentes. Los feldespatos presentan recristalización dinámica en sus bordes, mientras el cuarzo presenta recristalización dinámica por rotación de subgranos.

Las protomolinitas por su parte evidencian condiciones metamórficas que se acercan más a la facies esquistos verdes (Prayer, 1993). Se caracterizan porque el cuarzo se deforma bajo condiciones dúctiles, mientras el feldespato presenta condiciones con tendencias a un régimen reológico frágil dúctil de baja temperatura. La ortoclasa se observa como porfidoclastos con microtexturas de deformación como extinción ondulante, lamelas de deformación, bandas de deformación y en tablero de ajedrez mientras el cuarzo se comporta plásticamente formando porfidoblastos y bandas que muestran una cinemática dextral.

Las rocas miloníticas que reportan Peñaranda y Pimiento (2016) con indicadores cinemáticos sinestrales corresponden a la estructura dúctil de la Falla El Carmen reactivada a sinistral por la generación de la Falla de Bucaramanga. Según Esto es concordante con el estilo que presentan las fallas de transferencia del dúplex de Ocaña como un abanico imbricado dirigido (Cristallini, 1998) en el cual la propagación de fallas se generan de norte a sur, y en donde las escamas del norte levantan rocas más profundas como son las rocas con afinidad mantélica y las rocas de falla más profundas de la estructura El Carmen esto es concordante con la vergencia N -S de la deformación para el Macizo de Santander propuesta por Velandia et al. (2017) y Villamizar et al. (2017).

Las rocas de falla más juveniles presentan condiciones reológicas particulares y marcadas porque minerales como el feldespato y el cuarzo no han superado su temperatura de fusión, por lo tanto su comportamiento es frágil. Esto es evidenciado en rocas de falla como las cataclasitas brechas y gouge de falla distribuidas en el área de estudio y relacionados con planos de deslizamiento de fallas regionales y fallas locales.

Los procesos de cataclasis y brechificación se manifiestan sobre rocas de falla miloníticas de alta, media y baja temperatura lo que advierte eventos deformativos más recientes y un rejuvenecimiento de la estructura.

En cuanto a los planos de falla que se localizan en el área de estudio se pueden clasificar en dos grandes grupos. Las fallas con rumbo NW – SE que presentan características geomorfológicas y geológicas de fallas de transcurrancia con cinemática antihoraria, con una extensión de tipo regional y las fallas con sentido NE – SW que se encuentran interconectando las fallas regionales con sentido NW – SE (Bucaramanga y El Carmen) que exponen características de fallas inversas con componente en el rumbo de tipo sinistral.

Estas fallas conforman arreglos que configuran un estilo estructural característico de ambientes de transcurrancia con efectos transpresivos locales como es el caso de los dúplex compresivos y que para la zona de estudio los reportan Beltrán y Romero, (1992), Osorio et al. (2008) y Peñaranda y Pimiento (2016). El análisis estadístico de los datos estructurales tomados en el campo permiten proponer que se ajustan a este modelo tal y como se referenció en el capítulo de análisis estructural.

La configuración de un dúplex contraccional en un ambiente de transcurrancia permite inferir que las fallas regionales limitantes (Bucaramanga y El Carmen) convergen a profundidad como una sola estructura en un arreglo en flor positiva como lo proponen Woodcok y Fischer (1986) y en particular para la zona por Beltrán y Romero (1992).

Además de las evidencias estructurales que corroboran la configuración del estilo estructural existen evidencias geológicas como los cuerpos de roca deformados y exhumados por la estructura y su entorno estratigráfico regional.

Las rocas que se encuentran dentro de la estructura reconocida como Dúplex Compresivo de Ocaña corresponden a rocas de la unidad Gneis de Bucaramanga que presentan facies granulita hornblendica y a rocas de la unidad metadiorita clasificadas en facies metamórficas similares, acompañadas de pulsos magmáticos ultrabásicos predominantemente Lherzolitas, cortando su estructura. Según Belousov, 1996; Vielzeuf and Vidal, 1990; Touret et al., 2016; González et al.,

2017) las zonas relacionadas con rocas que presentan facies granulita y rocas mantélicas se localizan en la zona de transición corteza inferior a manto superior, conocida como discontinuidad de Moho.

Los cuerpos de granulitas en el Macizo de Santander son muy escasos y su ausencia se relaciona con los procesos de exhumación lentos y a fluidos que hidratan los minerales anhidros (González et al., 2017). Sólo dos reportes de granulitas para el Macizo de Santander se conocen hasta el momento por Navarro y Reyes (1993) en la vereda Capitán Largo del municipio de Ábrego y González et al. (2017) al NW de Ocaña, los dos casos dentro de la estructura regional Dúplex de Ocaña asociándose a una exhumación suficientemente rápida en una estructura contraccional, para preservar la asociación mineralógica característica de las facies granulita (González et al., 2017).

Según Woodcok y Fischer (1986) existe una clasificación relacionada con los tipos de dúplex y su entorno estratigráfico. La conservación de un entorno semejante para los límites laterales y la estructura interna del dúplex lo clasifica como un dúplex autóctono. Si la conservación de las características estratigráficas sólo se conserva a un lado de los límites laterales y en la parte interna, se conoce como dúplex cognato, y si todas las rocas que afloran en cada una de las laterales y estructura interna son diferentes, se le reconoce como un dúplex exótico. Para el Dúplex de Ocaña Beltrán y Romero (1992) lo clasifican como un dúplex cognato y en este trabajo se corrobora con la presencia de rocas jurásicas de la Formación Noreán al W de la Falla de Bucaramanga y en la estructura interna y límite lateral corresponde a rocas de edad Precámbrico relacionadas con el Gneis de Bucaramanga. Cabe resaltar que en la estructura interna del Dúplex de Ocaña el Gneis de Bucaramanga presenta facies granulita mientras fuera de este el Gneis presenta facies anfibolita alta.

Otros cuerpos de roca que también presentan deformación asociada a la Falla El Carmen son los depósitos cuaternarios que se encuentran en la zona, principalmente los relacionados con depósitos aluviales de afluentes controlados por fallas. Esto es congruente con la fuerte geomorfología tectónica y la sismicidad asociada a fallas reportadas para la zona de estudio. La presencia de venas de pseudotaquilita en cataclasitas correspondientes a los planos principales de la Falla El Carmen permite asociar eventos sísmicos pretéritos. (Sibson, 1975, 1977, 1980; Snoke, et al., 1998; Takagi et al., 2000; Barker, 2005; López et al., 2008).

18. Conclusiones

La Falla El Carmen hace parte del Sistema de Fallas Bucaramanga – Santa Marta, pero debe entenderse como una estructura individual, con una historia de deformación diferente en la que comparten algunos eventos deformativos con la Falla de Bucaramanga hasta la configuración actual.

Los procesos deformativos en los cuales estuvo involucrada la acción tectónica de la Falla El Carmen se encuentran evidenciados a escala regional, local, mesoscópica y microscópica en rocas de diferentes edades que van desde el precámbrico hasta la actualidad, en el Macizo de Santander.

Los periodos de deformación de la Falla El Carmen se pueden clasificar y diferenciar por los rangos en condiciones metamórficas y niveles reológicos en las que han generado los eventos deformativos, asociando los niveles de más alto grado, que incluyen striped gneises, ultramilonitas, y milonitas en facies que varía de anfibolita a granulita, para los eventos más profundos y antiguos y las rocas que presentan menor grado para los eventos más recientes y someros representados en rocas de fallas como protomilonitas, cataclasitas y brechas de falla en facies que varían de esquistos verdes a anfibolita.

Los estilos estructurales que presenta la Falla El Carmen son el resultado de la tectónica regional que la domina, la respuesta mecánica de las rocas que se están deformando y la anisotropía preexistente generada en fases deformativas pasadas. Así mismo los dominios estructurales evidenciados para el área de estudio son consecuencia de los estilos estructurales que genera la estructura El Carmen.

Los dominios estructurales evidencian en el área de estudio una estructura antiformal, regional, la cual es concordante con el tensor relativo con sentido NE – SW debido a que está sujeto a los

fenómenos de rotación horaria dentro de las estructuras del Dúplex de Ocaña. Su eje de charnela presenta orientación NW – SE al igual que estructuras de tensión relacionadas con la zona extensional generada en los pliegues, justo en sus puntos de inflexión y por la componente vertical del eje mínimo compresivo que es predominante en las fallas de transferencia que configuran el dúplex.

El estilo estructural del Dúplex Compresivo de Ocaña está definido por sus fallas maestras limitantes (Bucaramanga y El Carmen) y las fallas de transferencia con cinemática inversa sinistral. El desplazamiento de bloques de roca delimitados por las fallas de transferencia, evidencia una rotación de tipo horaria contraria a la rotación que generan las fallas maestras, debido a su cinemática. Esto está enmarcado en un ambiente de transpresión pura local, en un ambiente tectónico regional de transcurrancia.

Las rocas que exhuman las fallas que junto con la Falla El Carmen conforman el Dúplex de Ocaña corroboran tasas de deformación y exhumación más intensas y más rápidas debido a que según Beltrán y Romero (1992) en el área del Dúplex de Ocaña la deformación que corresponde al Sistema de Fallas de Bucaramanga se absorbe principalmente en el componente vertical.

La presencia de rocas propias de la zona de transición de Moho, los buzamientos de los planos de falla de Bucaramanga y El Carmen, la amplia historia deformativa, permiten aproximar este sistema de fallas como una estructura muy profunda que puede sobrepasar incluso los niveles corticales (Storti et al., 2003).

Se reporta para el Macizo de Santander facies granulita para los eventos orogénicos del Paleozoico, que hasta el momento se planteaban como eventos metamórficos en facies anfibolita alta, evidenciado en las granulitas máficas granatíferas, de la unidad Metadioria.

La petrografía y la química mineral muestra que las rocas granulíticas en el área de estudio se encuentran en facies granulita anfibólica con una tendencia retrograda por la alteración de los minerales indicadores de metamorfismo debido a los diferentes fluidos productos de la migmatización, eventos magmáticos, postmagmáticos e hidrotermales.

Las migmatitas de inyección en el área de estudio estructuralmente muestran una tendencia a la convergencia hacia cuerpos graníticos entendiéndose como zonas de inyección y acumulación de fundido generado a niveles corticales más profundos (Olsen et al., 2004).

La presencia coetanea de pulsos magmáticos de afinidad calcoalcalinos (Mantilla et al., 2012), representados en la metadiorta y rocas graníticas asociados a la fusión parcial del Gneis de Bucaramanga muestran evidencias de magmatismo bimodal para un evento orogénico en condiciones de corteza media a inferior, con una fuerte influencia de fluidos del manto (Touret et al., 2015).

La Falla El Carmen debe considerarse como una estructura activa dentro de la configuración neotectónica que rige el nororiente Colombiano y una eventual amenaza para las poblaciones aledañas ante eventos sismogénicos provocados por dislocación en la zona de falla principal y sus ramificaciones.

Bibliografía

- ACOSTA, J. 2002. Estructura tectónica y modelos en 3D del Piedemonte Occidental de la Cordillera Oriental y del Valle Medio del Magdalena, Colombia. Publicaciones geológicas especiales de Ingeominas. Publicación N°.25 ISSN-0120-078X.
- 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.
- Amaya, S. 2012. Caracterización Petrográfica y Petrológica de los Neises, Migmatitas y Granulitas del Neis de Bucaramanga, en el Macizo de Santander, Departamento de Santander. , Bogotá. Colombia.: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencias, Departamento Geociencias.
- Amaya, S., Zuluaga, C., Bernet, M. 2017. New fission-track age constraints on the exhumation of the central Santander Massif: Implications for the tectonic evolution of the Northern Andes, Colombia. (Lithos).
- Anderson, E. 1951, The dynamics of faulting and dyke formation, with application to Britain: London, Oliver & Boyd.
- Angelier, J. y Mechler, P. 1977. Sur un méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bull. Soc. Géol. France 7, 1309-1318.

- Ashworth, J., y Brown, M. 1990. High temperatura Metamorphism and Crustal Anatexis. Kluwer Academic Publishers - Dordrecht - Boston – London. P. 421.
- Aydin, A., y Nur, A. 1982. Evolution of stepover basins and their scale independence. *Tectonics*, 1, 91–105.
- Bard, J. 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. English edition. Morel, W. D Reidel Publishing Company.
- Barker, S. L. L. 2005. Pseudotachylite-generating faults in Central Otago, New Zealand. *Tectonophysics*, 397: 211-223.
- Beauvais, A., y Colin, F. 1993. Formation and transformation processes of iron duricrust systems in tropical humid environment. *Chemical Geology*, 106 (1993) 77-101. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.
- Belousov, V. 1966. Modern concepts of the structure and development of the Earth's crust and the upper mantle of continents. *Quarterly Journal of the Geological Society* 122.
- Beltrán C., M. & Romero M., M., Análisis geométrico de las estructuras principales que enmarcan la parte Norte del Valle Medio del Magdalena con énfasis en el Anticlinal de la Tigra. S.l: Tesis de Geólogo. Universidad Nacional de Colombia. 1992.

- Blackburn, W. 1969. Zoned and Unzoned Garnets from the Grenville Gneisses Around Gananoque, Ontario. *The Canadian mineralogist*. P. 691 – 698.
- Blattner, P., y Black, P. 1980. Apatite and Scapolite as Petrogenetic Indicators in Granolites of Milford Sound, New Zealand. *Contrib. Mineral. Petrol.* 74, 339-348 (1980).
- Blenkinsop, T. 2002 *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. New York: Kluwer Academic Publishers.
- Bloom, A. 1998. *Geomorphology. A systematic analysis of late cenozoic landforms*. Waveland Press, Inc.
- Boinet, T., Bourgois, J., Mendoza, H. 1985. Tectónica de sobrecojrimiento y sus implicaciones estructurales en el área Pamplona, Cordillera Oriental de Colombia. *Universidad Industrial de Santander. Boletín de Geología*, 15 (29): 81-97.
- Bolt, B. 1981. *Terremotos*. W. H. Freeman and Company, New York. Edición en español. Editorial Reverté, S.A. Marzo. 2003. España.
- Brady, J., College, S., y Perkins, D. 2017. *Mineral formulae recalculation*. University of North Dakota.

Burbank, D., y Anderson, R. 2001. Tectonic geomorphology. First edition. Blackwell publishing. 274 p.

Campbell, C., The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. Fourth Caribbe and geological Conference, 1965. pp. 1-30.

Cediel, F., Etayo, F., Cáceres, C. 1994, Facies Distribution and Tectonic Setting through the Phanerozoic of Colombia: Ingeominas, ed., Geotec Ltd., Bogota´ (17time-slices/maps in scale 1:2,000.000).

Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C., Tectonic assembly of the Northern Andean Block. AAPG, Volumen Memoir 79, 2003. pp. 815- 848.

Clavijo, J. et al., Contribución al conocimiento de la geología de los Santanderes, Cuarto Simposio de Geología. Bucaramanga, Ingeominas. 1993.

Clavijo, J. M. et al., Evolución geológica de la Serranía de San Lucas, Norte del Valle Medio del Magdalena y Noroeste de la Cordillera Oriental.. Boletín de Geología, 2008. pp. 30 (1): 45-62.

Coleman, R., Lee, D., Beatty, L., Brannock, W. 1965. Eclogites and Eclogites: Their Differences and Similarities. U. S. Geological Survey, Menlo Park, Calif. P. 483 – 508.

- Cottom, C. 1952. *Geomorphology An Introduction to the Study of Landforms*. New York John Wiley & Sons, Inc. 528p.
- Cristallini, E. 1988. *Introducción a las fajas plegadas y corridas*. Curso Asociación Geológica Argentina. 2010.
- Crowell, J. C. 1974. Origin of late Cenozoic basins of southern California. In: Dickinson, W. R. (ed.) *Tectonics and Sedimentation*. SPEM Special Publications, 22, 190–204.
- Cruikshank, K. M., Zhao, G. & Johnson, A. M. 1991. Duplex structures connecting fault segments in Entrada sandstone. *Journal of Structural Geology* 13, 1185–1196.
- Cuéllar, M., López, J., Osorio, J., Carrillo, E. Análisis Estructural del Segmento Bucaramanga del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB) entre los municipios de Pailitas y Curumaní, Cesar-Colombia. *Boletín de Geología*, 2012. 34(2).
- Cunningham, W., y Mann, P. (2007). *Tectonics of Strike-Slip Restraining and Releasing Bends*. The Geological Society of London. P. 478.
- Curewitz, D. and Karson, J. F. 1999. Ultracataclasis, sintering, and frictional melting in pseudotachylytes from East Greenland. *Journal of Structural Geology*. 21: 1693-1713.

- Daconte, R. & Salinas, R., Geología de la planchas 66 Miraflores y 76 de Ocaña. Memoria Explicativa, Bucaramanga: Ingeominas. 1980.
- Davis, G., Reynolds, S., Kluth, C. 2011. Structural geology of rocks and regions. Third edition. Wiley John & Sons. United States of America, 636 p.
- Deer, W., Howie, R., Zussman, J. 1992. An introduction to the rock forming minerals Second edition. Logman. British Library Cataloguing in Publication Data. United Kingdom. P.697.
- Deng, Q., Wu, D., Zhang, P., Chen, S. 1986. Structure and Deformational Character of Strike-Slip Fault Zones. PAGEOPH, Vol. 124, No. 1/2, (1986) Birkhiiuser Verlag, Basel.
- Deng, Q., y Zhang, P. 1984. Research on the geometry of shear fracture zones. Journal of geophysical research, vol. 89, No. b7, pages 5699-5710, July 10, 1984.
- Dewey, J. F., Holdsworth, R. E. & Strachan, R.A. 1998. Transpression and transtension zones. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R. A. & DEWEY, J. F. (eds) Continental Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Special Publications, 135, 1–14.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G. and Teza, G. 2005. Can pseudotachylytes be use to infer earthquake sourceparameters?. An example of limitations in the study of exhumed faults. En: Ferré, E.C., Allen, J.L. and Lin, A. Pseudotachylytes and Seismogenic Friction: Current Research. Tectonophysics, 402 (1-4): 3-20.

- 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.
- Van der Pluijm, B., y Marshak, S. (2004). Earth structure, an introduction to structural geology and tectonics second edition. W.W. Norton & Company New York. London.
- Etayo, F. y Rodriguez, G. 1985. Edad de la Formación Los Santos. Proyecto Cretácico, contribuciones. Publicación especial. Ingeominas, Bogotá, No. 16.
- Etayo, F., Barrero, D., Lozano, H., Espinoza, A., Gonzáles, H., Orrego, A., Ballesteros, I., Forero, H., Ramirez, C., Zambrano, F., Duque-Caro, H., Vargas, R., Nuñez, A., Alvarez, J., Ropaín, C., Cardozo, E., Galvis, N. y Sarmiento, L. 1983. Mapas de Terrenos Geológicos de Colombia. Ingeominas, pp.1-14.
- Forero, O. 1974. The Eocene of northwestern South America. Master on sciences thesis. University of Tulsa, 81p.
- Fossen, H, 2010. Structural Geology, University of Bergen, Norway, Cambridge University press.

Fossen, H. y Calvacante, G. 2017. Shear zones a review. *Earth Science – Reviews*. 434 – 455. Elsevier.

Frisicale, M., Dimieri, L., Araujo, V., Dristras, J. 2010. Mecanismos de deformación en la transición milonitas/striped gneiss y milonitas/ ultramilonitas en las sierras de azul, cratón del Río de la Plata, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67 (1): 4 - 18 (2010).

Gálvis, M. 2016. Análisis estructural del segmento sur de la Falla de Bucaramanga en el municipio de Onzaga, Santander. Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo. Universidad Industrial de Santander.

Ganguly, J. 1991. Diffusion, Atomic Ordering, and Mass Transport. Selected Topics in Geochemistry. *Advances in Physical Geochemistry*. Vol 8. Editorial Board. Series Editor: Surendra K. Saxena. P 579.

García Ramirez, C. A., Manual de Prácticas de Petrología Metamórfica. Bucaramanga: UIS. 2007.

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.

- Garfunkel, Z. y Ron, H. 1985. Block rotation and deformation by strike-slip faults 2. The properties of a type of macroscopic discontinuous deformation. *Journal of Geophysical Research* 90, 8589-8602.
- 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.*
- Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. & Diederix, H., Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 1.000.000, Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. 2015.
- González P, D.A., López I, J.A., Zuluaga C, C.A. 2017. Granulitas y granofelsas con olivino, aflorantes en los alrededores de Ocaña – Macizo de Santander. XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores. Pág: 1253 – 1260.
- Gumiel, P. y Campos, R. 2001. Implicaciones del modelo “dominó” de fallas tardihercínicas en el control y localización de las mineralizaciones auríferas del área de La Codosera (rama noroeste de la Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba). *Boletín Geológico y Minero*, 112 (3): 103-112
ISSN: 0366-0176.
- Gutierrez, M. 2008. *Geomorfología*. Pearson Educación S.A. Madrid. España.
- Hatcher, R. 1995. *Structural Geology. Principles, concepts, and problems*, second edition. Prentice Hall. Upper Saddle River, Ney Jersey 07458.

Irving, E., La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. Boletín Geológico, Ingeominas, 19(2), 1971. pp. 1-89.

Jiménez, G. & González, J., Análisis Estructural y Características Microtectónicas de un segmento de la Falla Bucaramanga en los alrededores del corregimiento de Umpalá, Santander. Tesis ed. Bucaramanga: Univerisdad Industrial de Santander. 2015.

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 rat for the Bucaramanga-Santa Marta Fault, Colombia. Journal of South American Earth Sciences, V. 57: 12-22.

Julivert, M. & Téllez, N., Sobre la presencia de Fallas de edad precretacia y post-Girón (Jura-Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). Boletín de Geología, UIS, Volumen 12, 1961. pp. 5-17.

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: 7-44.194

Julivert, M. 1968. Lexique stratigraphique international, Amerique Latine, Colombie (premiere partie): Precambrien, Paleozoique, Mesozoique et intrusions d'age Mesozoique-Tertiaire. 5, 4a, 651 p.

Keller, E. & Pinter, N. 1999. Active tectonics: Earthquakes, uplift and landscape. First edition. Prentice Hall. New Jersey, 338 p.

Kellog, J. 1984. Cenozoic tectonic history of the Sierra de Perijá, Venezuela, Colombia, and adjacent basins. The Caribbean South American plate boundary and Regional tectonics. GSA. Memoir 162, pp: 239 – 263.

Kirkpatrick, J. & Rowe, C., Disappearing ink: How pseudotachylytes are lost from the rock record. Journal of Structural Geology, Volumen 52, 2013. pp. 183-198.

Knopf, E. B. & Ingerson, E. 1938: Structural Petrology. Geological Society of America Memoir, 6, 270pp.

Knopf, E. B. 1931: Retrogressive metamorphism and phyllonitization. American Journal of Science, 221, 1–27.

Kruse, R. y Stünitz, H. 1999. Deformation mechanisms and phase distribution in mafic high-temperature mylonites from the Jotun Nappe, southern Norway. Tectonophysics 303: 223-249.

Laney, S. y Gates, A. Three-dimensional shuffling of horses in a strike-slip duplex: an example from the Lambertville sill, New Jersey Tectonophysics 258 (1996) 53-70.

- Leake, B. 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* Vol. 35, pp. 219-246 (1997).
- López, J., Cuellar, M., Osorio, J., Bernal, L., Cortés, E. Pseudotaquilitas y el carácter paleosísmico de un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga (SFB), noreste del municipio de Pailitas, departamento del Cesar, Colombia. *Boletín de Geología*, 30(2), 2008. pp. 79-92.
- López, M. 2006. Análisis de deformación tectónica en el piedemonte de las Cordilleras Central y Occidental, Valle del Cauca – Colombia. Contribuciones paleosísmicas. Trabajo de grado para optar el título de maestría en ciencias de la tierra. Universidad Eafit. Programa de Geología. Medellín.
- Mackenzie, W., Donaldson, C., Guilford, C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. Logman Group Limited. P. 148.
- Magloughlin, J. F. and Spray, J. G. 1992. Frictional melting processes and products in geological materials: introduction and discussion. En: Magloughlin, J.F. and Spray, J.G. (Eds.), *Frictional melting processes and products in geological materials*. *Tectonophysics*, 204: 197-204.
- Mainprice D, Nicolas A (1989) Development of shape and lattice preferred orientations: application to the seismic anisotropy of the lower crust. *J Struct Geol* 11:175–190.

- Mandl, G. 1987. Tectonic deformation by rotating parallel faults: the “bookshelf” mechanism. *Tectonophysics*, 141. 277 – 316.
- Mann, P., Hempton, M. R., Bradley, D.C. & Burke, K. 1983. Development of pull-apart basins. *Journal of Geology*, 91, 529–554.
- 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.C., Bissig, T. and Cottle, J. 2012. Remains of early Ordovician mantle-derived magmatism in the Santander Massif (Colombian Eastern Cordillera). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(38) , pp. 1-12.
- McClay, K. & Bonora, M. 2001. Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. *AAPG Bulletin*, 85, 233–60.
- McClay, K., *The Mapping of Geological Structures*. London: John Wiley & Sons. 1987.
- McKenzie, D. y Jackson, J. 1986. A block model of distributed deformation by faulting. *Journ. Geol. Soc. London* 143, 349-353.

Montes, C., Guzman, G., Bayona, G., Cardona, A., Valencia, V., Jaramillo, C., 2010. Clockwise rotation of the Santa Marta Massif and simultaneous Paleogene to Neogene deformation of the Plato-San Jorge and Cesar- Ranchería basins. *J. South Am. Earth Sci.* 29, 832e848.

Moore, E., y Twiss, R. 1995. *Tectonics*. W. H. Freeman and Company. New York. P. 415.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. Subcommittee on Pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names International Mineralogical Association. *American Mineralogist*, Volume 73, pages 1123- 1133, (1988).

Navarro, A. & Reyes, R. Estudio geológico petrográfico orientado a la prospección de Uranio en un sector al occidente del Municipio de Abrego (Vereda Capitán Largo), Norte de Santander (Trabajo de grado). 145p., Universidad Nacional de Colombia, Departamento de Geociencias, Bogotá. 1983.

Nicolas A, Christensen NI (1987) Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: a review. In: Fuchs K, Froidevaux C (eds) *Composition, structure and dynamics of the lithosphere – asthenosphere system*. *Am Geophys Un Geodyn Ser* 16:111–123.

Nijland, T., Jansen, J., Maijer, C. 1993. Halogen geochemistry of fluid during amphibolite-granulite metamorphism as indicated by apatite and hydrous silicates in basic rocks from the Bamble Sector, South Norway. *Lithos*, 30 (1993) 167-189 167 Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Olsen, K., Marsh, B., Baumgartner, L. 2004. Modelling mid-crustal migmatite terrains as feeder zones for granite plutons: the competing dynamics of melt transfer by bulk versus porous flow. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 95, 49-58.

Osorio, J. A., Hernández, C., Torres, E. M. & Botero, P. A., Modelo Geodinámico del Macizo de Santander, Bogotá: Ingeominas. 2008.

Paris, G., Machette, M., Dart, R. & Haller, K., Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions, s.l.: U.S Geological Survey. 2000.

Passchier, C. & Trouw, R., Microtectonics. s.l.:Springer. 2005.

Peñaranda, J., y Pimiento, S. 2016. Caracterización estructural y petrológica de una zona de falla al occidente de Ocaña. Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo. Universidad Industrial de Santander.

Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. Journal of Structural Geology, 9 (5-6), 597-608.

Poehls, K. 1978. Inter Arc –Basin: A kinematic model. Geophysical research letters. Vol 5. No. 5.

Pollard, D., y Fletcher, C. 2010. *Fundamentals of Structural Geology*. Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York.

Pryer, L. 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canadá. *Journal of Structural Geology* 15(1): 21-36.

Raasvelt, H. 1956. Fallas de rumbo en el nordeste de Colombia. *Revista del petróleo*, V. 6.

Ramsay, J. 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.

Ramsay, J., Huber, M. 1983. *The techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and fractures*. Academic press, p. 309 – 699.

Restrepo-Pace, P. A., Ruiz, J., Gehrels, G. & Cosca, M., Geochronology and Nd isotopic data of Grenville-age rocks in the Colombian Andes: new constraints for late Proterozoic- Early Paleozoic reconstructions of the Americas. *Earth and Planetary Science Letters*, Issue 150, 1997. pp. 427- 441.

Rivera, L.A., 1989. *Inversion du Tenseur des Contraintes et des Mechanismes au Foyer a partir des Donnees de Polarite pour une Population de Seismes: Applicaton a l'Etude du Foyer de Sismicite Intermediaire de Bucaramanga (Colombie)*. Doctoral Thesis. Universite de Strasbourg, France, p. 266.

- Rod, E. 1956. Strike-Slip Faults of Northern Venezuela.-Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 3(40), pp.457- 476.
- Rodríguez, C. y González, C. 1976. Geología de la parte norte del Macizo de Santander y algunas consideraciones sobre la Falla de Bucaramanga. Universidad Nacional de Colombia. Bogotá. Departamento de Geociencias. Trabajo final N° 13.
- Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z. y Nur, A. 1984. Block rotation by strike-slip faulting: structural and paleomagnetic evidence. Journal of Geophysical Research, 86, 6256-6270.
- Rosello, E. A. 2001. Sistemas tectónicos transcurrentes: una síntesis de sus condiciones mecánicas y aplicaciones geoeconómicas. Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N°5, pp. 19-43.
- Ross, I., Parra, P., Mora, C., Pimentel, C., 2009. AFTA Apatite fission track analysis constraints on the Mesozoic to Quaternary thermal and tectonic evolution of the Middle Magdalena Basin and Santander Massif, Eastern Cordillera, Bucaramanga area, Colombia. In: X Simposio Bolivariano: Exploración Petrolera en Cuencas Subandinas. Cartagena, Colombia. Memoir.
- Royero, J. M. & Clavijo, J., Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, Escala 1: 400.000, Bucaramanga: Ingeominas. 2001.
- Sander, B, 1930: Gefügekunde der Gesteine. Vienna: Springer.

Sander, B, 1970: An Introduction to the Study of Fabrics of Geological Bodies (Phillips F. C. & Windsor, G., translators of a 1950 publication in German). New York: Pergamon.

Sander, B. 1911: U"ber Zusammenha"nge zwischen Teilbewegung und Gefu"ge in Gesteinen. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen, 30, 281–314.

Sanderson, D.J., Roberts, S., Mc Gowan, J.A. y Gumiel, P 1991. Hercynian transpressional tectonics at the Southern margin of the Central Iberian Zone, West Spain. Journ. Geol. Soc. London, 148, 893-898.

Severin, K.. Energy Dispersive Spectrometry of Common Rock Forming Minerals. Kluwer Academic Publishers, 2004. 228p.

SIBSON, R. H. 1975. Generation of Pseudotachylyte by Ancient Seismic Faulting. 43, pp. 775-794.

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society of London, 133: 191-213.

Sibson, R. H. 1980. Transient discontinuities in ductile shear zones. Journal of Structural Geology, 2(1/2): 165- 171.

- Sibson, R. H. 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, 140: 741-767.
- Schmid, R., Fettes, D., Harte, B., Davis, E., Desmons, J., 2007. Recommendations by the IUGS Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks: Web version 01/02/07.
- Snoke, A. W., Tullis, J. and Todd, V. R. 1998. *Fault related rocks: A photographic atlas*. Princeton University Press. New Jersey, 617 p.
- Sperner, B., Zweigel, P., 2010. A plea for more caution in fault–slip analysis. *Tectonophysics*, 482, 29-41.
- Spry, A. 1969. *Metamorphic textures*. Pergamon eds, New York, 352 p
- Srivastava, P. y Mitra, G. 1996. Deformation mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Himalaya, India. *Journal of Structural Geology* 18(1): 27-39.
- Storti, F., Holdsworth, R. E. & Salvini, F. (eds) 2003. *Intraplate Strike-Slip Deformation Belts*. Geological Society, London, Special Publications, 210
- Suhr G (1993) Evaluation of upper mantle microstructures in the Table Mountain massif (Bay of Islands ophiolite). *J Struct Geol* 15:1273–1292.

- Swanson, M. 2005. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones. *Journal of Structural Geology*, 27, 71–887.
- Swanson, M. 1988. Pseudotachylyte-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S. Maine. *Journal of Structural Geology*, Vol. 10, No. 8, pp. 813 to 828, 1988.
- Swanson, M. T. 1989. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation. *Tectonophysics*, 204: 223-242.
- Sylvester, A. & Smith, R. 1976. Tectonic transpression and basement controlled deformation in the San Andreas Fault zone, Salton trough, California. *AAPG Bulletin*, 60, 2081–2102.
- Sylvester, A. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of America Bulletin*, v.100: 1666-1703.
- Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks, M. S Paterson and L. E Weiss 1961.
- Takagi, H., Goto, K. and Shigematsu, N. 2000. Ultramylonite bands derived from cataclasite and pseudotachylyte in granites, northeast Japan. *Journal of Structural Geology*, 22: 1325-1339.

Tapponier, P., Armijo, R., Manighetti, I., Courtillot, V. 1990. Bookshelf faulting and horizontal block rotations between overlapping rifts in southern Africa. *Geophysical Research Letters*, vol. 17, no. 1, pages 1-4, January 1990.

Temmen, S. 2016. Reactions involving S-bearing apatite, monazite and scapolite during amphibolitization of granulites, Bergen Arcs, Western Norway. Master Thesis, Department of Geosciences. University of Oslo. Faculty of Mathematics and Natural Sciences.

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

Touret, J. L. R., Santosh, M., Huizenga, J. M. High-temperature Granulites and Supercontinents. *Geoscience Frontiers* 7 (2016) 101-113. Elsevier. 2016.

Trejos, G., Ruíz, G., Medina, E., Sandoval, J. 2012. Guía metodológica para la zonificación de susceptibilidad y amenaza relativa por movimientos en masa, escala 1:100.000. Conference: IV Simposio Panamericano de Deslizamientos, Vulnerabilidad y Gestión del Riesgo en la Región Tropical de Centro y Suramérica.

Trouw, R., Passchier, C. & Wiersma, D., Atlas of Mylonites and related microstructures. I ed. New York: Springer. 2010.

Tschanz, C., Marvin, R., Cruz, J. & Mehnert, H., Geologic evolution of the Sierra Nevada de Santa Marta, North Eastern Colombia. Bulletin Geological Society of America, 85(2), 1974. pp. 273-284.

Tucillo, M., Essene, E. Van der Pluijm, B. 1990. Growth and retrograde zoning in garnets from high grade metapelites: Implications for pressure - temperatura paths. Departament of Geological Sciences, University of Michigan. Ann Arbor Michigan. 48109 – 1063.

Turner, F. and Weiss, L. Structural analysis of metamorphic tectonites. 1963. University of California, Berkeley McGraw-Hill Book Company, INC.

Twiss, R. J., and Moores, E. M. 1992. Structural Geology: New York, Freeman, 532 p.

Twiss, R. y Geffel, M. 1990. Curved slickenfibers: a new brittle shear sense indicator with application to a sheared serpentinite. Journal of Structural Geology, Vol. 12, No. 4, pp. 471 to 481, 1990.

Ujueta, G., La Falla de Santa Marta-Bucaramanga no es una sola falla; son dos fallas diferentes: la Falla de Santa Marta y la Falla Bucaramanga. Geología Colombiana, Issue 28, 2003. pp. 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: 37-5

- 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.
- Velandia, F., Bermúdez, M., Kohn, B., Bernet, M., Zuluaga, C. 2017. Temporalidad al sur de la Falla de Bucaramanga con base en termocronología de baja temperatura. XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores. Pág: 1511 – 1513.
- Velandia, F., Interpretación de Transcurrencia de las Fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(44). 2005.
- Vernon, R., 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge University Press, New York. 594 p.
- Vielzeuf, D., y Vidal, P. 1990. *Granulites and Crustal Evolution*. Departement de Geologie, CNRS - URA 10, Universite Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France. Kluwer Academic Publishers.
- 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.

- Villamizar, N., Zuluaga C, C.A., Lopez I, J.A., Bernet, M., Amaya, S. 2017. Exhumación del bloque colgante de la Falla de Bucaramanga, Santander, Colombia. XVI Congreso Colombiano de Geología y III Simposio de Exploradores. Pág: 1514 – 1519.
- Ward, D. E., Goldsmith, R., Cruz B., J. & Restrepo A., H., Geología de los cuadrangulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona. Boletín Geológico, XXI (1-3), 1973. pp. 12- 21.
- Wenk, H. R., Johnson, L. R. and Ratschbacher, L. 2000. Pseudotachylytes in the Eastern Peninsular Ridges of California. *Tectonophysics*, 321: 253-277.
- Wernicke, B., y Burchfiel, B. 1982. Modes of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*. Vol. 4, No. 2, pp. 105 to 115.
- 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.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W., Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volumen 95, 2010. pp. 185-187.
- Wise, D. V., Dunn, D. E, Engelder, J. T., Geiser, P. A., Hatcher, R. D., Kish, S. A. Odem, A. L. and Scharnel, S. 1984. Fault related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12: 391-394.

Woodcock, N. & Fischer, M. 1986. Strike-slip duplexes. *Journal of Structural Geology*, 8, 725–735.

Woodcock, N. 1986. The role of strike-slip fault systems at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 317, 13–29.

Woodcock, N., y Daly, M. 1986. The role of strike - slip fault systems at plate boundaries (and Discussion). *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 1986 317, doi: 10.1098/rsta.1986.0021, published 25April 1986.

Yardley, B. 1977. An empirical study of difrusion in garnet. *American Mineralogist*, Volume 62, pages 793-800.

Yardley, B., MacKenzie, W., Guilford, C. 1997. Atlas de rocas metamórficas y sus texturas. Versión Española Marceliano Lagos San José y Enrique Arranz Yagüe. Masson S.A.

Young, G. et al., Geología de la Cuencas Sedimentarias de Venezuela y de sus campos Petrolíferos. *Boletín de Geología*, Issue Publicación especial No.2, 1956. pp. 1-140.

Zuluaga, C.A., Amaya, S., Urueña, C., & Bernet, M. Migmatization and low-pressure overprinting metamorphism as record of two pre Cretaceous tectonic episodes in the Santander Massif of the Andean basement in northern Colombia (NW South America), *Lithos*. 2017.