

**CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL Y PETROLÓGICA DE UNA ZONA DE
FALLA AL OCCIDENTE DE OCAÑA**

**JONATHAN ALBERTO PEÑARANDA PÁEZ
SANTIAGO ANDRÉS PIMIENTO RUIZ**

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

2016

**CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL Y PETROLÓGICA DE UNA ZONA DE
FALLA AL OCCIDENTE DE OCAÑA**

**JONATHAN ALBERTO PEÑARANDA PÁEZ
SANTIAGO ANDRÉS PIMIENTO RUIZ**

Trabajo de Grado para optar al título de Geólogo

Director

JULIÁN ANDRÉS LÓPEZ ISAZA

Geólogo Msc.

Codirector

CARLOS AUGUSTO ZULUAGA CASTRILLÓN

Geólogo Ph.D.

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

2016

CONTENIDO

	Pág.
INTRODUCCIÓN	18
1. PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA	19
2. OBJETIVOS.....	20
2.1 OBJETIVO GENERAL	20
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	20
3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	21
4. ANTECEDENTES.....	22
5. METODOLOGÍA	26
5.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	26
5.2 TRABAJO DE CAMPO	28
5.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS RECOLECTADOS.....	29
5.3.1 Petrografía	29
5.3.2 Rocas de falla	32
5.3.3 Mecanismos de deformación	34
5.3.4 Análisis estructural.....	36
5.3.5 Calculo Del Tensor De Esfuerzos	37
5.3.6 Método De Ventana De Escaneo Circular Para Fracturas.....	39
5.4 INFORME TÉCNICO	40
6. MARCO GEOLÓGICO.....	41
7. MARCO TECTÓNICO	44
8. GEOMORFOLOGÍA.....	48
8.1 (1) ZONA MONTAÑOSA.....	52
8.2 (2) ZONA DE PIEDEMONTE	55
8.3 (3) LOMAS Y ONDULACIONES.....	59

9. ESTRUCTURAS LOCALES.....	61
9.1 ESTRÍAS DE FALLA.....	61
9.2 SURCOS DE FALLA.....	63
9.3 BOUDINAGE	64
9.4 TREN ESTRUCTURAL DE DIQUES CUARZO-DIORITICOS.....	66
9.5 PORFIDOBLASTOS CON COLAS	67
9.6 PLIEGUES DE ARRASTRE.....	68
9.7 ROCA DE FALLA NO COHESIVA: <i>GOUGE</i> O HARINA DE FALLA	69
9.8 PLANOS DE FALLA CON FRACTURAS TIPO “RIEDEL”	70
9.9 MARCADORES DEFLECTADOS EN RÉGIMEN DÚCTIL	71
9.10 ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA.....	72
9.11 FALLAS INVERSAS ESCALONADAS.....	73
10. ANÁLISIS ESTRUCTURAL	75
10.1 DIACLASAS.....	75
10.2 VENAS.....	79
10.3 CALCULO DEL TENSOR DE ESFUERZOS	81
10.4 ANÁLISIS DE FRACTURAMIENTO	83
10.4.1 Interpretación De Resultados.....	90
11. MICROESTRUCTURAL.....	93
11.1 CATACLASIS.....	93
11.1.1 Microfracturas	93
11.2 TRANSFERENCIA DE MASA POR DIFUSIÓN EN SOLUCIÓN	95
11.3 PLASTICIDAD INTRACRISTALINA.....	97
12. PETROGRAFÍA	103
12.1 CUARZO-MONZONITA	106
12.2 CUARZO-DIORITA	108
12.3 CUARZO-DIORITA (Intrusión).....	110
12.4 ANFIBOLITA	112
12.5 RIOLITA.....	114
12.6 GNEIS.....	118

12.6.1 Gneis Milonítico	118
12.6.2 Gneis Milonítico con clivaje disyuntivo	119
12.7 PSEUDOTAQUILITA ¿?	122
13. DISCUSIÓN	125
14. CONCLUSIONES	131
BIBLIOGRAFÍA	133

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Zona de estudio	21
Figura 2. Ubicación de la zona de estudio con respecto al geología y tectónica del Macizo de Santander.	27
Figura 3. Perfil de una zona de falla.	29
Figura 4. Clasificación de Rocas Intrusivas o plutónicas según Streckeisen, (1976).	32
Figura 5. Elipsoide en un nuevo sistema coordenado.	38
Figura 6. Patrón de trazas de fractura con el círculo de muestreo.....	39
Figura 7. Mapa tectónico del Caribe y el norte de Suramérica.	46
Figura 8. Principales Dominios Geomorfológicos.	49
Figura 9. Vista tridimensional del área de estudio.	50
Figura 10. Corte Topográfico, donde el relieve permite diferenciar los dominios geomorfológicos en los que se subdividió el área.....	51
Figura 11. Tramo en el que se realizó el Corte Topográfico. Imagen vertical del área de estudio, tomada generada a partir de imágenes satelitales.	52
Figura 12. Analogía en la formación de ganchos en forma de “L” por fallamiento en rumbo y disección de corrientes	54
Figura 13. Ganchos de falla presentes a lo largo de la zona montañosa (1).	54
Figura 14. Presencia de ganchos de falla y facetas triangulares en el sector de transición entre la zona montañosa (1) y la zona de piedemonte (2).....	55
Figura 15. Lomos de presión alineados y salto de falla	56
Figura 16. Lomo de presión “Río de Oro” y silla de montar	57
Figura 17. Silla de Montar en sentido E - W	57

Figura 18. Bloque diagrama mostrando propiedades geomorfológicas desarrolladas a lo largo de fallas de rumbo recientes activas.....	58
Figura 19. Faja de Lomas y Ondulaciones	60
Figura 20. Slickensides desarrollados como cristales fibrosos de cuarzo al unirse los lados opuestos de un plano de falla escalonada.....	62
Figura 21. Estrías de falla presentes dentro de la Cuarzo-diorita en el Km 45+519 en la vía Aguas claras- Río de Oro.	62
Figura 22. Surcos de falla presente en los Gneises, ubicados en el Km 41 + 356 de la vía Sanín Villa- Río de Oro al margen derecho de la carretera.....	64
Figura 23. A) Estructuras cilíndricas tipo "Pinch and swell" y boudines, representan elementos lineares en varias rocas deformadas. B) Terminología para describir los budines y estructuras "Pinch and swell" (Fossen, 2010).	65
Figura 24. Boudines presentes en el Gneis, ubicados en el Km 41 + 356 de la vía Sanín Villa- Río de Oro.	66
Figura 25. Intrusión Cuarzo-diorítica con tendencia N180°/82°, dentro de las riolitas al E de la zona de estudio.....	67
Figura 26. Porfiroblastos.	68
Figura 27. Pliegue de arrastre asociado a una falla de rumbo.....	69
Figura 28. Gouge o harina de falla.....	70
Figura 29. Fracturas tipo "Riedel" sobre planos de falla a escala de afloramiento.	71
Figura 30. Marcadores deflectados en régimen dúctil.	72
Figura 31. Fallas de rumbo que hacen parte de una estructura en flor.....	73
Figura 32. Fallas inversas escalonadas.....	74
Figura 33. Arreglos de diaclasas en la zona de estudio.....	76
Figura 34. Diagramas Rosa con los datos de diaclasas por estaciones	78
Figura 35. Bloque diagrama de diferentes tipos de fracturas y sus orientaciones en experimentos de compresión sobre rocas isotrópicas.	80
Figura 36. Diagrama Rosa de los planos de venas	80
Figura 37. Planos de falla con cinemática y ejes cinemáticos.	83
Figura 38. Trazado y conteo de intersecciones más finales de fracturas	84

Figura 39. Estaciones del área de estudio ubicadas en el mapa de trazos de fallas	85
Figura 40. Histogramas de cada parámetro de fracturamiento por estación, con circunferencias de radio 0.5 m	88
Figura 41. Histogramas de cada parámetro de fracturamiento por estación, con circunferencias de radio 0.25 m	89
Figura 42. Croquis de Alta y baja densidad de fracturamiento para circunferencias de radio 0.5 m.	91
Figura 43. Tipos de fracturas.	94
Figura 44. Tipos de fracturas.	95
Figura 45. Transferencia de masa por difusión en solución.....	96
Figura 46. Deformación intracristalina.	99
Figura 47. Deformación intracristalina.	100
Figura 48. Recristalización dinámica.	102
Figura 49. Minerales y alteraciones presentes en la Cuarzomonzonita.....	107
Figura 50. Cristal de Ortoclasa, el cual muestra una exfoliación acorde al lado más largo del mineral.	107
Figura 51. Minerales y alteraciones presentes en la Cuarzodiorita.....	109
Figura 52. Plano de disolución en cristales de clorita (Chl), Sericita (Ser) y Hornblenda (Hbl).....	109
Figura 53. Cristales de tamaño fino dentro de una Cuarzodiorita.....	111
Figura 54. A) Fenocristal de Bt, con tamaños de hasta 2 mm. Fuerte presencia de minerales Opacos (XPL)). B) Minerlaes máficos con una leve orientación (PPL).	111
Figura 55. Zonas presentes dentro la muestra de Anfibolita.....	113
Figura 56. Principales minerales presentes en la muestra.	114
Figura 57. Caracterización de la Riolita.	117
Figura 58. Caracterización del gneis milonítico.....	120
Figura 59. Caracterización del gneis con clivaje disyuntivo.	121
Figura 60. Caracterización de la vena de epidota.....	123

Figura 61. Posibles venas de Pseudotaquilita.	124
Figura 62. Modelos geológicos del "Dúplex de Ocaña".	130

LISTA DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Conteo realizado en la sección JS04-M07.....	30
Tabla 2. Recalculo de los porcentajes Q, P, A.....	31
Tabla 3. Clasificación de rocas de falla.....	33
Tabla 4. Clasificación de mecanismos de deformación y microestructuras en minerales y rocas.....	35
Tabla 5. Ecuaciones para cálculo de parámetros de fractura	40
Tabla 6. Datos de ingreso al software Faultkin 7	82
Tabla 7. Resultados parámetros de fractura para circunferencias de radio 0.5 m.	86
Tabla 8. Resultados parámetros de fractura para circunferencias de radio 0.25 m	87
Tabla 9. Composición mineralógica de la Cuarzo-monzonita.	108
Tabla 10. Composición mineralógica de la Cuarzo-diorita.....	110
Tabla 11. Composición mineralógica de la cuarzo-diorita (Dique).....	112
Tabla 12. Composición mineralógica de la Anfibolita.....	114
Tabla 13. Composición mineralógica de la Riolita.	116

ABREVIATURAS DE MINERALES UTILIZADOS¹

MINERAL	ABREVIATURA
Anfíboles	Amp
Biotita	Bt
Clorita	Chl
Cuarzo	Qz
Epidota	Ep
Feldespato K+	Kfs
Hornblenda	Hbl
Microclína	Mc
Minerales Opacos	Opq
Ortoclasa	Or
Pirita	Py
Plagioclasa	Pl
Sanidina	Sa
Sericita	Ser

¹ Whitney, D. L. & Evans, B. W., Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volumen 95, 2010. pp. 185-187.

RESUMEN

TITULO: “CARACTERIZACIÓN ESTRUCTURAL Y PETROLÓGICA DE UNA ZONA DE FALLA AL OCCIDENTE DE OCAÑA”.

AUTORES: JONATHAN ALBERTO PEÑARANDA PÁEZ**
SANTIAGO ANDRÉS PIMIENTO RUIZ

PALABRAS CLAVES:

Macizo de Santander, Dúplex de Ocaña, Tensor, Falla El Carmen, Zona de Falla

DESCRIPCIÓN:

El propósito de esta investigación es caracterizar una zona de falla, localizada en el sector noroccidental del Macizo de Santander (Cordillera Oriental), la cual fue analizada desde nivel macro a micro, con el fin de aportar nuevos conocimientos sobre un área que ha sido poco estudiada. Geomorfología, análisis cinemático de tensores, estructuras de deformación (meso-micro) y petrografía, fueron los ítems en los que se basó la presente investigación. Se determinó que la zona de falla engloba un plano principal de desplazamiento con dirección N 15°W cuya cinemática es sinistral, concordante con el tensor de esfuerzo σ_1 con sentido NW-SE. En el área de trabajo afloran 5 unidades litológicas de carácter Ígneo - Metamórfico, que se distribuyen de manera desigual a lo largo de la zona. Al NW entre la zona montañosa y de piedemonte, aflora una faja de gneis milonítico con lentes de anfibolita. Hacia el centro (Pie de monte) y el E (Lomos de presión) se encuentran rocas de carácter ígneo, como son las cuarzodioritas, cuarzomonzonitas y riolitas. La zona de falla presenta evidencias de ambos regímenes de deformación (cizalla frágil y dúctil) y exhibe que la densidad de fracturamiento aumenta hacia el Oeste, lo cual indica que el núcleo de falla se encuentra en esa dirección. La falla que se estudió, hace parte del límite nororiental del dúplex de Ocaña y adopta el nombre de “Falla el Carmen”.

* Trabajo de grado

** Facultad de Ingenierías Físico – Mecánicas. Escuela de Geología. Director: Julián Andrés López Isaza, Geólogo Msc. Codirector: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, Geólogo Ph.D.

ABSTRACT

TITLE: "STRUCTURAL AND PETROLOGICAL CHARACTERIZATION OF A FAULT ZONE AT THE WEST OF OCAÑA".

AUTHORS: JONATHAN ALBERTO PEÑARANDA PÁEZ**
SANTIAGO ANDRÉS PIMIENTO RUIZ

KEYWORDS: Santander Massif, Ocaña Duplex, Tensor, El Carmen Fault, Fault zone

DESCRIPTION:

The purpose of this investigation is to characterize a fault zone, located at the northwestern side of the Santander Massif (Eastern range), which was analyzed from macro to micro scale, in order to provide new knowledge about an area that has not been well studied. The current research project is rooted in geomorphology, kinematic analysis of tensor, strain structures (meso-micro) and petrography, were the items on which the current investigation was based. It was determined that the fault zone encompass a principal plane of slip with trend N15°W whose sense of slip is sinistral, consistent with the principal tensor (σ_1) that has NW-SE trend. Into the worked area appear 5 lithological units of igneous and metamorphic character, which are distributed unevenly along the fault zone. To the NW between the hilly zone and foothills, outcrops a belt of milonitic gneiss with lenses of amphibolite. To the middle (foothills) and the E (pressure ridges) are found rocks of igneous character like quartz-diorites, quartz-monzonites and rhyolites. The fault zone shows evidence of both regimes of deformation (brittle and ductile shear) and also exhibits that fracturing density rises up to the West, which probably means that the fault core could be tracked down in the same direction. The studied fault is part of the northeastern boundary of the Ocaña duplex and receives the name "El Carmen Fault".

* Degree work

** Faculty of Physical Engineering - Mechanical. School of Geology. Director: Julián Andrés López Isaza, Geólogo Msc. Co-Director: Carlos Augusto Zuluaga Castrillón, Geologist Ph.D.

INTRODUCCIÓN

El presente trabajo de grado se desarrolló bajo la “Modalidad Trabajo de Investigación”, y se fundamenta principalmente en las técnicas de análisis de la geología estructural y petrología en rocas ígneas y metamórficas de grado medio. Esta investigación se centra en la caracterización de una zona de falla a lo largo de la Transecta Alto Sanín Villa – Río de Oro- Ocaña entre los departamentos del César y Norte de Santander, respectivamente con el fin de establecer su cinemática, rocas de falla asociadas y tensor de esfuerzos.

Geológicamente en el área de trabajo afloran 5 unidades litológicas de carácter Ígneo - Metamórfico, que se distribuyen de manera desigual, exponiendo microestructuras que permiten establecer el grado de deformación al que han sido sometidas las rocas, destacando la sobreimposición de un régimen de deformación frágil en gran parte de las litologías presentes.

En las últimas décadas se han llevado a cabo un número significativo de estudios sobre la Falla de Bucaramanga, sin embargo solo se han desarrollado dos investigaciones al respecto en los alrededores del municipio de Ocaña y han sido a pequeña escala. Por ende se denota la ausencia de proyectos de investigación con alto nivel de detalle en la zona mencionada, para así poder correlacionar la información que se ha obtenido a nivel regional sobre la Falla de Bucaramanga. Este aporte en el conocimiento permitirá identificar características del macizo rocoso que pueden ser de gran utilidad en estudios geotécnicos posteriores.

1. PLANTEAMIENTO Y JUSTIFICACIÓN DEL PROBLEMA

Al Noroccidente del Municipio de Ocaña en el Departamento de Norte de Santander se ha reportado el trazo de una falla la cual en mapas geológicos como la plancha 76 de Ocaña-Miraflores corresponde a la zona de daño de la Falla Bucaramanga, a la cual se le confiere una cinemática de carácter inverso y donde la componente horizontal no tiene gran influencia, pero en otras investigaciones se le considera de carácter transcurrente con componente sinistral².

A partir de la revisión bibliográfica y de lo observado en imágenes satelitales surgen los siguientes interrogantes: ¿Cuál es la amplitud de la zona de falla?, ¿Qué rocas de falla se encuentran presentes?, ¿Se puede establecer un nivel estructural de afloramiento para la falla?, ¿Cuál es la geometría y la simetría de la deformación?, ¿Qué litologías atraviesa?, ¿Responden al mismo grado de deformación?, ¿Cuál es la cinemática de la deformación?. El presente trabajo pretende caracterizar la zona de daño de la Falla que se encuentra entre el Municipio de Ocaña y el Alto de Sanín Villa, Departamento del Cesar. Esta investigación permitirá establecer las características del macizo rocoso que pueden ser de gran utilidad en estudios geotécnicos posteriores.

² Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. & Diederix, H., *Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 2'800.000*, Bogotá: Ingeominas. 2007

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar geológicamente una zona de falla en el Bloque Ocaña dentro del Macizo de Santander, a lo largo de la Transecta Alto Sanín Villa – Río de Oro – Ocaña entre los departamentos del César y Norte de Santander.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Reconocer las características geomorfológicas que definen el trazo de la zona de falla.
- Realizar el levantamiento y adquisición de datos estructurales, a lo largo de la transecta Sanín Villa – Río de Oro – Ocaña.
- Caracterizar las rocas de falla y demás litologías presentes a lo largo de la zona de daño, a partir de descripciones en muestra de mano y petrográficas.
- Determinar la cinemática de la zona de falla en función de la definición de los indicadores cinemáticos.
- Describir y clasificar petrográficamente las distintas litologías presentes a lo largo de zona de estudio.
- Establecer si la zona de falla corresponde al trazo principal de la Falla de Bucaramanga o de la Falla de Algarrobo.
- Aplicar un análisis de densidad e intensidad de fractura, mediante el método de conteo por ventana circular, el cual permite describir la cantidad de fracturamiento presente en cada afloramiento con el propósito de demarcar las dimensiones de la zona de daño.

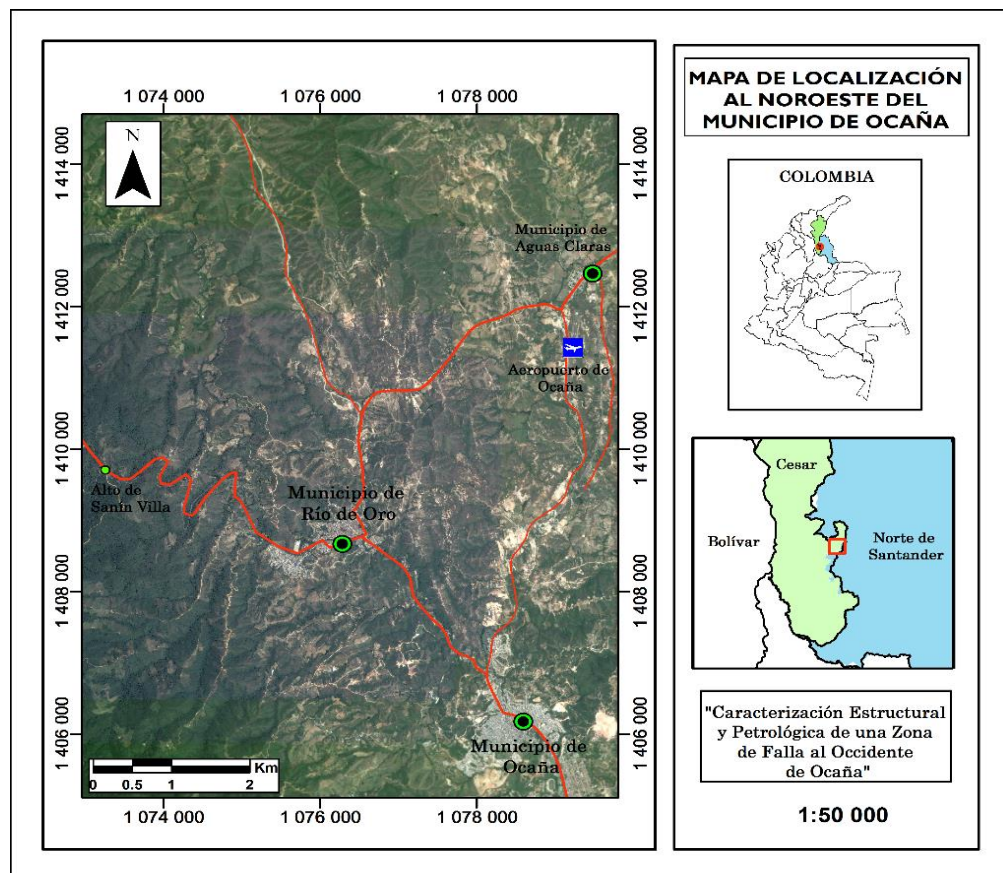
3. LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

El área de estudio se encuentra localizada en el Macizo de Santander, comprende los alrededores de los municipios de Ocaña (Norte de Santander) y Río de Oro (Cesar) (Figura 1). La zona se encuentra comprendida entre las coordenadas planas de Gauss (Datum Magna-Sirgas, Bogotá Central):

$$X= 1'073.500 \quad X= 1'079.000$$

$$Y= 1'405.500 \quad Y= 1'414.500$$

Figura 1. Zona de estudio



Fuente: SAS Planet, adaptado por los autores

4. ANTECEDENTES

Al norte de Colombia se observa una clara expresión fisiográfica rectilínea con longitud aproximada de 600 km, que puede trazarse desde el sur del Macizo de Santander hasta la Costa Caribe, al occidente de la ciudad de Santa Marta. Este notorio rasgo geomorfológico, es atribuido a una estructura geológica de escala regional conocida como el Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga según Ward, et al., (1973), quien recomienda usar el nombre de Falla de Bucaramanga para esta estructura, desde el municipio de Ocaña departamento de Norte de Santander, hacia el Sur. Al Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga, lo nombran como Sistema de Fallas de Bucaramanga y lo divide en tres sectores: 1. Falla Santa Marta al Norte, 2. Falla Algarrobo (entre los municipios de Bosconia y Curumaní) y 3. Falla Bucaramanga (entre el municipio de Curumaní y extremo Noroccidental del Macizo de Santander).³

La Falla de Bucaramanga es definida con movimiento en rumbo de tipo lateral izquierdo de aproximadamente 100 km de longitud y con un desplazamiento vertical importante en algunos sectores⁴. Por consiguiente en Ward⁵, sugieren que la Falla de Bucaramanga ha sido el foco de movimientos de estilos diferentes, en tiempos diversos y cuyo último movimiento parece tener vínculo con el levantamiento del Macizo de Santander y la formación del Valle Medio del río Magdalena.

³ Cuéllar, M. A., López, J. A., Osorio, J. A. & Carrillo, E. J., 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).

⁴ 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

⁵ Ibid

Un posterior proyecto de cartografía a escala 1:100.000, se adelantó para los alrededores del municipio de Ocaña en el año 1980 a cargo del Instituto Nacional de Investigaciones Geológico-Mineras (INGEOMINAS). Según Daconte & Salinas⁶, la Falla de Bucaramanga cruza por el sector que abarca la plancha 76 de Ocaña-Miraflores, pasando por el Suroccidente del municipio de Ocaña con dirección N10°W y continua hacia los municipios de Río de Oro, Brotará, El Carmen y Guamalito. Además Daconte & Salinas⁷, relatan que en el área se observa que la Falla de Bucaramanga pone en contacto unidades Pre-Devónicas con unidades Jurásicas, lo que sugiere un desplazamiento vertical; en cuanto al desplazamiento horizontal, no fueron encontrados argumentos para demostrar este movimiento.

La Falla de Bucaramanga ha sido calificada como activa en diversos estudios, teniendo en cuenta que esta ha tenido actividad en el Cuaternario⁸, dicha interpretación es con base a rasgos morfoneotectónicos y direcciones paleomagnéticas en depósitos recientes, como lo registran Idárraga & Romero⁹, Paris & Romero¹⁰ y Jiménez¹¹. Adicionalmente ha sido definida la paleosismicidad asociada a esta falla, por la presencia de pseudotaquilitas asociadas con cataclasitas en un segmento del Sistema de Fallas de Bucaramanga al norte en el

⁶ Daconte, R. & Salinas, R., *Geología de la planchas 66 Miraflores y 76 de Ocaña. Memoria Explicativa*, Bucaramanga: INGEOMINAS. 1980

⁷ Ibid

⁸ Idárraga, J. & Romero, J., Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Volumen 29, 2010. pp. 849-860.

⁹ Ibid

¹⁰ Paris, G. & Romero, J., *Falla Activas en Colombia*, Cali: Ingeominas. 1993.

¹¹ Jiménez, G. et al., Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga- Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Science*, Issue 57, 2014. pp. 12-22.

departamento del Cesar¹² y por una investigación paleosismológica en depósitos cuaternarios al norte de la ciudad de Bucaramanga¹³.

A partir de nueva información sismológica¹⁴ y datos neotectónicos, examina la compleja geodinámica del Noroccidente de Sur América (NOSA). Según Taboada,¹⁵ una dirección de esfuerzo principal NW-SE afecta al NOSA y que con respecto a la orientación de la Falla Bucaramanga, es coherente el movimiento lateral- izquierdo de esta e implica que el esfuerzo de cizalla tectónico sea bajo. Complementario a lo anterior¹⁶, con la elaboración del modelo geodinámico del Macizo de Santander, calculan tensores de esfuerzos a partir de la deformación frágil en el bloque colgante de la Falla Bucaramanga, con lo que explican como el régimen de esfuerzos transpresivo responde a un mecanismo de deformación de cizalla simple con tendencia a la compresión pura y con rotación antihoraria en un segmento. Además¹⁷, establece que las anomalías presentadas en el análisis de estructuras dúctiles y frágiles del Sistema de Fallas de Bucaramanga, se deben al empuje en dirección E-W de la Falla de Boconó sobre el macizo.

Entre los municipios de San Pablo (Norte de Santander) y Aguachica (Cesar), estructuralmente se presenta un pandeo de falla “*restraining bend*” de la Falla Bucaramanga, con la formación de un dúplex transpresivo, denominado Dúplex de Ocaña, debido a la curva que la falla tiene al norte de San Alberto (Cesar) y a su

¹² López, J. et al., Pseudotaquilas 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.

¹³ Diederix, H. et al., Resultados Preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la falla de Bucaramanga, Colombia. *Memorias XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa*, 9(2), 2009. pp. 18-23.

¹⁴ Taboada, A. et al., Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 2000. pp. 787-813

¹⁵ Ibid

¹⁶ Osorio, J. A., Hernández, C., Torres, E. M. & Botero, P. A., *Modelo Geodinámico del Macizo de Santander*, Bogotá: Ingeominas. 2008.

¹⁷ Ibid

movimiento sinistral. Geomorfológicamente se caracteriza por laderas abruptas, cuchillas agudas, valles profundos y algunos contraescarpes¹⁸.

Dos estudios recientes^{19, 20}, realizados entre los municipios de Pailitas y Curumaní (Cesar) y alrededores de El Banco (Magdalena), establecen que a la Falla Bucaramanga, han sido sobrepuestas dos fases deformativas más²¹: 1. Relacionada con cabalgamiento de bajo ángulo con transporte tectónico al Oeste (Eoceno Tardío-Oligoceno). 2. Estructuras penetrativas de dirección NW-SE que desplazan la zona de daño de la Falla de Bucaramanga en sentido dextral (Oligoceno-Mioceno). Finalmente el aporte más importante de Cuéllar²², y Mantilla²³, es que formulan la neoformación de la Falla de Bucaramanga al este y estaría representada por una falla conocida como la Falla Saloa.

En la zona de daño de la Falla de Bucaramanga, han sido reportadas rocas de falla que fueron generadas en condiciones frágiles (cataclasitas)^{24, 25, 26} y semi-frágiles a dúctiles (milonitas)²⁷, de protolitos de rocas metamórficas de facies granulita como el gneis de Bucaramanga²⁸ y de rocas metasedimentarias, documentado en Mantilla²⁹, y Cuéllar³⁰.

¹⁸ Ibid

¹⁹ Mantilla, L. C. et al., *Memoria explicativa de la cartografía geológica de la Plancha 55 El Banco, Sur del departamento de Bolívar y Cesar*, Bogotá: Ingeominas e Universidad Industrial de Santander. 2006

²⁰ Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo. Op. Cit.

²¹ Ibid

²² Ibid

²³ Mantilla, 2006. Op. Cit.

²⁴ López & Zuluaga Op. Cit.

²⁵ Osorio, Hernández, Torres, & Botero. Op. Cit.

²⁶ Jimenez, 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: Universidad Industrial de Santander. 2015.

²⁷ Osorio, Hernández, Torres, & Botero. Op. Cit.

²⁸ Ward, Goldsmith, Cruz & Restrepo. Op. Cit.

²⁹ Mantilla, 2006. Op. Cit.

³⁰ Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo. Op. Cit.

5. METODOLOGÍA

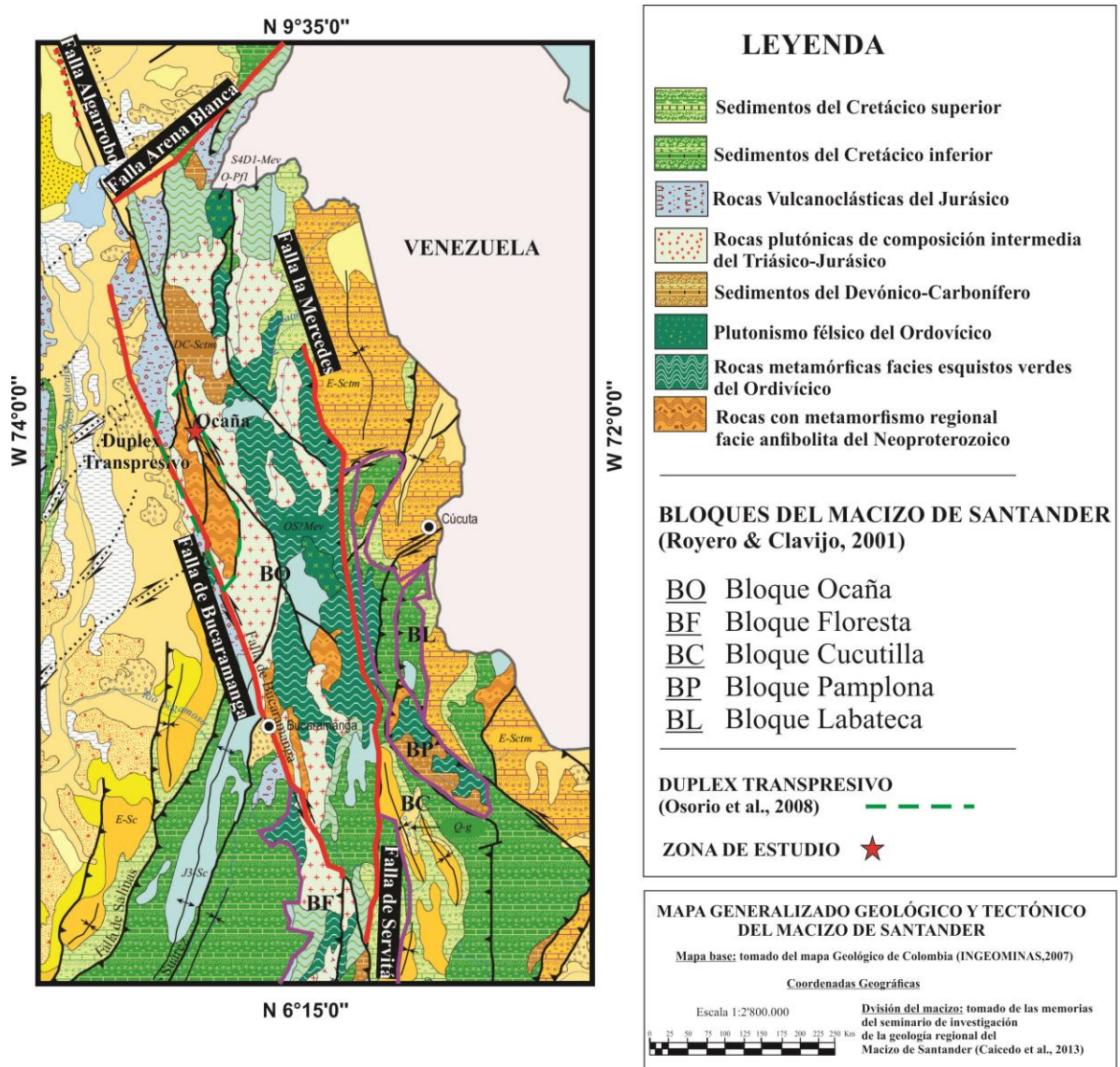
El presente proyecto de investigación se compone de una serie de etapas indispensables para alcanzar un conocimiento válido acerca de las inquietudes y planteamientos que arraigan la razón principal de este trabajo. Existen 4 fases claves que fueron llevadas a cabo en este proyecto: 1. Revisión bibliográfica, 2. Recolección de datos (fase de campo), 3. Análisis de los datos recolectados (petrografía y estructural) y 4. Elaboración del informe técnico. A continuación es especificado el proceso que fue desarrollado en cada fase y la información teórica que fue empleada.

5.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La búsqueda bibliográfica incluyó esencialmente artículos científicos publicados en revistas reconocidas y bases de datos institucionales, además fueron tenidos en cuenta algunos informes publicados por entidades gubernamentales.

Siguiendo la situación presentada en la literatura para el Sistema de Fallas Santa Marta Bucaramanga, se creyó conveniente que el proyecto de investigación fuese realizado en los alrededores de los municipios de Ocaña (Norte de Santander) y Río de Oro (Cesar), donde debido a la pocos estudios geológicos que se han llevado a cabo, no se ha podido concluir si es una zona de influencia del Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga o se trata de otra estructura regional (Figura 2).

Figura 2. Ubicación de la zona de estudio con respecto al geología y tectónica del Macizo de Santander.



Fuente: Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. & Diederix, H., *Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 2'800.000*, Bogotá: Ingeominas. 2007, modificado por los autores.

Nota: Para muchos autores no es clara la cinemática que tiene la falla al NW del municipio de Ocaña, por lo que el movimiento que se le atribuye resulta de la extrapolación de datos de zonas aledañas.

5.2 TRABAJO DE CAMPO

En esta fase se llevó a cabo una visita a la localidad programada de estudio, donde las labores se concentraron en la zona de daño de la Falla Bucaramanga para el sector de los alrededores de los municipios de Ocaña y Río de Oro, allí se abarco el área de investigación por medio de estaciones especialmente distribuidas en la zona de falla. El trabajo consistió en recolectar muestras de las distintas litologías presentes y a su vez se llevó un fuerte control de las estructuras geológicas a nivel afloramiento (planos de falla, diaclasas, venas, foliación, entre otros) junto con apreciaciones locales de la geomorfología.

Las fallas de gran escala, ya sea en condiciones frágiles someras o en un régimen dúctil, ambas se caracterizan por deformación intensa dentro de una zona relativamente estrecha, denominada como “zona de daño”³¹. Dentro de la zona de daño, la deformación se distribuye en relación con la ubicación de los planos principales de desplazamiento³². Por ejemplo, en una zona de falla de cizalla frágil, se puede hablar de la intensidad de fracturamiento típicamente mayor en la zona de daño que en la roca huésped. (Figura 3).

³¹ Mitra, G. & Ismat, Z., Microfracturing associated with reactivated fault zones and shear zones: what can it tell us about deformation history. *Geological Society Special Publication*, Issue 186, 2001. pp. 113-140.

³²³² Chester, F., Evans, J. & Biegel, R., Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), 1993. pp. 771-786.

Figura 3. Perfil de una zona de falla.



Fuente: Chester, F., Evans, J. & Biegel, R., Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), 1993. pp. 771-786, adaptado por los autores.

5.3 ANÁLISIS DE LOS DATOS RECOLECTADOS

5.3.1 Petrografía. La petrografía es un campo de la petrología que se ocupa de la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación de especímenes preparados en secciones delgadas con un microscopio de luz transmitida. Las muestras recolectadas fueron escogidas por variedad litológica y también aquellas que presentaban estructuras de deformación que ameritaban un análisis más detallado. Se identificaron fases minerales, texturas, microestructuras (especialmente aquellas índices de mecanismos de deformación). Estos análisis además de caracterizar las rocas aflorantes, contribuyen a la comprensión de la cinemática que deformó este sector del Macizo de Santander.

- **Metodología utilizada en el análisis petrográfico**

- **Sección: JS04-M07**

En esta sección delgada se llevó a cabo un conteo de 630 puntos, procurando cubrir toda la muestra.

Tabla 1. Conteo realizado en la sección JS04-M07.

MINERAL	PUNTOS	PORCENTAJE
Ort	256	40.6%
Ser	210	33.3%
Bt	64	10.2%
Qz	48	7.6%
Chl	28	4.4%
Pl	16	2.5%
Óxidos	6	1.0%
Opq	2	0.3%
Total	630	100%

El porcentaje mineralógico se obtuvo aplicando una regla de tres sencilla:

$$\begin{array}{l}
 630 \text{ Puntos} \longrightarrow 100\% \\
 256 \text{ Puntos de (Or)} \longrightarrow X
 \end{array}
 \qquad
 \frac{X = (256 \times 100\%)}{630}$$

X= 40,6

Luego se realiza un recalcu de los porcentajes de cuarzo (Q), feldespato potásico y plagioclasas.

Tabla 2. Recalculo de los porcentajes Q, P, A.

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Q	9.1%
P	42.6%
A	48.3%
Total	100%

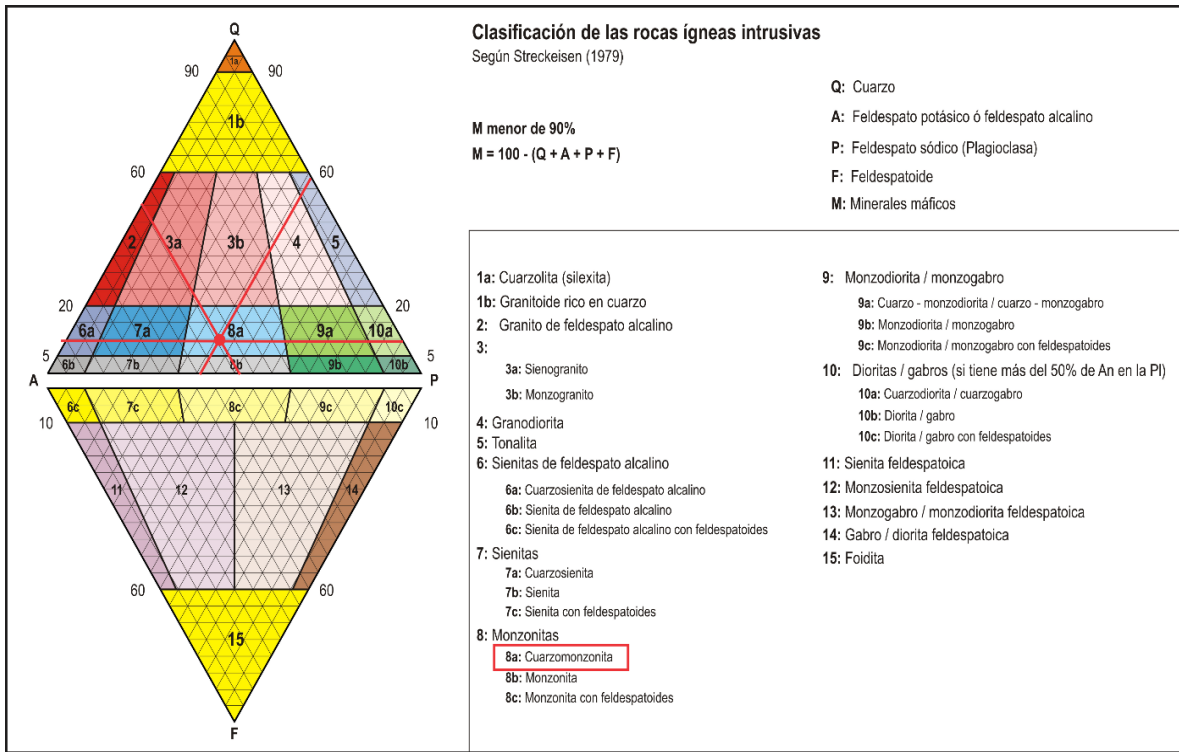
El recalculo mineralógico se obtuvo sumando los valores de Q, P, A, así como los de sus respectivas alteraciones, llevando este nuevo valor al 100% y aplicando una regla de tres sencilla:

530 Puntos → 100%
 48 Puntos de (Qz) → X

$$X = \frac{(48 \times 100\%)}{530}$$

X = 9,1 %

Figura 4. Clasificación de Rocas Intrusivas o plutónicas según Streckeisen, (1976).



Fuente: Imagen tomada de Castro Dorado, A., *Petrografía Básica: Texturas, clasificación y Nomenclatura de Rocas*. s.l.:Paraninfo S.A. 1989, y modificada por los autores.

Finalmente se le asigna el correspondiente nombre a la roca, el cual en este caso pertenece a una Cuarzodiorita.

5.3.2 Rocas de falla. Existen varios tipos de rocas de falla, variedad que obedece a las circunstancias iniciales al momento del fallamiento, tales como: litología, presión confinante (profundidad), temperatura, presión de fluido, cinemática, si es un evento asísmico o sísmico, etc.³³, con base en sus observaciones propuso una clasificación textural para agrupar las rocas de falla (Tabla 3).

³³³³ Sibson, R. H., Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, Volumen 133, 1977. pp. 191-213.

Tabla 3. Clasificación de rocas de falla

		NO- FOLIADAS	FOLIADAS			
INCOHESIVAS		Brecha de falla (>30% fragmentos visibles)				
		Gouge de falla (<30% fragmentos visibles)	Gouge foliado			
COHESIVAS		Pseudotaquilita (Vidrio- vidrio desvitrificado y/o fragmentos de grano fino de la roca huésped)				Proporción de matriz %
		Brecha triturada (fragmentos > 5 mm) Brecha triturada fina (fragmentos 1-5 mm) Mircobrecha triturada (fragmentos < 1 mm)			<10%	
	Cataclasitas Reducción de tamaño de grano por mecanismos cataclásticos	Protocataclasita Cataclasita Ultracataclasita	Serie Milonita	Reducción del tamaño de grano por mecanismos de deformación plástica	Protomilonita Milonita Ultramilonita	
				Incremento del tamaño de grano por recristalización	Blastomilonita	

Fuente: Sibson, R. H., Fault rocks and fault mechanisms. Journal of the Geological Society, Volumen 133, 1977. pp. 191-213, modificado por Fossen, H., Structural Geology. Cambridge: Cambridge University Press. 2010. y adaptado por los autores

5.3.3 Mecanismos de deformación. Un mecanismo de deformación es un proceso que acontece a una cierta escala y el cual se caracteriza porque acomoda una deformación impuesta a una escala mayor³⁴. La mayoría de mecanismos de deformación fundamentales, son esencialmente reconocidos a partir de microestructuras³⁵. Definir los mecanismos de deformación es importante porque permite limitar las condiciones a las que estuvo sometida una roca³⁶.

Conforme a Blenkinsop³⁷ los mecanismos de deformación pueden agruparse en tres categorías (Tabla 4):

- **Cataclasis**, la deformación ocurre a causa de microfracturamientos, deslizamiento friccional entre granos y rotación de partículas rígidas; sin que haya deformación permanente de la redes cristalinas.
- **Transferencia por difusión de masa** (DMT, por sus siglas en ingles), induce deformación por medio de difusión húmeda (disolución de los bordes minerales y transporte de iones hacia de zonas de menor esfuerzo normal) o también cuando las condiciones de metamorfismo son muy altas se da deformación por difusión de volumen (migración de vacantes o defectos en las redes cristalográficas hacia zonas de máximo esfuerzo, cambia la forma del mineral). En ambos casos la difusión por transferencia de masa actúa en respuesta a los gradientes de potencial químico.
- **Plasticidad intracristalina**, deformación por el movimiento de semiplanos de átomos extras (dislocación) en una red cristalina. Deslizamiento por dislocación es más importante donde la temperatura es muy baja para que ocurra difusión de volumen y no hay presencia de fluidos para que actué la difusión húmeda.

³⁴ Blenkinsop, T., *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. New York: Kluwer Academic Publishers. 2002.

³⁵ Fossen, H., *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 2010.

³⁶ Blenkinsop. Op. Cit.

³⁷ Ibid

Tabla 4. Clasificación de mecanismos de deformación y microestructuras en minerales y rocas

MICROESTRUCTURAS		MECANISMOS	
General	Específico	Específico	General
Microfracturas, desplazamiento y rotación de partículas rígidas	Microfisuras	Microfisuración	CATACLASIS
	Microfallas		
	Bandas de deformación		
	Cataclasis distribuida		
	Zona de gouge		
	Rasgos superficiales de microfracturas		
	Fábrica cristalográfica		
	Microestructuras pre-litificación	Fusión IPF (Flujo particulado independiente)	
Pseudotaquilitas			
Remoción de material, transporte y deposición	Texturas de solución de superficie de grano	Disolución	TRANSFERENCIA POR DIFUSIÓN DE MASA, VÍA SOLUCIÓN
	Granos indentados, truncados e interpenetrados		
	Sombras de presión		
	Microestilolitos		
	Clivaje		
	Texturas de superficie de depositación	Precipitación	
	Sobrecrecimientos, sombras de presión y mantos, mica beards		
	Fábricas de forma de grano		
	Planos de inclusiones fluidas		
	Microvenas		

Tabla 4. (Continuación)

MICROESTRUCTURAS		MECANISMOS	
General	Específico	Específico	General
Distorsión permanente de la red cristalina	Maclas de deformación	Macleamiento	PLASTICIDAD INTRACRISTALINA
	Extinción ondulosa		
	Bandas de deformación intracristalina, bandas kink y subgranos	Recuperación	
	Lamelas de deformación		
	Fábricas de forma de grano y ribbons		
	Nuevos granos, estructura núcleo y manto	Recristalización	
	Estructuras cristalográficas		
Remoción de material, transporte y deposición, transformaciones de fase	Fábricas de forma de grano y ribbons		TRANSFERENCIA POR DIFUSIÓN DE MASA EN ESTADO SÓLIDO, TRANSFORMACIONES DE FASE
	Textura foam		
	Textura decusada		
	Porfiroblasto		
	Bordes de reacción, minerales relictos, coronas y simplectitas		
	Zonificación química		
	Microestructuras de transformaciones de fase	Transformación de fase	

Fuente: Blenkinsop, T., *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. New York: Kluwer Academic Publishers. 2002, adaptado por los autores.

5.3.4 Análisis estructural. El análisis estructural contempla un fuerte seguimiento y adquisición de estructuras geológicas a escala de afloramiento.

Se recolecto sistemáticamente la orientación de diaclasas, planos de falla, venas, foliación, pliegues, entre otras estructuras. Las estructuras planares tipo venas y diaclasas, se trabajaron con el software Stereonet 9.5 (© Richard W. Allmendinger

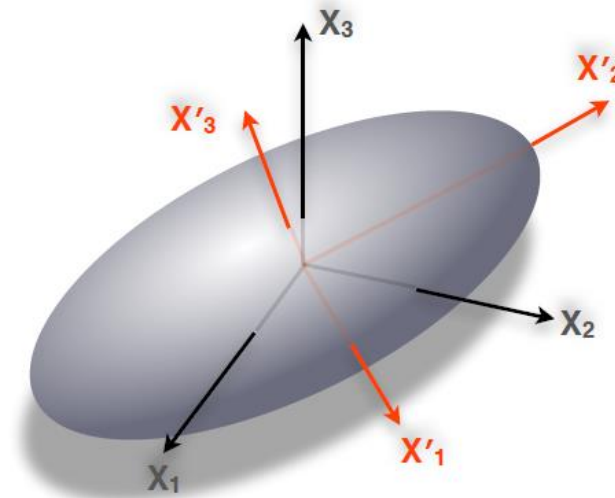
2011-2016), con el cual se graficó diagramas Rosa porque son una herramienta útil para un análisis cuantitativo de orientaciones. Por otro lado, las estrías y planos de falla fueron operados con el software Faultkin 7 (© Richard W. Allmendinger 2013). Los parámetros de fracturamiento se midieron el método planteado por Rohrbaugh³⁸. A continuación se brindan más detalles sobre los apartados mencionados.

5.3.5 Calculo del Tensor de Esfuerzos. El cálculo del tensor de esfuerzos se ejecutó con ayuda del software Faultkin7 (© Richard W. Allmendinger 2013), el cual es de uso libre.

Se seleccionaron por aparte los datos de orientación de planos de fallas junto con las estrías de falla, y adicionalmente se considera la cinemática de la falla según las relaciones observadas en campo. Estos valores de orientación en grados, fueron importados al programa como un archivo de texto, una vez transferida la información, se pueden emplear ciertos y determinados cálculos entre los cuales se encuentra “calcular tensores cinemáticos”. Por la cualidad de los datos que se obtuvieron, es recomendable aplicar el método “*Linked Bingham Axes*” o ejes enlazados de Bingham, porque no requiere que se asigne un factor de peso a los datos de fallas.

³⁸ Rohrbaugh, M., Dunne, W. & Mauldon, M., Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2012. pp. 2089- 2104.

Figura 5. Elipsoide en un nuevo sistema coordenado.



Fuente: Allmendinger, R., Cardozo, N. & Fisher, D., *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*, s.l.: Cambridge University Press. 2012

El método de ejes enlazados de Bingham, soportado en algoritmos produce un elipsoide en un nuevo sistema de coordenadas cuyos ejes coinciden con los del elipsoide, estos ejes tienen diferentes magnitudes vectoriales y relacionan con los tensores de esfuerzos (Figura 5). En los resultados generados, la magnitud de estos vectores se diferencia por un parámetro llamado “*Eigenvalues*”. Si se desea profundizar en la teoría que fundamenta el cálculo de tensores cinemáticos, remitirse a Marret & Allmendinger³⁹, y Allmendinger⁴⁰.

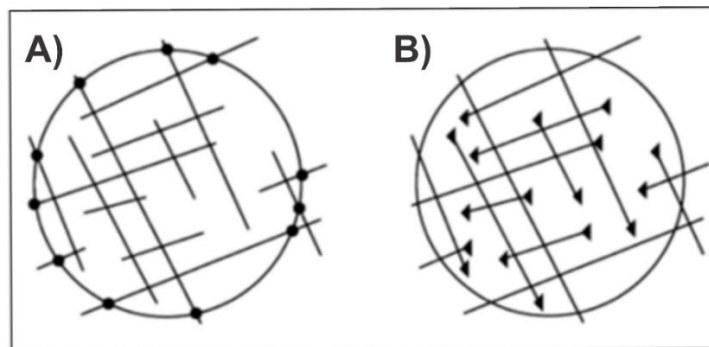
³⁹ Marret, R. & Allmendinger, R., Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, Volumen 12, 1990. pp. 973-986.

⁴⁰ Allmendinger, R., Cardozo, N. & Fisher, D., *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*, s.l.: Cambridge University Press. 2012

5.3.6 Método De Ventana De Escaneo Circular Para Fracturas. En una zona de daño de falla, se forman patrones persistentes de diaclasas y fracturas irregulares, que indican deformación frágil. Un método sencillo para medir los parámetros de fracturamiento es planteado por Rohrbaugh⁴¹, se le denomina método de escaneo de ventana circular. El procedimiento de ventanas de escaneo, se aplicó para cada estación de estudio.

En la metodología propuesta por Rohrbaugh⁴², a diferencia de otros procedimientos de análisis de fracturamiento como líneas de escaneo rectas o aéreo, no es necesario contar trazas de fractura; solo requiere seleccionar un perímetro en la superficie de roca y registrar las interferencias (n) de cada trazo de fractura con el perímetro circular y numerar los finales de trazas (m) de fractura que estén presentes dentro del contorno (Figura 6).

Figura 6. Patrón de trazas de fractura con el círculo de muestreo.



Fuente: Rohrbaugh, M., Dunne, W. & Mauldon, M., Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2012. pp. 2089- 2104

Nota: A) Puntos solidos (n) marcan las intersecciones entre las fracturas y el círculo. (B) Los triángulos son los finales de fractura (m) dentro de la ventana circular.

⁴¹ Rohrbaugh, M., Dunne, W. & Mauldon, M., Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2012. pp. 2089- 2104.

⁴² Ibid

Los parámetros de fracturas a ser hallados, son: densidad de fracturamiento, longitud estadística de fracturas e intensidad. La densidad es la medida que indica en número de fracturas por unidad de área, la longitud calculada por este método es una medida aproximada de la moda en el tamaño de las fracturas y finalmente, la intensidad es descrita como un parámetro distintivo que involucra densidad y tamaño de fractura. Las ecuaciones para deducir cada parámetro, están resumidas en la (Tabla 5).

Tabla 5. Ecuaciones para cálculo de parámetros de fractura

PARÁMETRO	FÓRMULA	
DENSIDAD	Linear	$\rho = \frac{m}{2\pi r^2}$
	Área (ρ)	
	Volumétrica	$\mu = \frac{\pi r}{2} * \frac{n}{m}$
TAMAÑO	Linear (μ)	
	Área	
	Volumétrica	$I = \frac{n}{4r}$
INTENSIDAD	Linear	
	Área(I)	
	Volumétrica	

Fuente: Rohrbaugh, M., Dunne, W. & Mauldon, M., Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2012. pp. 2089- 2104

Nota: r= radio, m= terminaciones de fractura, n= cruces fracturas- circunferencias.

5.4 INFORME TÉCNICO

Finalmente se compilan todos los resultados y análisis obtenidos a través del proceso de investigación, junto con los fundamentos teóricos utilizados y conclusiones obtenidas en la elaboración del proyecto.

6. MARCO GEOLÓGICO

En Colombia, la cadena montañosa Andina se ramifica en tres cordilleras con tendencia al norte – noreste, las cuales están separadas por estrechos valles⁴³, y se eleva hacia la parte septentrional de la cordillera oriental Colombiana.

“El arreglo tectónico actual establecido para la esquina noroccidental de Sur América es dominado por tres principales placas litosféricas: La placa de Nazca y Caribe (ambas de afinidad Oceánica) y la placa de Sur América, cuyo núcleo está representado para la región por el escudo de Guayana e Incluye el Bloque Norandino”⁴⁴.

Del origen del Bloque Norandino, se acepta la idea de crecimiento acrecional continental desde el noroccidente de Sur América en el Proterozoico Medio-Tardío, en el Paleozoico medio, y finalmente durante la orogenia Norandina Mesozoico- Cenozoico⁴⁵.

El Macizo de Santander por ser un bloque de basamento levantado, es señalado de estar limitado por fallas. Autores como⁴⁶ Etayo-Serna, Restrepo-Pace⁴⁷, Kammer⁴⁸, Toussaint⁴⁹, entre otros; han descrito en sus publicaciones acerca de los límites estructurales del Macizo de Santander. Teniendo en cuenta los aportes realizados sobre las divisorias del macizo, es posible compendiar los límites de la

⁴³ 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.

⁴⁴ Cediél, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C., Tectonic assembly of the Northern Andean Block. *AAPG*, Volumen Memoir 79, 2003. pp. 816.

⁴⁵ Ibid

⁴⁶ Etayo-Serna, F. et al., *Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia*. 14-1 ed. Bogotá: Pub.Geol.Esp., Ingeominas. 1983.

⁴⁷ Restrepo-Pace, Ruiz, Gehrels, & Cosca. Op. Cit.

⁴⁸ Kammer, A., Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, Issue 24, 1999. pp. 29-53.

⁴⁹ Toussaint, J., *Evolución Geológica de Colombia*. 1996. pp. 36.

siguiente manera según Caicedo⁵⁰: al norte (Falla Arena Blanca), al occidente (Falla Bucaramanga- Boloazul), al oriente (Sistema de Cabalgamiento Falla La Mercedes- Pamplona) y al sur-oriente (Falla Servitá).

En el Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander⁵¹ dividen al territorio Santandereano en tres provincias geológicas: Macizo de Santander; que está segmentado por los bloques de Floresta, Cucutilla, Pamplona y de Ocaña; la del Valle Medio del Magdalena, y la de la Cordillera Oriental. En especial “la Provincia Macizo de Santander corresponde en buena medida a los macizos de Santander y de Floresta, y ocupan la región oriental estructural del territorio santandereano”⁵². El Bloque Ocaña de la Provincia Macizo de Santander, es el de principal atención para efectos del presente proyecto de investigación y es descrito a continuación:

Para Royero & Clavijo

“Se caracteriza tectónicamente por presentar un estilo estructural de fallamiento en bloques menores, separados por fallas inversas de dirección predominante SW- NE. Se presenta como un bloque levantado, que ocupa el sector nororiental del departamento de Santander, está constituido esencialmente por rocas ígneas triásico jurásicas y metamórficas precámbricas y paleozoicas. Este bloque está limitado al occidente por la Falla Bucaramanga- Santa Marta y al suroriente por la Falla de Baraya⁵³”.

El basamento del macizo se compone de rocas metamórficas de alto a bajo grado de metamorfismo y el cual se formó durante los eventos orogénicos Orinoquense (~1 Ga) y Caparonensis (0.47 Ga), Pre-Cámbrico y Paleozoico inferior respectivamente⁵⁴. Este basamento infrayace sedimentos marinos de edad

⁵⁰ Caicedo, L., Plata, L., Rojas, J. & Palmera, L., *Seminario de investigación análisis de la geología regional del Macizo de Santander*. Bucaramanga, Universidad Industrial de Santander. 2013.

⁵¹ Royero, J. M. & Clavijo, J., *Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, Escala 1: 400.000*, Bucaramanga: Ingeominas. 2001.

⁵² Ibid

⁵³ Ibid Pág. 45

⁵⁴ Restrepo-Pace, Ruiz, Gehrels, & Cosca. Op. Cit.

Devónica en distintas localidades del Macizo de Santander, seguido de secuencias sedimentarias de edad Carbonífera- Pérmica de limitada distribución en el macizo y las cuales fueron depositadas en ambientes marinos a transicionales⁵⁵. A comienzos del Mesozoico temprano una taporogénesis generalizada conlleva a la apertura de cuencas tipo graben y a la depositación de secuencias sedimentarias predominantemente clásticas- volcanoclásticas, además de la aparición de un magmatismo calco-alcalino de edad triásico-Jurásico⁵⁶. Durante el Cretácico ocurrió una transgresión marina, la cual también cubrió el Macizo de Santander y en algunos sitios dentro del macizo se tiene registro de este evento hasta el Albiano⁵⁷, hacia finales del Cretácico comienzan un proceso de inversión tectónica de las cuencas extensionales heredadas del Triásico-Jurásico⁵⁸.

A comienzos del Paleógeno se ha reportado que el Macizo de Santander ya representaba una estructura emergida⁵⁹ y para el Mioceno tardío- Plioceno, un especial marco geodinámico favoreció el levantamiento principal de la cordillera Oriental de Colombia⁶⁰. En el tiempo geológico reciente un ambiente denudacional ha permitido la formación de un gran número de coluviones y aluviones para la región del Macizo de Santander.

⁵⁵ Toussaint, Op. Cit.

⁵⁶ Cediél, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C., Petroleum Geology of Colombia. In: *Regional Geology of Colombia*. Medellín- Colombia: Universidad Eafit. 2011.

⁵⁷ Ibid

⁵⁸ Sarmiento, L. F., *Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes*. Tesis Doctoral ed. Santafé de Bogotá: Vrije Universiteit. 2002.

⁵⁹ Cediél. 2011. Op. Cit.

⁶⁰ Cediél, Shaw, & Cáceres. 2003. Op. Cit.

7. MARCO TECTÓNICO

El Sistema de Fallas Santa Marta -Bucaramanga con un rumbo promedio de N 20° W, alcanza una extensión aproximada de 600 km desde la costa Caribe y finiquitando en la Cordillera Oriental hacia la latitud 65°N, al sur de la ciudad de Bucaramanga (Figura)⁶¹. Este sistema de fallas se compone de dos a tres segmentos de fallas principales, de norte a sur a lo largo de su trazo son: 1. Falla Santa Marta, 2. Falla Algarrobo, 3. Falla Bucaramanga^{62, 63, 64}. Por otro lado, Cediel⁶⁵, asume que la continuación norte de la falla de Bucaramanga es la Falla El Carmen, la cual se desvía en dirección NE en la Serranía del Perijá.

La cinemática del Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga es interpretado como de rumbo con desplazamiento sinistral.^{66 67 68 69 70 71 72} Modelos de repartición en deformación coaxial-rotacional y reconstrucciones estructurales a lo largo de la terminación sur del sistema de fallas, han arrojado datos de corrimiento lateral izquierdo del orden de los 20 a 40 km respectivamente^{73, 74} aunque

⁶¹ 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.

⁶² Ibid

⁶³ 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.

⁶⁴ Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo, Op. Cit.

⁶⁵ Cediel, Shaw, & Cáceres, 2003. Op. Cit.

⁶⁶ Campbell, C., The Santa Marta wrench fault of Colombia and its regional setting. *Fourth Caribbe and geological Conference*, 1965. pp. 1-30.

⁶⁷ Boinet, T., Bourgois, J. & Mendoza, H., La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la orogenia Andina. *Geología Norandina*, Issue 11, 1989. pp. 3-10.

⁶⁸ 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.

⁶⁹ León, L., Mapa Geológico del departamento de Santander. *Escala 1: 800.000. Boletín Geología, UIS*, 20(35), 1991. pp. 53-63.

⁷⁰ Vargas, G. & Niño, A., *Patrones de fracturamiento asociados a la falla de Bucaramanga*. Tesis ed. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. 1992.

⁷¹ Clavijo, J., *Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander, Escala 1: 250.000*, Bucaramanga: Ingeominas. 1994.

⁷² Jiménez, & González, Op. Cit.

⁷³ Toro, Op. Cit.

⁷⁴ Kammer, Op. Cit.

desplazamiento de más del orden de los 100 km ha sido previamente propuesto^{75, 76}. Se ha estipulado que parte del movimiento sinistral inicial de la sección Falla Bucaramanga al sur, ha sido “absorbido” en la zona axial de la Cordillera Oriental por cuenta de las fallas Soapaga y Boyacá, las cuales tienen componente vertical y en rumbo^{77, 78, 79}. También, una componente de movimiento vertical con buzamiento hacia el Este, Se ha reportado que la falla tiene una componente de desplazamiento en la vertical porque pone en contacto rocas de diferentes edades y composición^{80, 81, 82, 83, 84, 85} donde la mayoría de autores afirman que a lo largo de los segmentos de falla las rocas presentan diferentes edades y composición.

⁷⁵ Campbell, Op. Cit.

⁷⁶ Tschanz, G., Jimeno, A. & Cruz, J., Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. En: *Informe Interno 1829*. Bogotá: Ingeominas, 1969. pp. 288.

⁷⁷ Toro, Op. Cit.

⁷⁸ Kammer, Op. Cit.

⁷⁹ Velandia, F., Interpretación de Transcurrencia de las Fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(44). 2005.

⁸⁰ Julivert, M., La infraestructura de la Zona de Mesas al SW de Bucaramanga. *Boletín de Geología, UIS*, Volumen 1, 1958. pp. 7-44.

⁸¹ Julivert, M. & Téllez, N., Sobre la presencia de Fallas de edad precretácica y post-Girón (Jura- Triásico) en el flanco W del Macizo de Santander (Cordillera Oriental, Colombia). *Boletín de Geología, UIS*, Volumen 12, 1961. pp. 5-17.

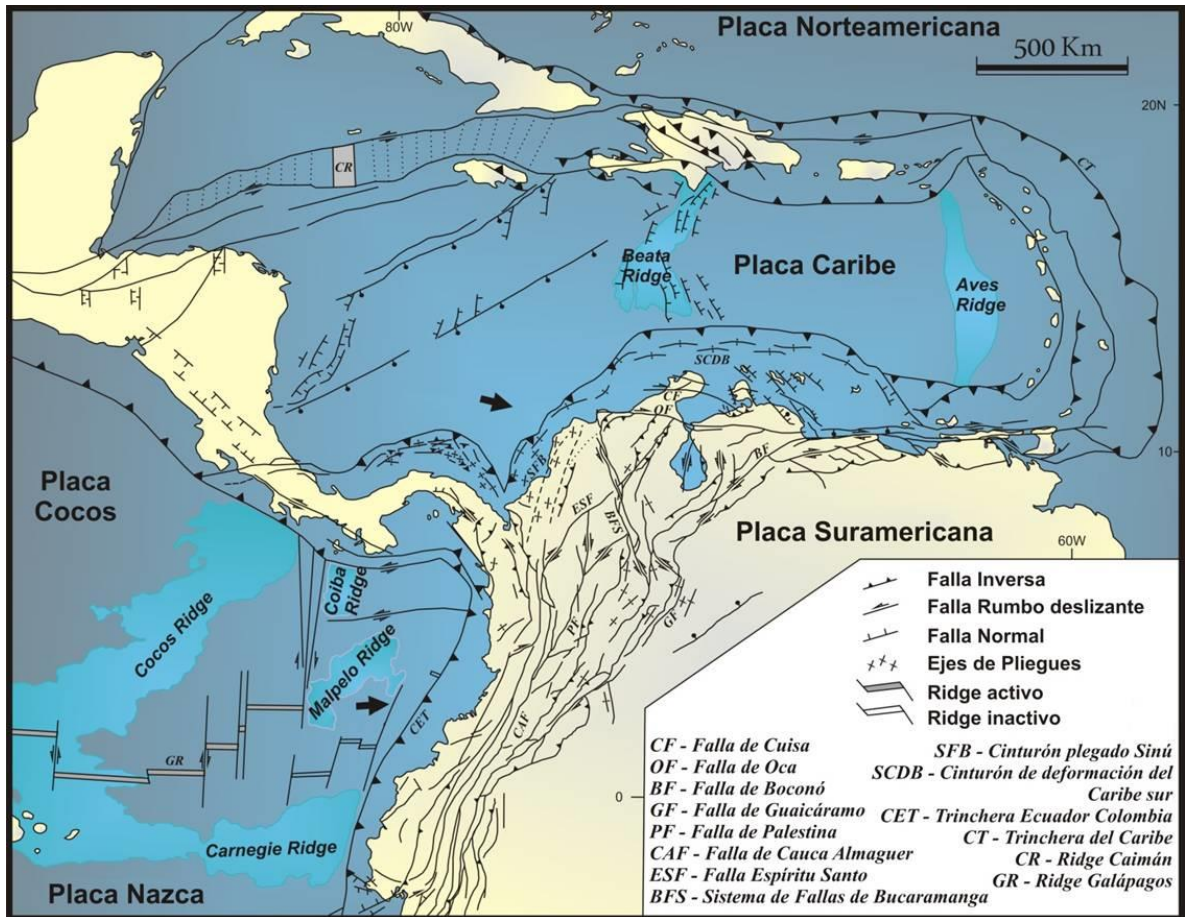
⁸² Ward, Goldsmith, Cruz & Restrepo. Op. Cit.

⁸³ Daconte, & Salinas, Op. Cit.

⁸⁴ París, G. & Sarria, A., *Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano. Informe interno*, Cali: Ingeominas. 1988.

⁸⁵ Royero, J., *Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar. Memoria Explicativa*, Bucaramanga: Ingeominas. 1994.

Figura 7. Mapa tectónico del Caribe y el norte de Suramérica.



Fuente: López I., J. A. & Zuluaga C, C. A., Neis de Macuira: Evolución Tectónica de las Rocas Metámorfas Paleozoicas de la Alta Guajira, Colombia. *Boletín de Geología*, Julio-Diciembre, 34(2), 2012. pp. 1-22.

Nota: Se resalta que BFS en la imagen es el mismo Sistema de Fallas Santa Marta – Bucaramanga.

Según Paris:

“El Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga forma el límite entre varias provincias geológicas distintas: es el límite occidental del Macizo de Santa Marta y separa la cuenca del Magdalena bajo de la Cuenca Cesar y el Macizo de Santander del Valle Medio del Magdalena. Esta estructura compuesta divide la parte norte de la Cordillera Oriental en dos regiones estructurales distintas. El bloque levantado oriental es principalmente integrado por rocas ígneas cristalinas y metamórficas de edad Paleozoico y Pre-Cámbrico, con menor cantidad de rocas sedimentarias del Triásico, Jurásico y Terciario. En el bloque yacente occidental hay

predominancia en rocas sedimentarias de edad Terciario y Cuaternario, con menos cantidad de rocas Cretáceo- Jurásicas⁸⁶”.

Varios autores han intentado estipular la edad del sistema de fallas Santa Marta-Bucaramanga: Eoceno⁸⁷, post-Cretáceo⁸⁸, finales del Mesozoico Tardío o principios del Terciario Temprano⁸⁹, previa al Oligoceno⁹⁰. A diferencia de otros autores para Cediel⁹¹, el Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga fue activo durante la Orogenia Grenville- Orinocence y forma la porción norte de la paleosutura que unió al Terreno Chicamocha del Dominio Sub-placa Continental Central con el escudo de Guayana, y añade que la estructura fue reactivada en el Aptiano- Albiano y en la actualidad hace parte del límite occidental activo de la Sub-placa Maracaibo (bloque de escape al noroccidente).

Finalmente, diversos autores han publicado acerca de la mecánica transpresiva que ha regido el comportamiento y distribución de ciertas estructuras en la Cordillera Oriental, identificando para el Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga en su curso por el Macizo de Santander un régimen transpresivo que se descompone en cizalla simple a lo largo de la falla y en cizalla pura absorbida por el macizo^{92, 93, 94}.

⁸⁶ Paris, Machette, Dart, & Haller, 2000. Pág. 10. Op. Cit.

⁸⁷ 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.

⁸⁸ Irving, E., La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Boletín Geológico, Ingeominas*, 19(2), 1971. pp. 1-89.

⁸⁹ 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.

⁹⁰ Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo, Op. Cit.

⁹¹ Cediel, Shaw, & Cáceres, Op. Cit.

⁹² Kammer, Op. Cit.

⁹³ Taboada, et al., Op. Cit

⁹⁴ Osorio, Hernández, Torres, & Botero, Op. Cit.

8. GEOMORFOLOGÍA

Las distintas geoformas de la superficie terrestre se entienden, en términos generales, como el resultado de la interacción de los procesos endógenos (internos), formadores de los rasgos principales del relieve y los procesos exógenos (externos) asociados con el desgaste del relieve primario a través del tiempo geológico.⁹⁵

La zona presenta una altura promedio de 1.423 m.s.n.m., a partir de la cual se realizaron diferentes clasificaciones geomorfológicas, en donde el punto más alto se encuentra al W dentro de la zona montañosa, muy cerca de un punto de control militar conocido como Sanín Villa con una altura de 1676 m.s.n.m., y el más bajo al E del municipio de Río de Oro, Cesar a 1.170 m.s.n.m.

En la zona de estudio se encuentra localizadas casi paralelas al trazo principal de la falla y que son diferenciables en el paisaje (Figura), tres regiones geomorfológicas destacables que hace parte de la región Subandina, dispuestas en fajas que van de NW a SE (Figura 8):

- **(1) Una zona de montaña**, con relieve altamente plegado y fracturado, en la que se evidencia el fuerte control estructural que ha ejercido la falla al W, con variaciones en altura > 400 m.
- **(2) Una zona de Piedemonte**, por donde pasa el trazo principal de la falla, con montículos y colinas estructurales entre 0- 50 m. y pendientes que varían entre 0-25%.

⁹⁵ Robertson, K. G., Jaramillo, O. & Castiblanco, M. A., *Guía Metodológica Para La Elaboración De Mapas Geomorfológicos A Escala 1:100.000*. Bogotá: Instituto de hidrología, Meteorología y estudios Ambientales – IDEAM; Subdirección de Ecosistemas e Información Ambiental. 2013.

- **(3) Lomas y ondulaciones** al E del trazo principal de la falla y del municipio de Río de Oro, que se identifican como pequeñas elevaciones dispuestas en una franja que varían entre los 50 - 200 m., sobresalientes en un relieve plano, de forma alargada y pendientes moderadas.

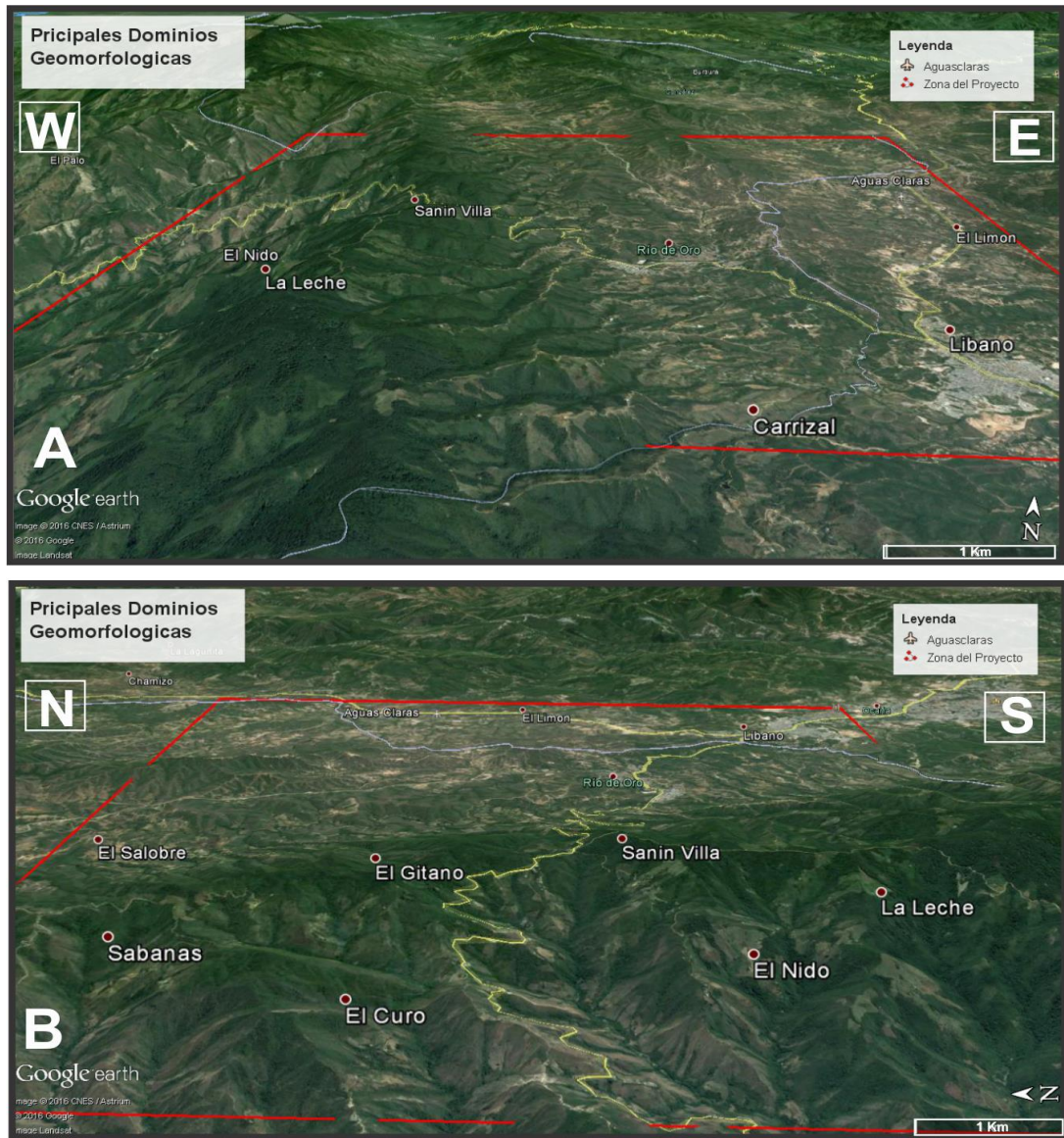
Figura 8. Principales Dominios Geomorfológicos.



Fuente: Imagen satelital obtenida a partir de SAS PLANET y cargada en el DEM de “The Consortium For Spatial Information (CGIAR-SI) ®”, adaptado por los autores

Nota: Tres principales dominios geomorfológicos: A) Zona Montañosa B) Zona de Valle (Cuenca de tracción) C) Lomas y Ondulaciones.

Figura 9. Vista tridimensional del área de estudio.

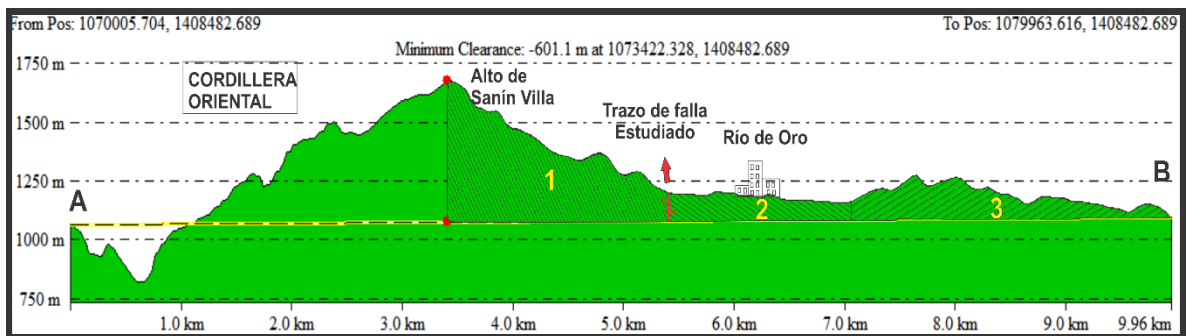


Fuente: Google Earth ®, adaptado por los autores.

Nota: A) Geoformas dispuestas de W-E con un ángulo de 30 ° con respecto a la horizontal. Se destaca la presencia de los ganchos de falla, resaltando el trazo tan marcado de la falla B) Geoformas de N-S con un ángulo de 25 ° con respecto a la horizontal. Obsérvese el rasgo lineal aproximadamente norte sur que marca el cambio abrupto en la incisión de los drenajes (al W) además del desarrollo de superficies aplanadas y valles planos (al E).

El relieve topográfico (Figura 10) es una de las características más importantes a la hora de subdividir los dominios geomorfológicos, teniendo en cuenta que la pendiente resalta de manera significativa rasgos que en imágenes tridimensionales no son tan apreciables, así como en imágenes aéreas (Figura 11).

Figura 10. Corte Topográfico, donde el relieve permite diferenciar los dominios geomorfológicos en los que se subdividió el área.

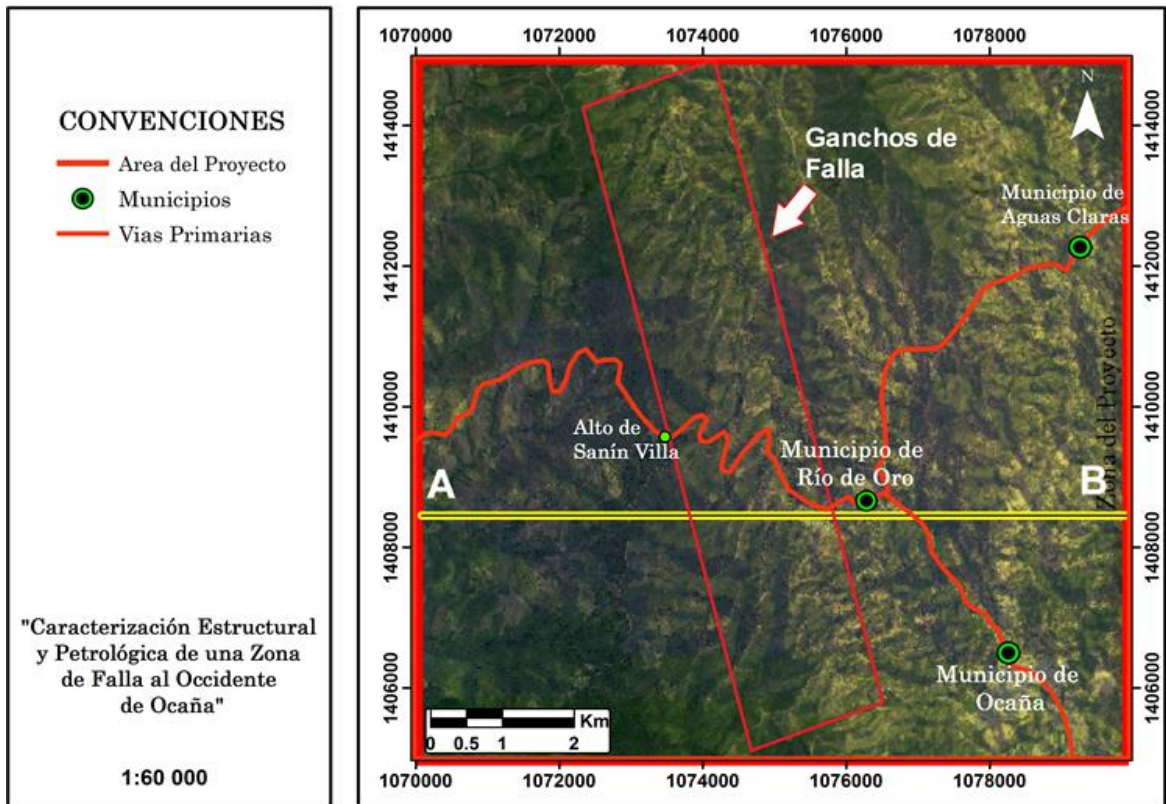


Fuente: Perfil generado a partir del (DEM) de “The Consortium For Spatial Information (CGIAR-SI) ®”, adaptado por los autores.

Nota: Tres principales dominios geomorfológicos: 1) Zona Montañosa. 2) Zona de Valle (Cuenca de tracción). 3) Lomas y Ondulaciones. Observar tramo en el que se realizó el corte topográfico (Figura 11).

Al analizar imágenes satelitales, sobre imponiendo un modelo de elevaciones (DEM) el cual resalta el relieve topográfico de este segmento de la cordillera (Figura 11), se evidencia el fuerte control estructural que la falla ejerce sobre las litologías presentes, generando estructuras como ganchos de falla en las zonas más afectadas, lineamientos estructurales así como drenajes truncados.

Figura 11. Tramo en el que se realizó el Corte Topográfico. Imagen vertical del área de estudio, tomada generada a partir de imágenes satelitales.



Fuente: Modelo de Elevaciones (DEM) de "The Consortium For Spatial Information (CGIAR-SI) ®", adaptado por los autores.

8.1 (1) ZONA MONTAÑOSA

Se entiende por zona montañosa a relieves altamente plegado y fracturado, con variaciones en altura > 400 m. Localizada al W de la zona de trabajo y limitando al E con la zona de valle (2).

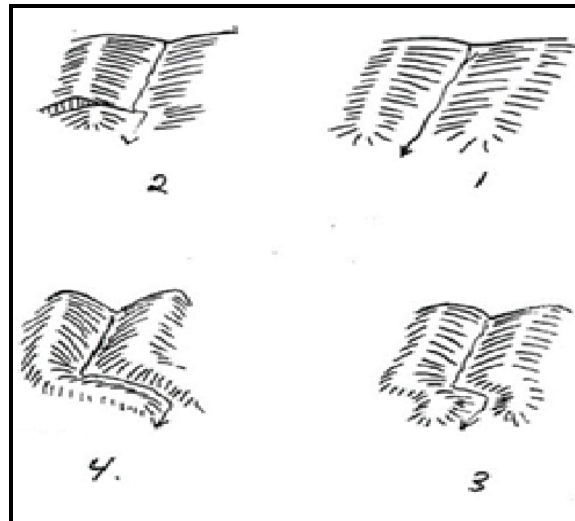
Al oriente de la zona montañosa (1) aparecen claramente expuestos una serie de valles fluviales estrechos que están siendo separados por ganchos de flexión de falla (Figura 12, Figura 13) con rumbo estructural NE. Las sierras que representan

los ganchos de falla a su vez exhiben sobre su superficie silletas, las cuales pueden indicar una zona de fallamiento en la que se ha ejercido un fuerte control estructural sobre las geoformas allí presentes. En el contacto de este frente montañoso con la zona de valle (2), se advierte la ocurrencia de facetas triangulares (Figura 14) intersectando los ganchos de falla, las cuales indican la presencia de fallas normales. Por otro lado se destaca la presencia de un patrón de drenaje “Barbado” más conocido como “Contorsionado”, el cual es reconocido porque los tributarios se unen a las corrientes principales en ángulos obtusos o en curvas de dirección aguas arriba, debido al control estructural que ejerce la falla. “Algunos autores llaman a este patrón contorsionado, cuando el control de fracturas o dos diferentes inclinaciones de los bloques juegan un papel importante”⁹⁶.

En la parte media de la división (1) un alto montañoso con una superficie suavizada particiona la zona, dando lugar hacia el occidente de un escenario geomorfológico ligeramente distinto caracterizado por: dos sierras principales que se extienden hasta el valle medio del Magdalena, segmentos sumamente rectos de valles fluviales, silletas aparentemente alineadas sobre las sierras y facetas triangulares cuyas caras apuntan hacia los valles fluviales.

⁹⁶ Naranjo, J. L., *Fotogeología Práctica. Fotogeología descriptiva e interpretativa con ejemplos de Colombia*. Primera ed. Manizales(Caldas): Editorial Universidad de Caldas. 2015.

Figura 12. Analogía en la formación de ganchos en forma de “L” por fallamiento en rumbo y disección de corrientes



Fuente: Diederix, H., *Neotectonic, Earthquakes and Strike-Slip Faults*. s.l., s.n. 1996.

Figura 13. Ganchos de falla presentes a lo largo de la zona montañosa (1).



Nota: A) Punto ubicado sobre la zona montañosa a la altura del Alto de Sanín Villa (1.670 m.s.n.m.) en la faja (1). Imagen captada al S de la Quebrada Agua Dulce (310°N) **B)** Punto ubicado en la zona del piedemonte, cerca de la vía (Ocaña-Río de Oro). Fotografía captada en sentido W (300°N) desde el sector conocido como Cuesta El Volcán.

Figura 14. Presencia de ganchos de falla y facetas triangulares en el sector de transición entre la zona montañosa (1) y la zona de piedemonte (2).



Nota: Fotografía captada en un desvío hacia en W, justo en la Estación de Servicio Río de Oro en el Km 46+440 en la vereda El Carbonal.

8.2 (2) ZONA DE PIEDEMONTE

Comprende la zona por donde pasa el trazo principal de la falla, con montículos y colinas estructurales entre 0- 50 m. y pendientes que varían entre 0-25%. Esta zona se encuentra ubicada en la parte media del proyecto, contenida por la zona montañosa al W y por lomas y ondulaciones al E. Como rasgo estructural más importante se destaca la presencia de lomos de presión “*pressure ridge*” (Figura 15), los cuales consisten en una protuberancia de la superficie acompañados por plegamiento y fallamiento inverso en una falla rumbo deslizante, alineados de manera paralela al trazo principal de la falla en sentido NW - SE, los cuales se sobresalen en el relieve local al variar entre 40-120 m, con respecto a la media de elevación. En este sector se desarrolla un drenaje dendrítico, en el que sus afluentes se unen al trazo de corriente principal (Río de Oro) desde todas las direcciones.

En esta zona los tributarios se unen al trazo principal mediante ramales irregulares, en donde el terreno es uniformemente permeable con pendientes suaves. El trazo de valles rectos de fondo en regiones montañosas son indicativos de control estructural por una falla, cuyo trazo se encuentra al fondo del valle por donde las corrientes son guiadas de forma paralela entre sí, y que evidencian el trazo principal de la falla. Convenientemente la corriente principal (Río de Oro), la cual avanza en sentido NW- SE al llegar al municipio del mismo nombre, desvía su corriente significativamente al punto que se sitúa en sentido W-E, evidenciando un posible salto de falla a la izquierda (Figura 15). Se observan algunas expresiones geomorfológicas que acompañan el salto de falla y que evidencian un fuerte control estructural (Figura 16).

Figura 15. Lomos de presión alineados y salto de falla

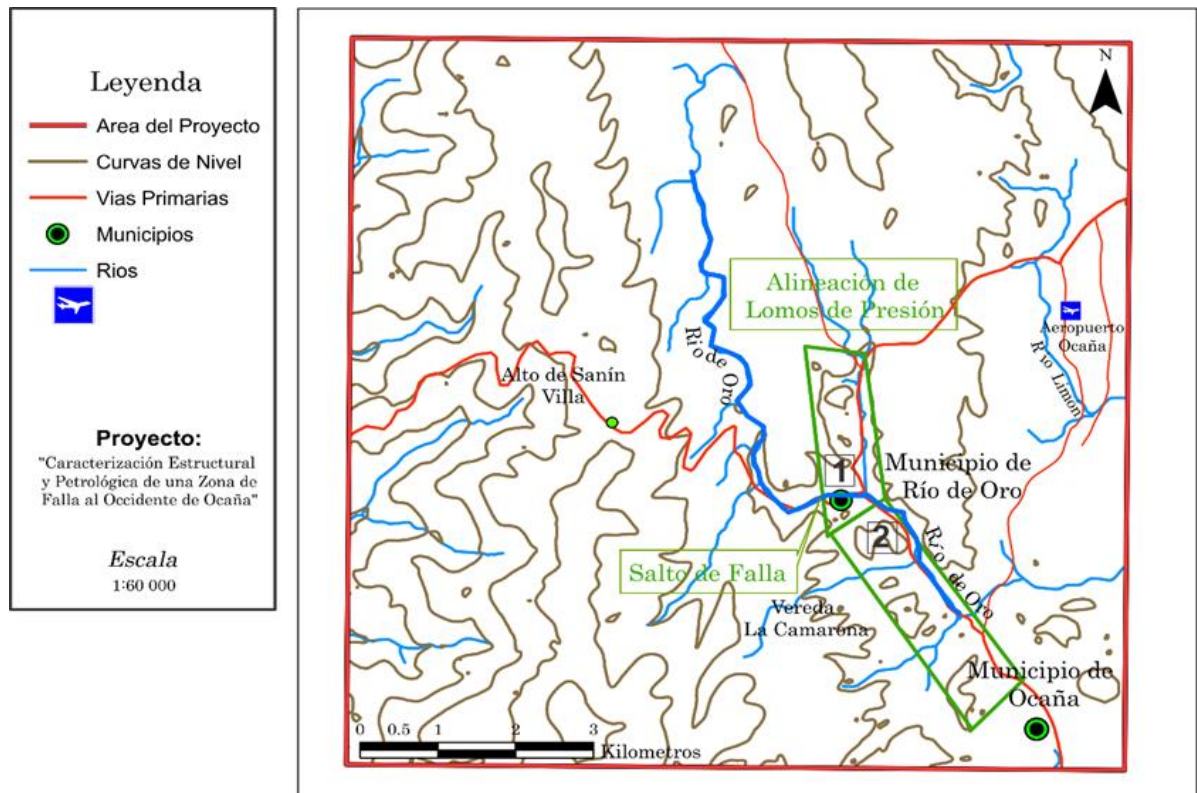
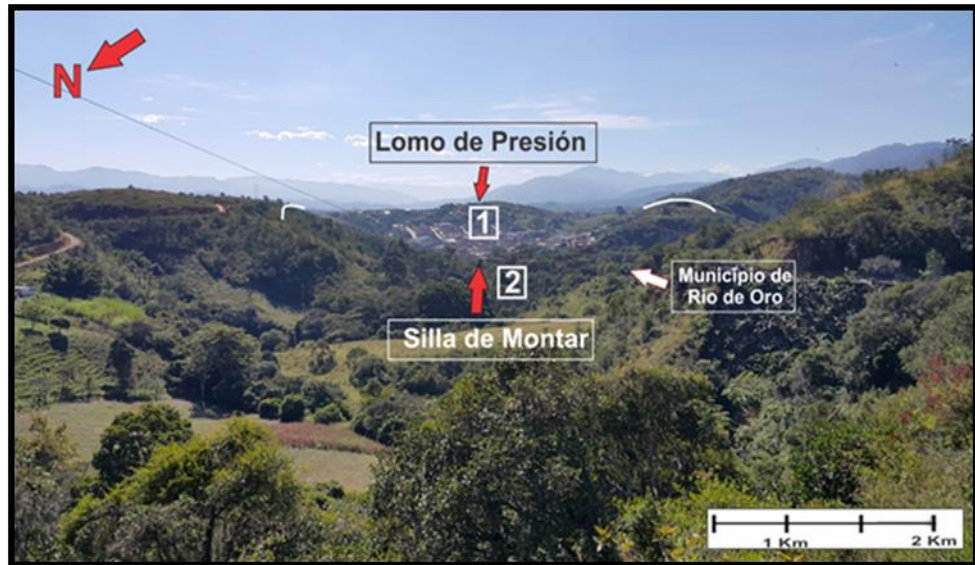


Figura 16. Lomo de presión “Río de Oro” y silla de montar



Nota: Lomo de Presión (1) al fondo de la imagen, el cual se ubica al S del Municipio de Río de Oro. En la parte posterior se aprecia una silla de Montar (2) al N del mismo municipio en sentido E-W, rasgos que evidencian el fuerte control estructural que ejerce la falla. Fotografía tomada en la vía Aguas Claras (El Cruce) – Río de Oro en el Km 42+570 al margen izquierdo de la carretera (150°N).

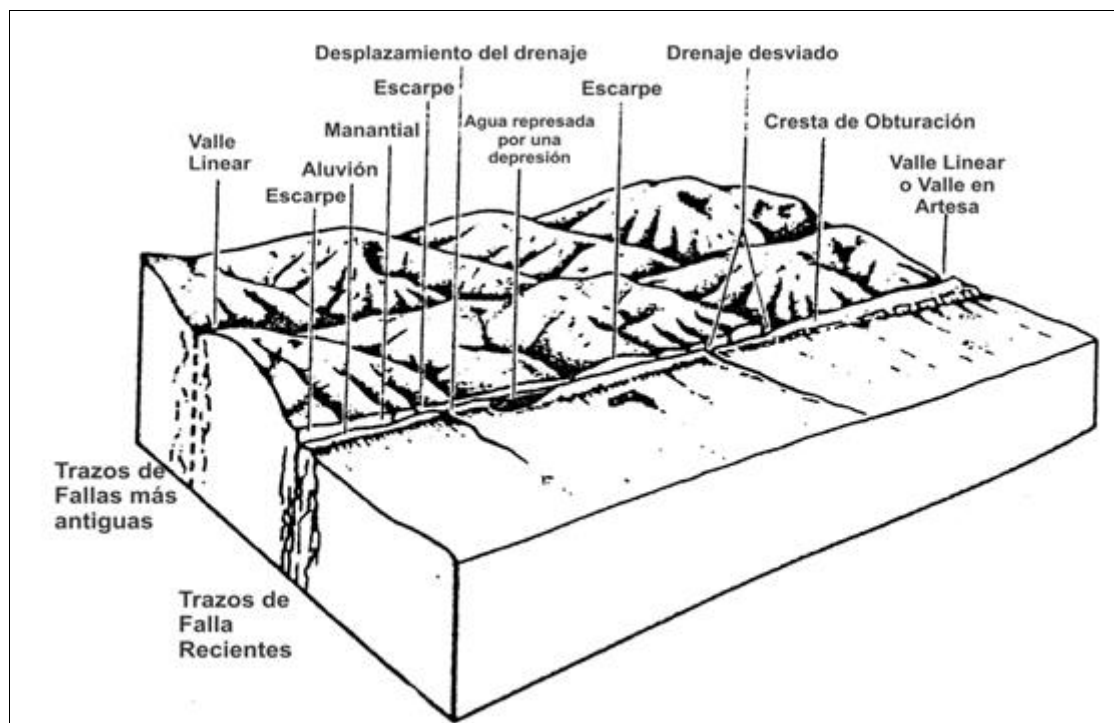
Figura 17. Silla de Montar en sentido E - W



Nota: Imagen captada en la vía Aguas Claras (El Cruce) – Río de Oro en el Km 40+230 al margen izquierdo de la carretera (205°N).

Una vista en conjunto de la zona montañosa (A) y la zona de piedemonte (B), reúne características geomorfológicas cercanamente similares a las que se desarrollan a lo largo de fallas de rumbo recientes activas según Burton & Craig⁹⁷ (Figura 18).

Figura 18. Bloque diagrama mostrando propiedades geomorfológicas desarrolladas a lo largo de fallas de rumbo recientes activas



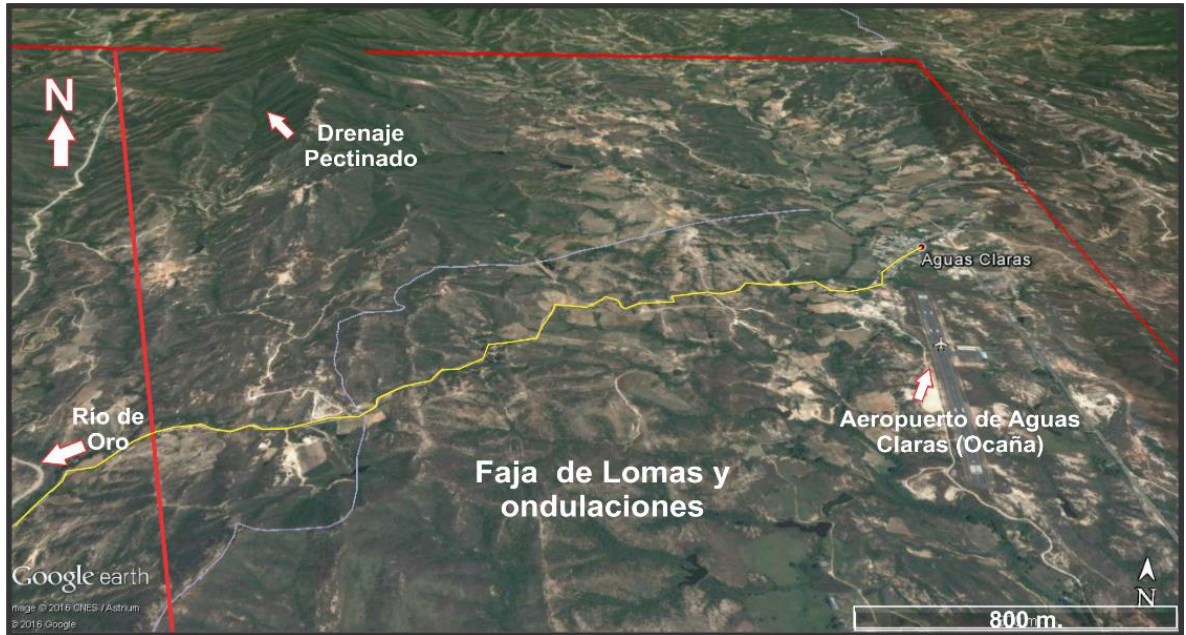
Fuente: Burton, D. & Craig, M., *Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards*, Reno: University of Nevada. 1975.

⁹⁷ Burton, D. & Craig, M., *Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards*, Reno: University of Nevada. 1975.

8.3 (3) LOMAS Y ONDULACIONES

Faja geomorfológica identificable como pequeñas elevaciones dispuestas en una franja que varían entre los 50 - 200 m., sobresalientes en un relieve plano, de forma alargada y con pendientes moderadas ubicada en la parte E del proyecto, contenida por lomas y ondulaciones al W y una zona relativamente plana (Montículos) al E, zona en la que se encuentra el aeropuerto de Ocaña y el municipio de Aguas Claras (Figura 19). Su Topografía se caracteriza por presentar una faja de Lomas y ondulaciones entre los 50 – 200 m. la cual sobresale dentro del relieve local y una zona más plana. En este sector se desarrolla un patrón de drenaje dendrítico, el en que sus afluentes se unen al trazo de corriente principal (Río Limón) con tributarios que se unen al trazo principal mediante ramales irregulares. Localmente se desarrolla en algunas zonas Patrones de drenaje Subdendrítico y Pectinado. El drenaje Subdendrítico se caracteriza por la formación de valles de fondo plano y canales cortos y el pectinado en cuencas de forma de Pera.

Figura 19. Faja de Lomas y Ondulaciones



Fuente: Google Earth ®, adaptado por los autores

Nota: Faja de Lomas y Ondulaciones (50-200 m). Imagen Tomada con un ángulo de 30° con respecto a la horizontal.

9. ESTRUCTURAS LOCALES

Diferentes estructuras encontradas a nivel de afloramiento permiten establecer el grado de deformación al que han sido sometidas las rocas, destacando la sobreimposición de un régimen de deformación frágil en gran parte de las litologías presentes. Esto puede ser evidenciado por diaclasas, estrías de falla, planos de falla con fracturas tipo “riedel”, gouge de falla, estructuras en flor así como estructuras que demuestran un régimen de deformación frágil-dúctil como pliegues, boudinage, porfidoblastos con colas de deformación, entre otras estructuras más.

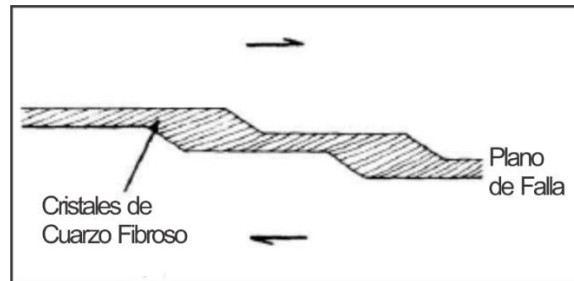
A continuación se hace un listado de las principales estructuras locales:

9.1 ESTRÍAS DE FALLA

Las Estrías de falla “*Slickensides*” y la formación de surcos en superficies rocosas “*grooving*” son comúnmente asociados con fallamiento en un régimen frágil. Los Slickensides a menudo están compuestos de cristales fibrosos (Figura 20) que se extienden desde un lado al otro en un plano de falla. Las ranuras se forman por trituración (molienda hacia abajo) y disolución de dos superficies de falla que se deslizan una sobre la otra⁹⁸. Se encuentran interlineadas cada 1 cm, compuesta por minerales fibrosos (Figura 21). Esta estructura permite establecer la dirección del movimiento, más no el sentido en que se desplazó.

⁹⁸ McClay, K., *The Mapping of Geological Structures*. London: John Wiley & Sons. 1987.

Figura 20. Slickensides desarrollados como cristales fibrosos de cuarzo al unirse los lados opuestos de un plano de falla escalonada.



Fuente: McClay, K., *The Mapping of Geological Structures*. London: John Wiley & Sons. 1987.

Figura 21. Estrías de falla presentes dentro de la Cuarzo-diorita en el Km 45+519 en la vía Aguas claras- Rio de Oro.



9.2 SURCOS DE FALLA

Definidos como “*tool tracks*”⁹⁹, están compuestos por canales, angostos surcos con fondo plano, como las corrugaciones, que son grandes ondulaciones del plano de falla, poseen ejes mayores con varias decenas de metros de longitud los que son paralelos a la dirección general de deslizamiento (Figura 22)^{100, 101, 102}. Se localizan principalmente en los Gneises con diámetros de alrededor de 10 cm. en promedio y hasta 3 metros de largo.

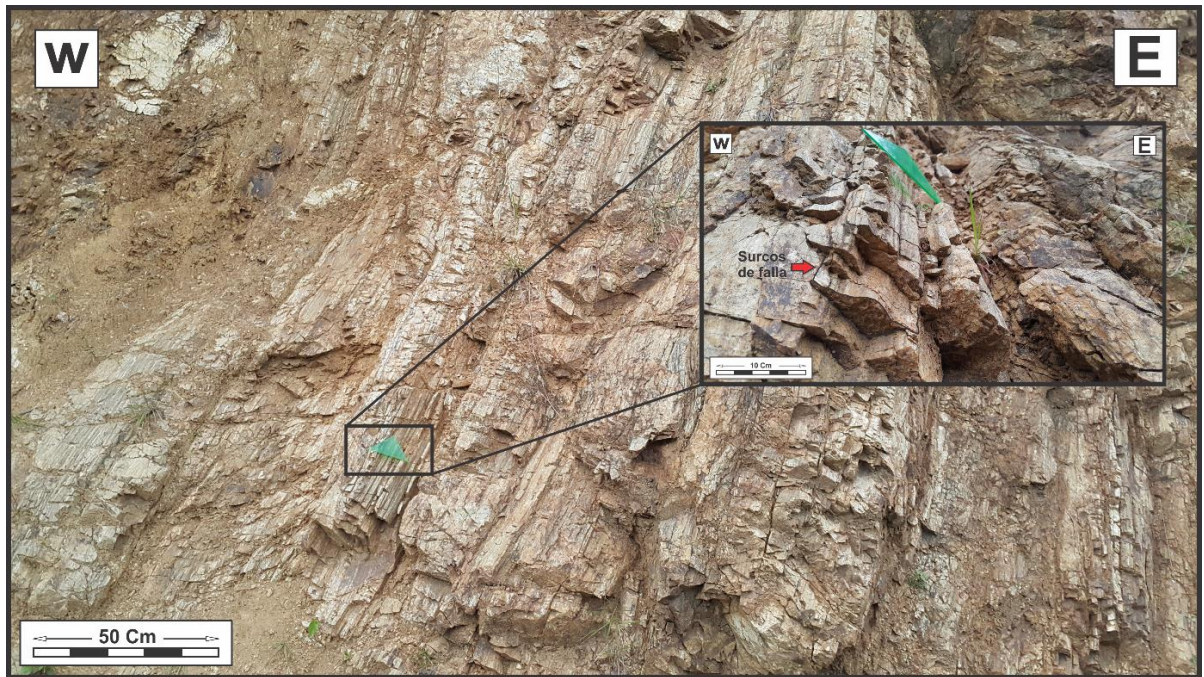
⁹⁹ Hancock, P. L. & Barka, A. A., Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, Volumen 9, 1987. pp. 573-584.

¹⁰⁰ Ibid

¹⁰¹ Stewart, I. S. & Hancock, P., Fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, Volumen 1, 1988. pp. 139-153.

¹⁰² Stewart, I. S. & Hancock, P., Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean Region. *Journal of Structural Geology*, Volumen 13, 1991. pp. 191-204.

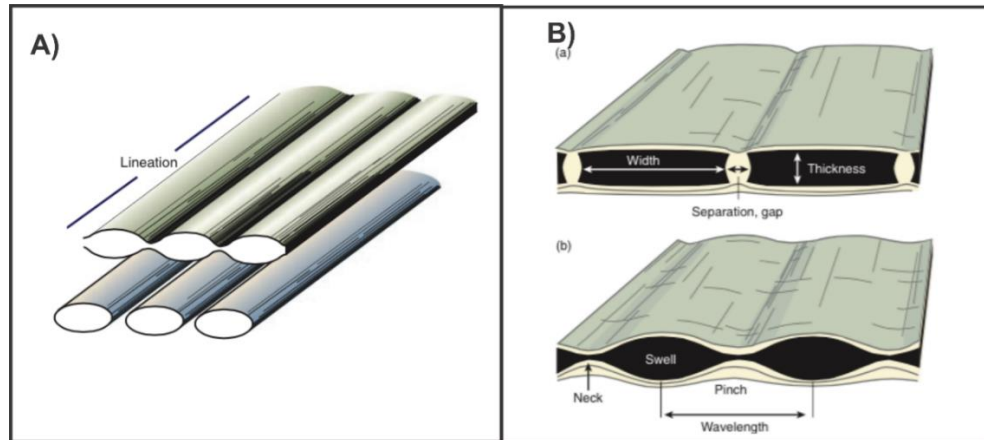
Figura 22. Surcos de falla presente en los Gneises, ubicados en el Km 41 + 356 de la vía Sanín Villa- Río de Oro al margen derecho de la carretera.



9.3 BOUDINAGE

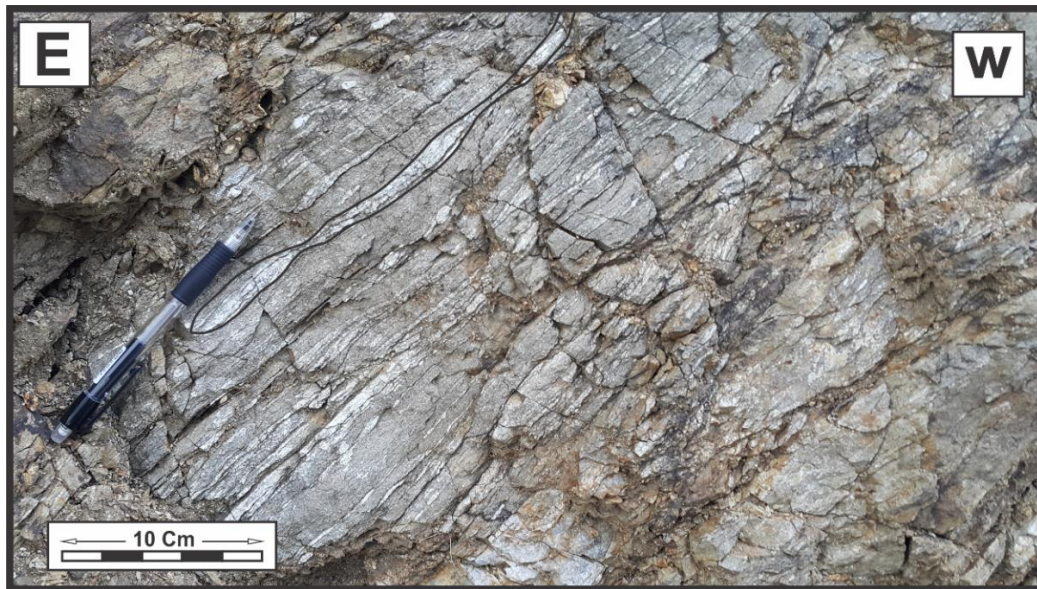
Corresponden a capas de rocas competentes que han sido estiradas en segmentos (Figura 23). Son mucho más grandes en una dimensión que en las otras dos, y se forman donde el eje X del elipsoide de deformación es mucho mayor que el eje Y.

Figura 23. A) Estructuras cilíndricas tipo "Pinch and swell" y boudines, representan elementos lineares en varias rocas deformadas. B) Terminología para describir los budines y estructuras "Pinch and swell" (Fossen, 2010).



Se forma en el leucosoma de los Gneises (Figura 24) presentes en el Km 41 + 356 de la vía Sanín Villa- Río de Oro, con formas alargadas y tamaños de alrededor de 8 – 10 cm de largo y 1 cm de grosor. Se denota el fuerte diaclasamiento que ha sufrido la roca, así como fracturas intracristalinas en cristales de cuarzo evidencia de cataclasis.

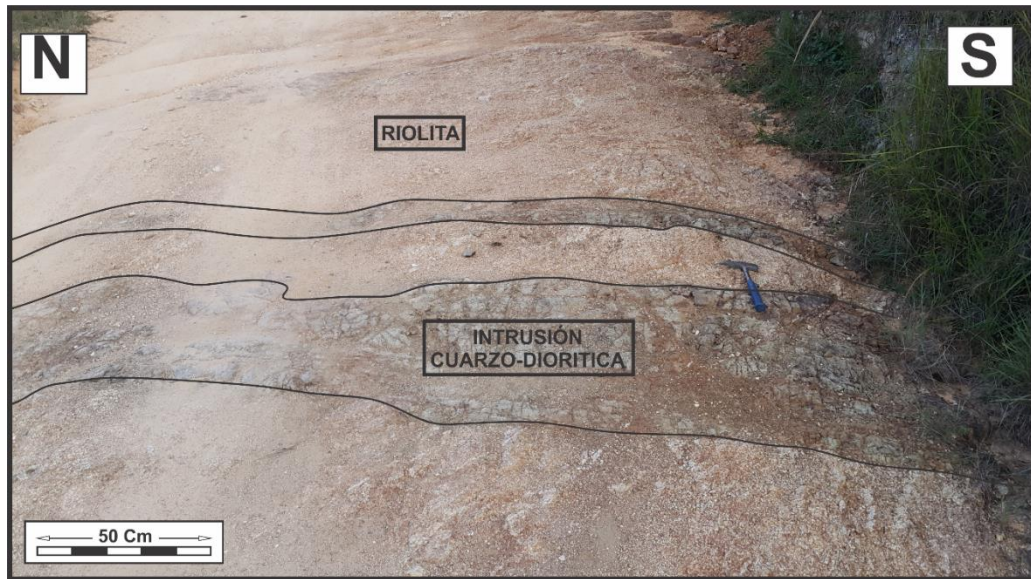
Figura 24. Boudines presentes en el Gneis, ubicados en el Km 41 + 356 de la vía Sanín Villa- Río de Oro.



9.4 TREN ESTRUCTURAL DE DIQUES CUARZO-DIORITICOS

A lo largo de la zona de estudio, especialmente al E de la falla, se encontraron diques de composición cuarzo-diorítica intruyendo generalmente a las riolitas presentes en la zona (Figura 25), las cuales se encontraban cortadas por venas principalmente de cuarzo. Estos están casi que paralelos, demarcando un tren estructural con tendencia N180°/ 82°, con grosores de 10 a 50 cm, muy alterados.

Figura 25. Intrusión Cuarzo-diorítica con tendencia N180°/82°, dentro de las riolitas al E de la zona de estudio.

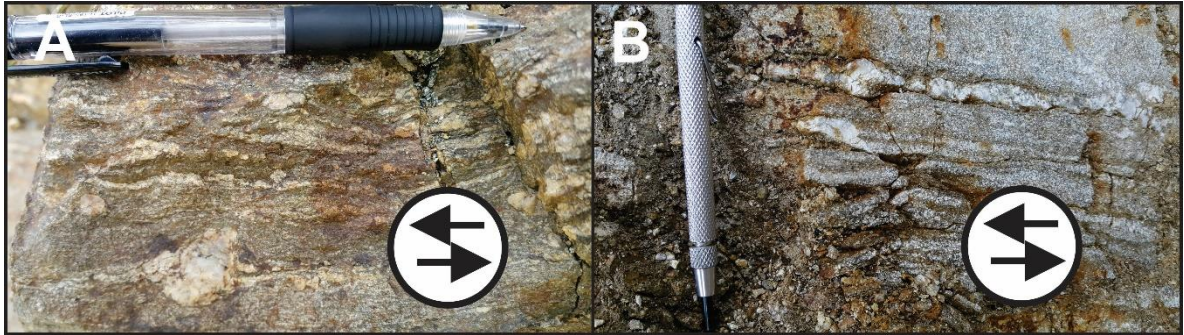


9.5 PORFIDOBLASTOS CON COLAS

Un porfiroblasto con cola, es aquel que al ser observado a lo largo del eje de rotación del flujo, comprende un núcleo monocristalino circular a elíptico con apéndices policristalinos parecidos a “colas” contiguos a él, usualmente con la misma composición que la del porfiroblasto¹⁰³. En el área de estudio se encontraron inclusiones rígidas con “colas” entre una matriz milonítica (Figura 26). Estas estructuras a escala de afloramiento son una herramienta importante para definir el sentido de cizallamiento dúctil que sufrió la roca.

¹⁰³ Hanmer, S. & Passchier, C., *Shear sense indicators: a review*, Canada: Geological Survey of Canada. 1991.

Figura 26. Porfiroblastos.



Nota: Los terminos de las geometrías de los porfidoblastos son adoptados de (Passchier, C. & Trouw, R., *Microtectonics*. s.l.:Springer. 2005). A) Porfiroblasto de feldespato cuyas “colas” conforman una geometría “δ” en una matriz milonítica B) Porfidoblasto sin geometría escalonada (Parte superior) y porfidoblasto con sombras de presión (Parte media). En ambas fotografías se deduce un sentido de cizallamiento sinestral.

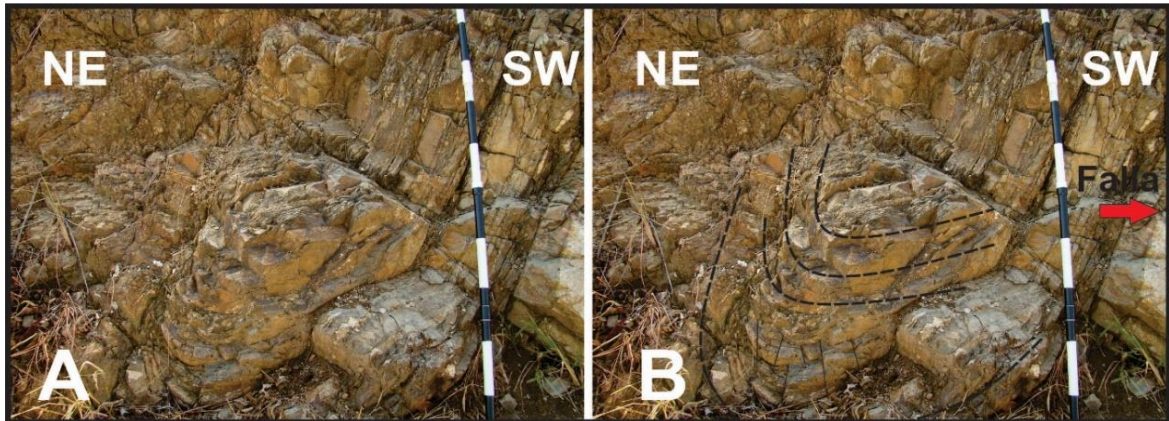
9.6 PLIEGUES DE ARRASTRE

Una estructura de arrastre es cualquier cambio sistemático en la orientación de capas o marcadores adyacentes a una falla¹⁰⁴. Los pliegues de arrastre, van convexos hacia la dirección de desplazamiento de la falla y se deben al comportamiento friccional de las rocas respecto al plano de falla.

En la zona de estudio se logró observar un pliegue apretado con su plano axial vertical y el cual aparentaba haberse formado por fricción con un plano de falla vertical que esta próximo (Figura 27). Posiblemente se deba a un pliegue de arrastre que es propio de un sentido sinestral de desplazamiento del plano de falla asociado.

¹⁰⁴ Fossen, H., *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 2010.

Figura 27. Pliegue de arrastre asociado a una falla de rumbo.

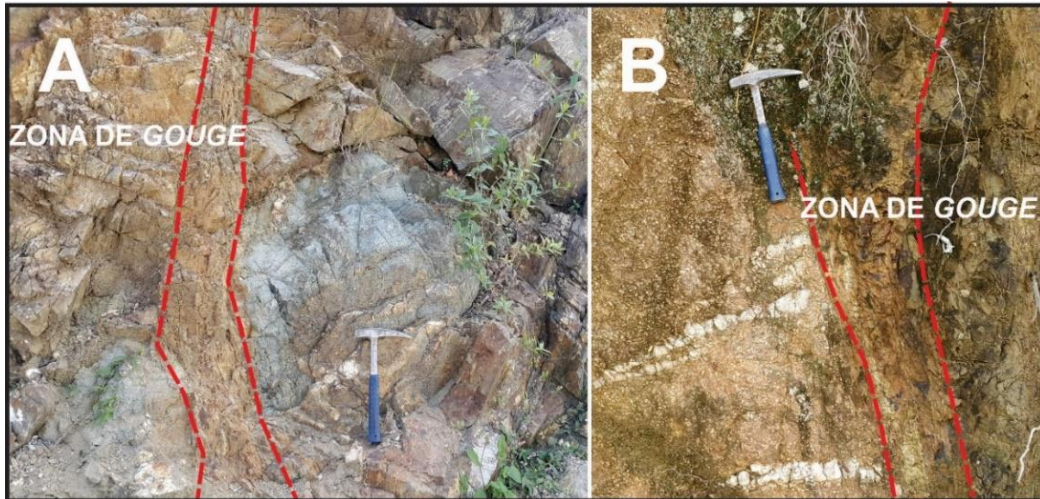


9.7 ROCA DE FALLA NO COHESIVA: GOUGE O HARINA DE FALLA

Roca de falla no consolidada que se forma en la parte más superior de la corteza, bajo un régimen frágil¹⁰⁵. Su tamaño de grano es menor a 0.1 mm y se comporta como arcilla en estado húmedo. Se diferencia como una pasta de colores amarillentos a pardos entre planos definidos de falla (Figura 28).

¹⁰⁵ Ibid

Figura 28. Gouge o harina de falla.



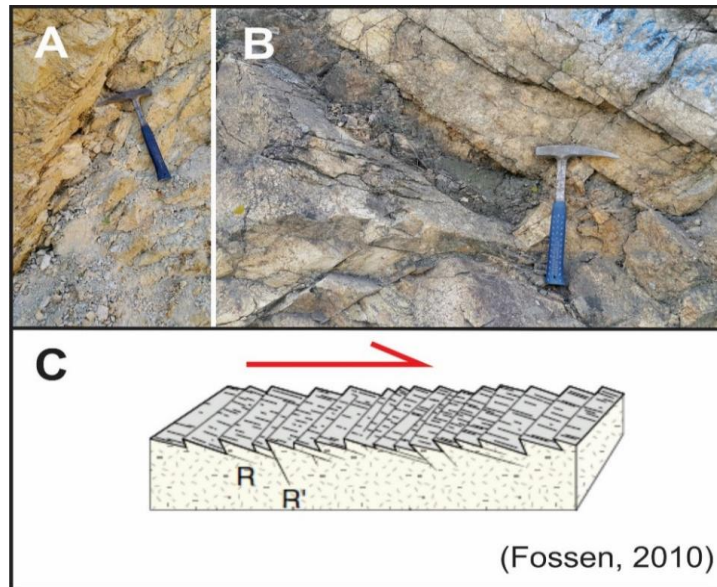
Nota: A) Zona de gouge entre un plano de falla vertical que atraviesa al gneis milonítico y la cual a su vez segmenta un lente de anfibolita. B) Zona de gouge que está truncando unas venas de composición cuarzosa.

9.8 PLANOS DE FALLA CON FRACTURAS TIPO “RIEDEL”

Pequeñas fracturas desarrolladas a lo largo de una falla o superficie de deslizamiento, pueden mostrar arreglos geométricos que aportan información acerca del sentido de desplazamiento del bloque faltante sobre el plano de falla. Las fracturas de intersección tipo Riedel son un criterio común, que pueden utilizarse como indicadores del sentido de movimiento de la falla, las cuales generan un patrón de escalones acorde con el sentido de desplazamiento del bloque opuesto¹⁰⁶. En el área de estudio, las litologías presentes han sido favorables para que en los planos de falla se desarrollen y conserven fracturas tipo riedel sobre los planos de falla (Figura 29). Este aspecto facilito la determinación de la cinemática de un buen número de fallas.

¹⁰⁶ Doblás, M., Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, Volumen 295, 1998. pp. 187-197.

Figura 29. Fracturas tipo “Riedel” sobre planos de falla a escala de afloramiento.



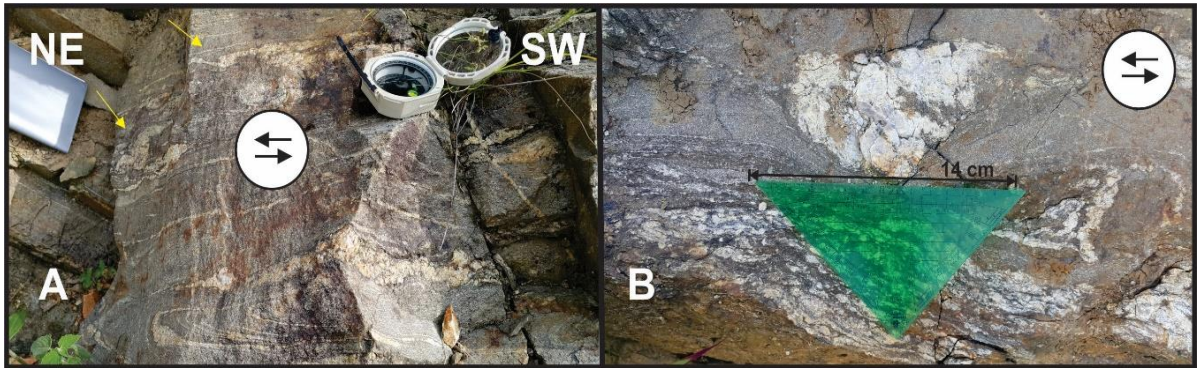
Nota: A) y B) Fracturas tipo riedel que indican desplazamiento en sentido inverso sobre el plano de falla, ambos casos el tipo de roca es tipo riolítico C) Esquema de las fracturas tipo riedel.

9.9 MARCADORES DEFLECTADOS EN RÉGIMEN DÚCTIL

Un indicador simple de sentido de cizalla es el desplazamiento de marcadores como diques, venas, xenolitos, entre otras estructuras lineares a lo largo de la zona de cizalla¹⁰⁷. Dentro del área de estudio fue percatada la presencia de capas deflectadas y pliegues en vaina contenidos en milonitas (Figura 30).

¹⁰⁷ Passchier, C. & Trouw, R., *Microtectonics*. s.l.:Springer. 2005.

Figura 30. Marcadores deflectados en régimen dúctil.

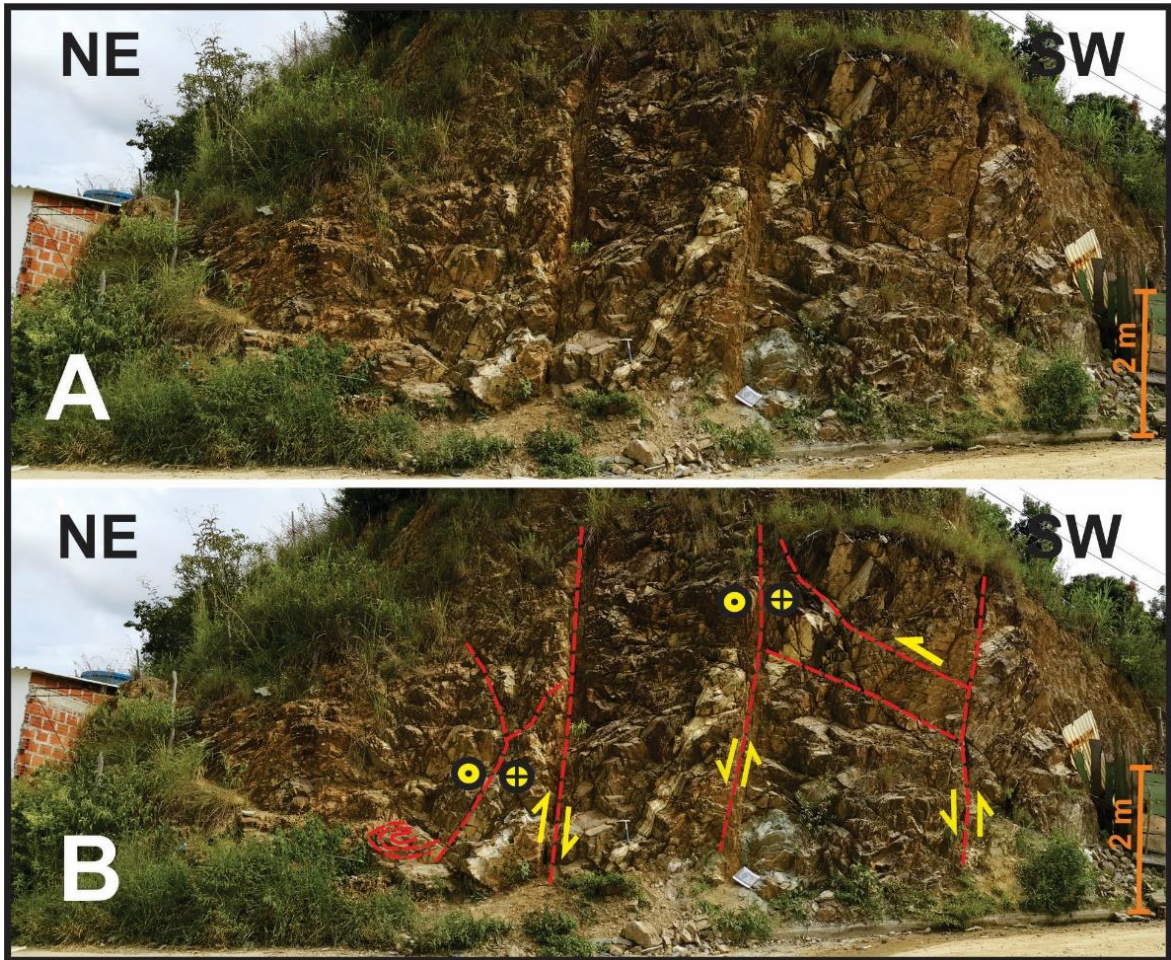


Nota: A) Capas deflectadas (parte superior) que responden a una cizalla sinistral y pliegues en vaina (parte inferior), en una matriz milonítica B) Agregado cuarzo-feldespático en una matriz milonítica con probable deformación sinistral (parte superior) y pliegue en vaina (parte inferior).

9.10 ESTRUCTURA EN FLOR NEGATIVA

Varias fallas de rumbo en superficie consisten en un conjunto de segmentos escalonados o trenzados que a profundidad convergen hacia un simple trazo, dicha geometría es llamada estructura en flor. En la zona de estudio un arreglo de fallas en flor es localizado en el barrio Rosales del municipio de Río de Oro (Figura 31). Este conjunto de fallas verticales tienen un rumbo aproximado de 330° respecto al norte.

Figura 31. Fallas de rumbo que hacen parte de una estructura en flor.

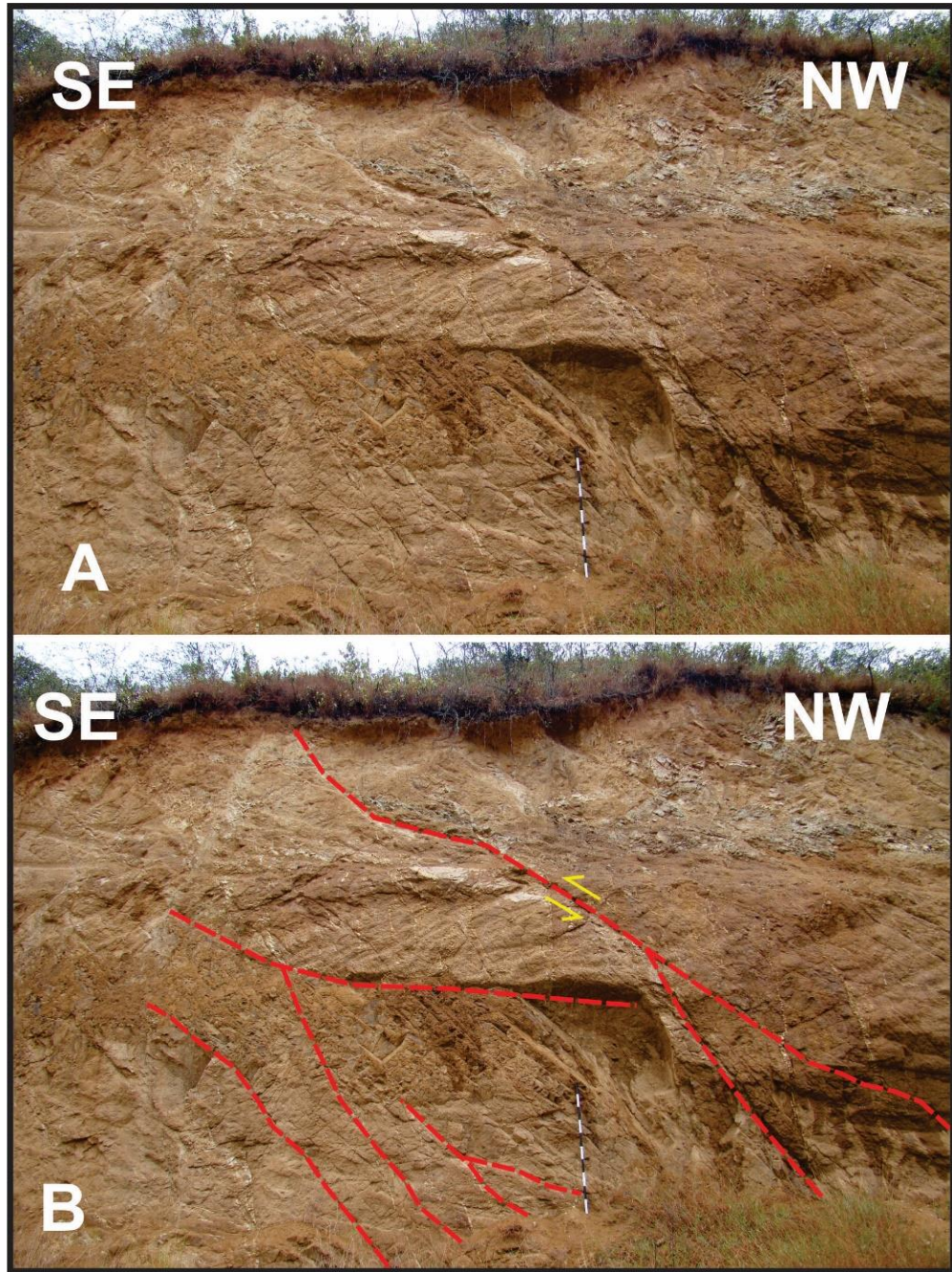


Nota: A) Afloramiento sin delinear estructuras B) Afloramiento con estructuras delineadas

9.11 FALLAS INVERSAS ESCALONADAS

En la zona de estudio se percató de un conjunto de fallas inversas escalonadas en la carretera que conecta los municipios de Ocaña y Río de Oro (Figura 32). Esta agrupación de fallas se relaciona con un rumbo de alrededor 220° respecto al norte.

Figura 32. Fallas inversas escalonadas



Nota: A) Afloramiento sin delinear estructuras B) Afloramiento con estructuras delineadas

10. ANÁLISIS ESTRUCTURAL

10.1 DIACLASAS

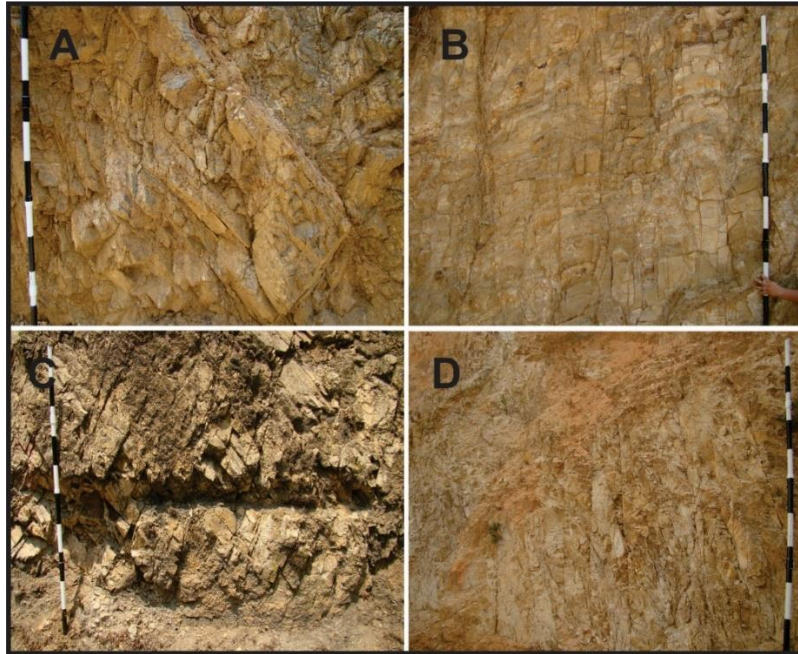
Diaclasas son arreglos regulares de fracturas a lo largo de las cuales ha habido poco o ningún desplazamiento a la escala de observación, son las estructuras frágiles más comunes¹⁰⁸, se forman como resultado de esfuerzo externo (tectónica) o interno (termal o residual)¹⁰⁹.

En la zona de estudio se pudo diferenciar un patrón de diaclasamiento distintivo, el cual está presente en los tres dominios geomorfológicos (Figura 33). Este es descrito como un arreglo de diaclasas conjugadas con un ángulo diedro agudo entre aprox. 50°-70°, algunas de ellas muestran leves cizallamientos (Fig. A y C). En el dominio de “piedemonte” y “lomas y Ondulaciones” aparece sumado al patrón conjugado, una arquitectura de diaclasas de extensión, ya sea en patrón ortogonal o conjuntos verticales (Fig. B y D).

¹⁰⁸ McClay, Op. Cit.

¹⁰⁹ Fossen, Op. Cit.

Figura 33. Arreglos de diaclasas en la zona de estudio.



Nota: Longitud del bastón, 2 metros.

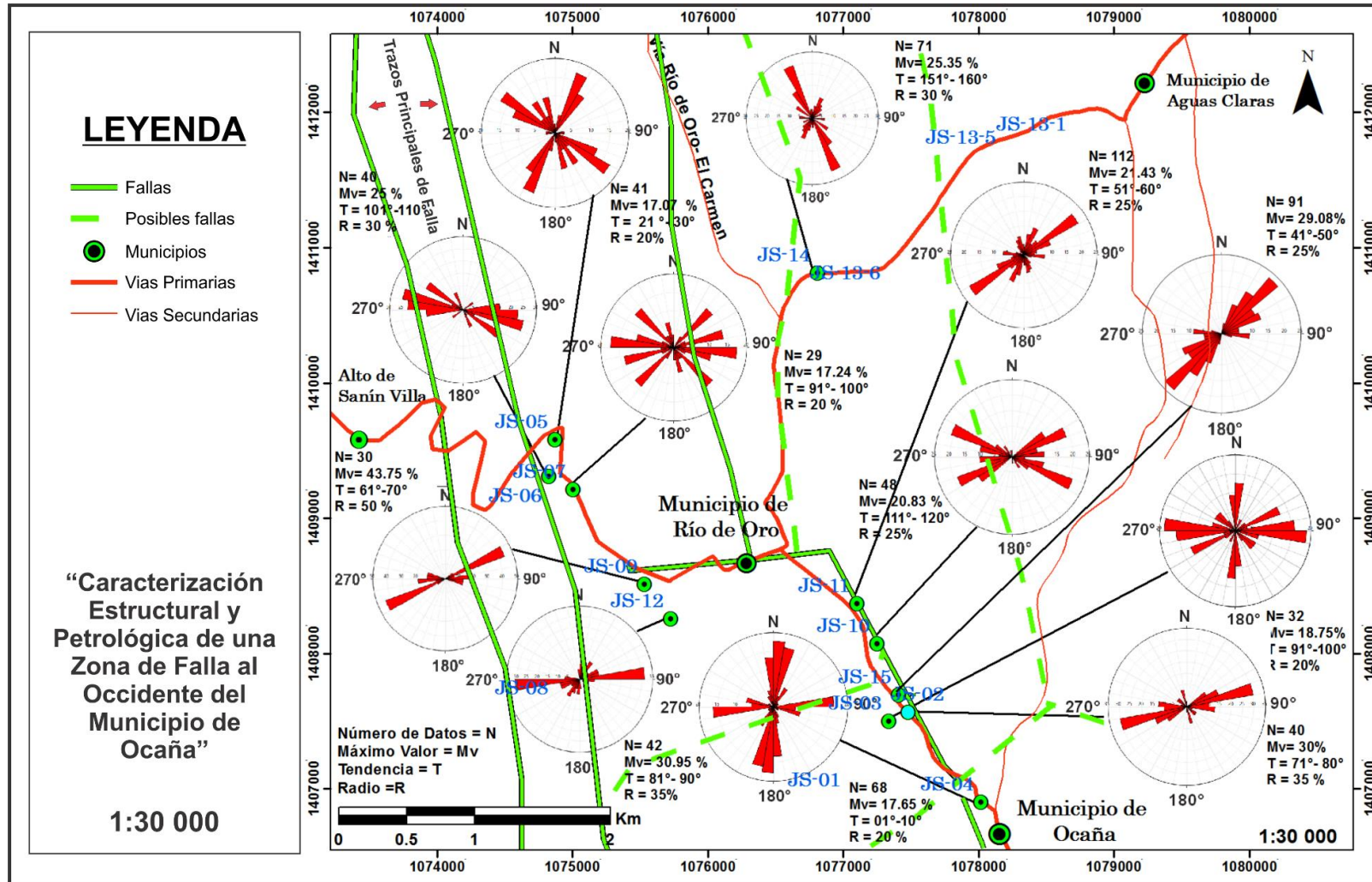
Teniendo en cuenta la importancia de las diaclasas debido a su origen por deformación frágil, se elaboró un muestreo sistemático de las mismas en cada estación de estudio, con el fin de determinar direcciones preferenciales de fracturamiento. La información de planos de diaclasas fue compilada en diagramas Rosa, los cuales constituyen una herramienta útil para representar un gran número de medidas de orientación de forma cuantitativa y posteriormente fueron plasmados por sitios de estudio dentro del mapa del área del proyecto (Figura 34).

El dominio de piedemonte, en donde se concentró la toma de datos de diaclasas, se destaca tres tendencias principales: NW-SE, SW-NW y WSW-ENE. La proporción de cada una de estas tendencias varía dentro de la zona de piedemonte.

Al límite W del dominio de piedemonte, en las estaciones JS 0-5,0-6 y 0-7 y teniendo en cuenta que están ubicadas próximas a un trazo de falla, los diagramas rosa se analizan de la siguiente manera: los planos en dirección NW-SE pueden discriminarse como cizallas sintéticas R1 y los que van sentido WNW-ESE pertenecer a planos antitéticos R2, los planos en dirección SW-NE tentativamente puedan ser cizallas sintéticas P, se puede mencionar que el plano de falla está contenido en un pétalo de menor peso estadístico en dirección NW-SE pero el cual está presente consistentemente en los tres diagramas (Figura 34). Según el arreglo de los planos de cizalla, se puede pensar en una cinemática sinistral para este trazo de falla principal.

Las estaciones subsecuentes en la mitad del dominio de piedemonte, son la JS-09 y JS-12, ubicadas dentro del municipio de Río de Oro. En los diagramas rosa de estas estaciones se observa una única dirección preferente de mayor peso estadístico que va en sentido WSW-ENE. Esta familia de diaclasas puede estar revelando un notorio control estructural, posiblemente un salto de falla (Figura 15). Dicho control estructural es a su vez verificado con el desplazamiento de la corriente principal de la corriente del “Río de Oro” hacia el Este, durante su paso por el municipio de mismo nombre.

Figura 34. Diagramas Rosa con los datos de diaclasas por estaciones



Hacia el límite E del dominio de piedemonte, a lo largo del curso del “Río de Oro”, se distingue que la mayoría de diagramas rosa muestran un pétalo con tendencia SW-NE (Figura 34), esta dirección preferencial es asociada con un control estructural manifestado por un tren estructural de fallas escalonadas inversas con la misma dirección (Figura 32). Los diagramas rosa de este sector revelan una simetría de cizallas antitéticas, las cuales están mayormente representadas por el control estructural del tren de fallas en dirección SW-NE.

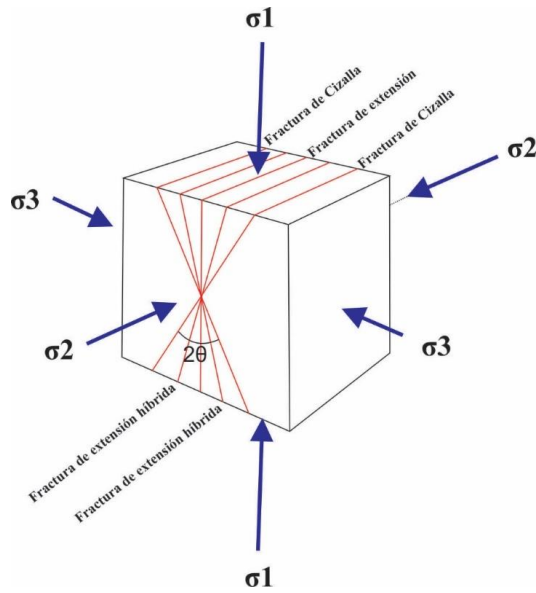
En el dominio de lomas y ondulaciones, en la estación JS-14, es exhibido un fuerte control estructural en dirección NW-SE, este es corroborado en campo por la relativa abundancia de diaclasas extensión verticales para esta zona (Figura 33).

10.2 VENAS

Las venas son consideradas como diaclasas de extensión o fisuras, rellenadas con minerales removilizados (ejemplo: cuarzo y calcita) (Figura 35). Las fracturas de extensión tienen la cualidad de ir paralelas a sutilmente oblicuas a la dirección de esfuerzo principal σ_1 (Figura 35).

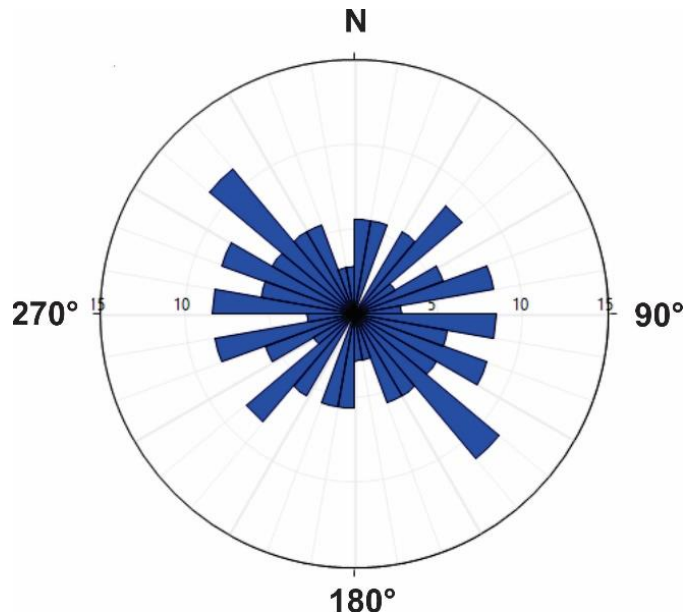
En el camino que conduce del municipio de Aguas Claras (Aeropuerto) al municipio de Río de Oro, se midió la orientación de los planos de venas debido a que en este sector en especial se encontraron en relativa abundancia. Estos datos fueron plasmados en un diagrama Rosa (Figura 36), a pesar de que hay una cierta dispersión de los datos, se resalta un juego principal de venas en dirección NW-SE. Tentativamente se indica que la dirección de un tensor principal σ_1 podría estar contenida en el mismo sentido del juego de venas dominante, a modo más preciso entre los 131° - 140° o en ángulo complementario de 311° - 320° .

Figura 35. Bloque diagrama de diferentes tipos de fracturas y sus orientaciones en experimentos de compresión sobre rocas isotrópicas.



Fuente: Hancock, P. L., Brittle Microtectonics - Principles and Practice.. *Journal of Structure Geology*, Volumen 7, 1985. pp. 437-457, adaptado por los autores

Figura 36. Diagrama Rosa de los planos de venas



Nota: Venas medidas a lo largo del recorrido JS-13, entre el municipio de Aguas Claras y Río de Oro. El juego de venas principal, alcanza en 11,11% de abundancia entre 131° y 140°.

10.3 CALCULO DEL TENSOR DE ESFUERZOS

A partir de los datos obtenidos en campo y mediante el uso del software Faultkin 7, se determina un tensor de esfuerzos en función de la cinemática señalada para los planos de falla en el área de estudio. En primera instancia, se discrimino por aparte los planos de falla que tenían una cinemática definida, soportada con estrías de falla y algunos indicadores de cizalla como fracturas tipo riedel, ese grupo de fallas es el que se utilizó en la estimación de tensores cinemáticos.

El software Faultkin 7, ofrece dos métodos para hallar tensores cinemáticos, método de Tensor de Momento y el de Ejes Relacionados de Bingham. Se optó por el método de Bingham, ya que este no requiere que se asigne factores de peso a los planos de falla, de este modo se evita sesgar los resultados cuando no se tiene certeza de un factor de peso en la mayoría de la población de datos recolectada. A continuación se ilustran los resultados y procedimiento que se siguió en el cálculo del tensor.

Como primera medida los datos a ingresar en el software se agruparon en una tabla y en total suman 21 mediciones (Tabla 6). La tabla contiene las direcciones en acimut de rumbo de planos de falla y de los lineamientos (estrías de falla).

Seguidamente con ayuda del programa, se plotean en una red estereográfica, los planos de falla con el respectivo movimiento de los planos colgantes. En la misma red, se muestran los resultados del análisis de tensores cinemáticos (Figura). De la solución que muestra el análisis de tensores, se puede extraer que el eje número 3 presenta la mayor magnitud vectorial, evidenciada por tener el "Eigenvalue" más alto (0.3380) de los tres ejes, por lo tanto es posible asociar este vector con el tensor de esfuerzos σ_1 , el cual tendría una dirección aproximada de

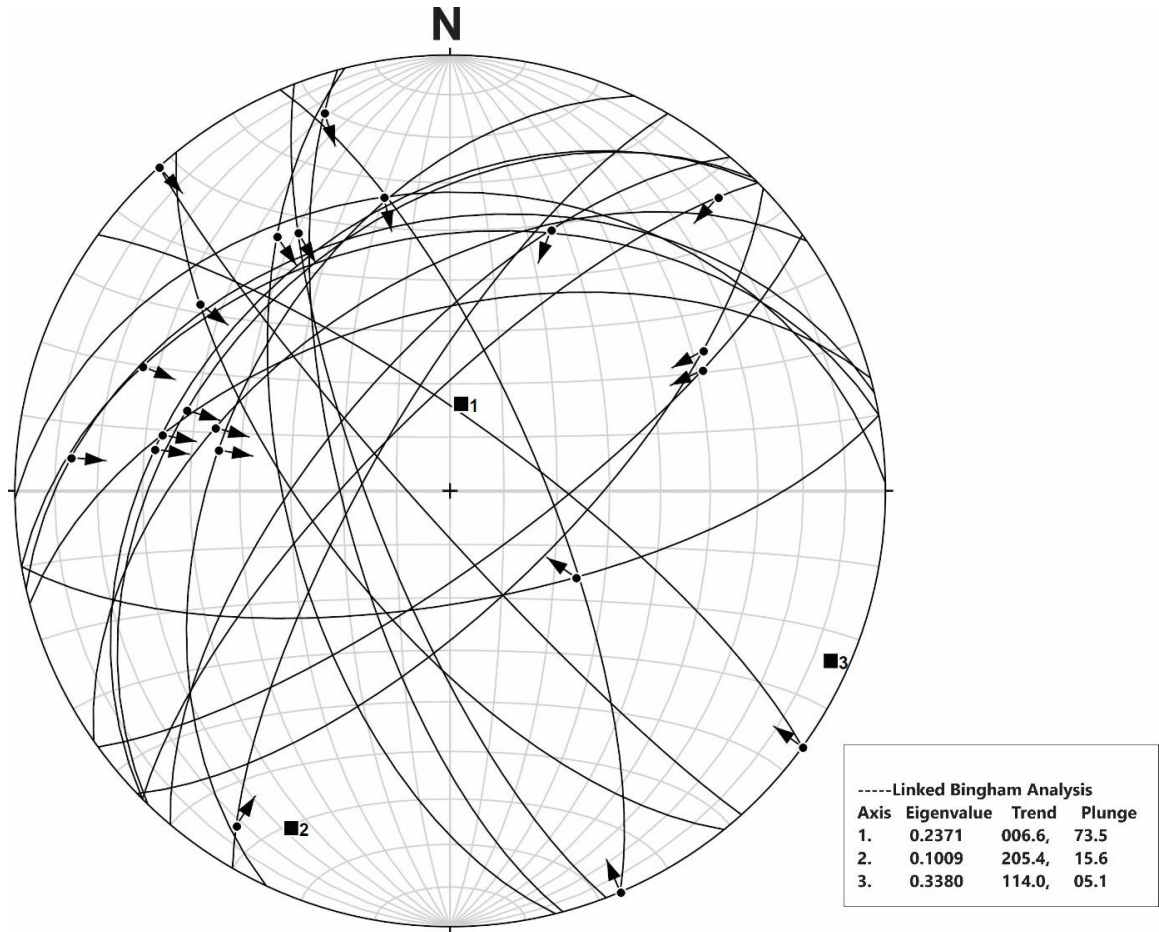
114° o su ángulo complementario de 294° con un cabeceo de 5.1°, en términos generales el tensor σ_1 se encuentra contenido en dirección NW-SE (Figura 37).

Los otros dos tensores cinemáticos σ_2 y σ_3 , estimativamente se relacionan con los otros dos ejes vectoriales menores, teniendo en cuenta que σ_2 correspondería al eje que tiene una magnitud vectorial intermedia de los tres ejes y σ_3 con el de menor magnitud vectorial respectivamente (Figura 37). Se denota que la magnitud vectorial relativa de los ejes es inferida por los “Eigenvalues”.

Tabla 6. Datos de ingreso al software Faultkin 7

FALLAS		LINEAMIENTOS		Cinemática	Estación
Az	Buz	Az Plunge	Plunge		
235	51	285	43	TR	JS02
255	56	281	33	TR	JS02
257	38	275	14	TR	JS02
210	75	213	10	TR	JS04
141	66	307	29	TL	JS05
269	32	347	31	TR	JS07
159	75	329	32	TL	JS09
166	59	326	30	TL	JS09
225	75	42	10	TL	JS10
220	66	21	36	TL	JS10
80	69	125	61	TR	JS10
337	73	157	0	TL	JS12
46	69	61	34	TR	JS14
54	76	64	36	TR	JS14
260	41	292	25	TR	JS15
224	40	287	37	TR	JS15
205	46	280	45	TR	JS15
225	38	278	32	TR	JS15
138	84	318	0	L	JS15
306	77	126	0	L	JS15
165	70	342	9	TL	P

Figura 37. Planos de falla con cinemática y ejes cinemáticos.

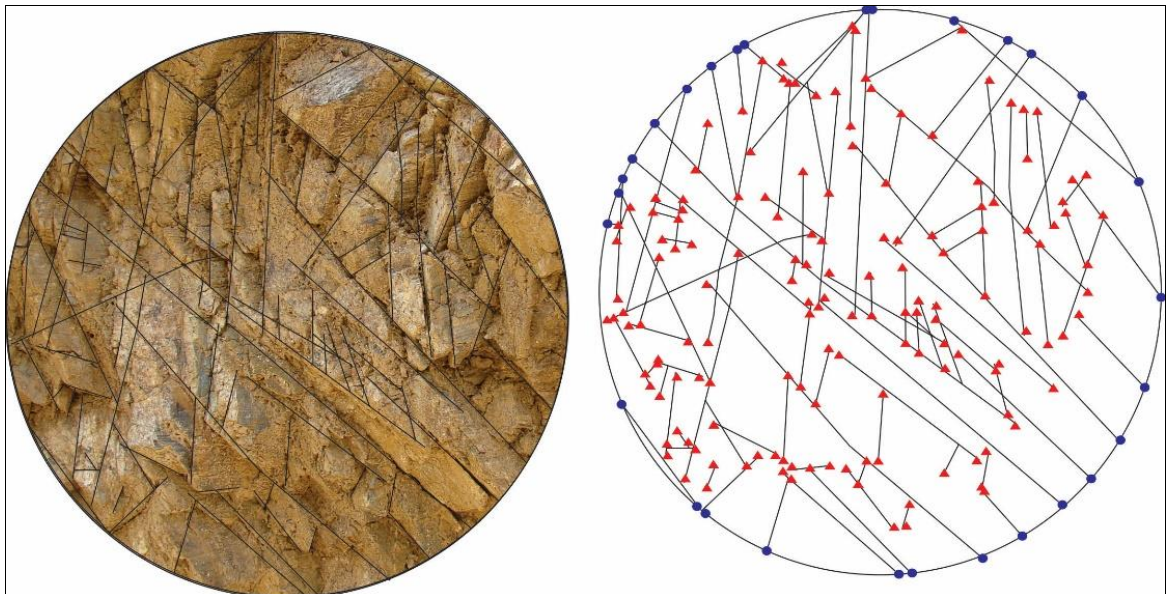


10.4 ANÁLISIS DE FRACTURAMIENTO

El análisis de parámetros de fracturas se empleó en 10 estaciones de trabajo entre las 15 totales de la campaña de investigación, estas locaciones se distribuyen entre los alrededores de los municipios de Ocaña y Río de Oro (Figura 39); las estaciones que no fueron tomadas en cuenta se debe a que: eran estaciones panorámicas y otras se encontraban afectadas por actividad antrópica (Corte de talud), lo cual distorsiona la cantidad de fracturamiento que se pueda registrar.

Para efectuar este análisis se siguió la metodología propuesta por Rohrbaugh¹¹⁰ et al. (Sección 6.4, pág. 33), acorde con el procedimiento, se capturó una foto por afloramiento y la cual muestra una sección de roca de la que se delimitó dos circunferencias de radio 0.5 y 0.25 m., respectivamente. Una vez obtenidos los círculos de conteo de fracturas, se prosiguió a identificar las intersecciones y finales de fracturas que cortaban y caían dentro de cada círculo (triángulos y círculos) (Figura 38).

Figura 38. Trazado y conteo de intersecciones más finales de fracturas



El análisis de fracturamiento, no solo incluye la densidad e intensidad de fracturas, también posibilita una determinación estadística de la longitud de fractura. Las ecuaciones para calcular cada variable se encuentran resumidas en la (Tabla 5).

¹¹⁰ Rohrbaugh, Dunne, & Mauldon, Op. Cit.

Fue necesario elaborar el procesamiento de datos para dos círculos de radio diferente, con el fin de verificar el grado de sesgo de los datos, los resultados están expuestos en distintas tablas para cada radio (Tabla 7, Tabla 8).

Figura 39. Estaciones del área de estudio ubicadas en el mapa de trazos de fallas

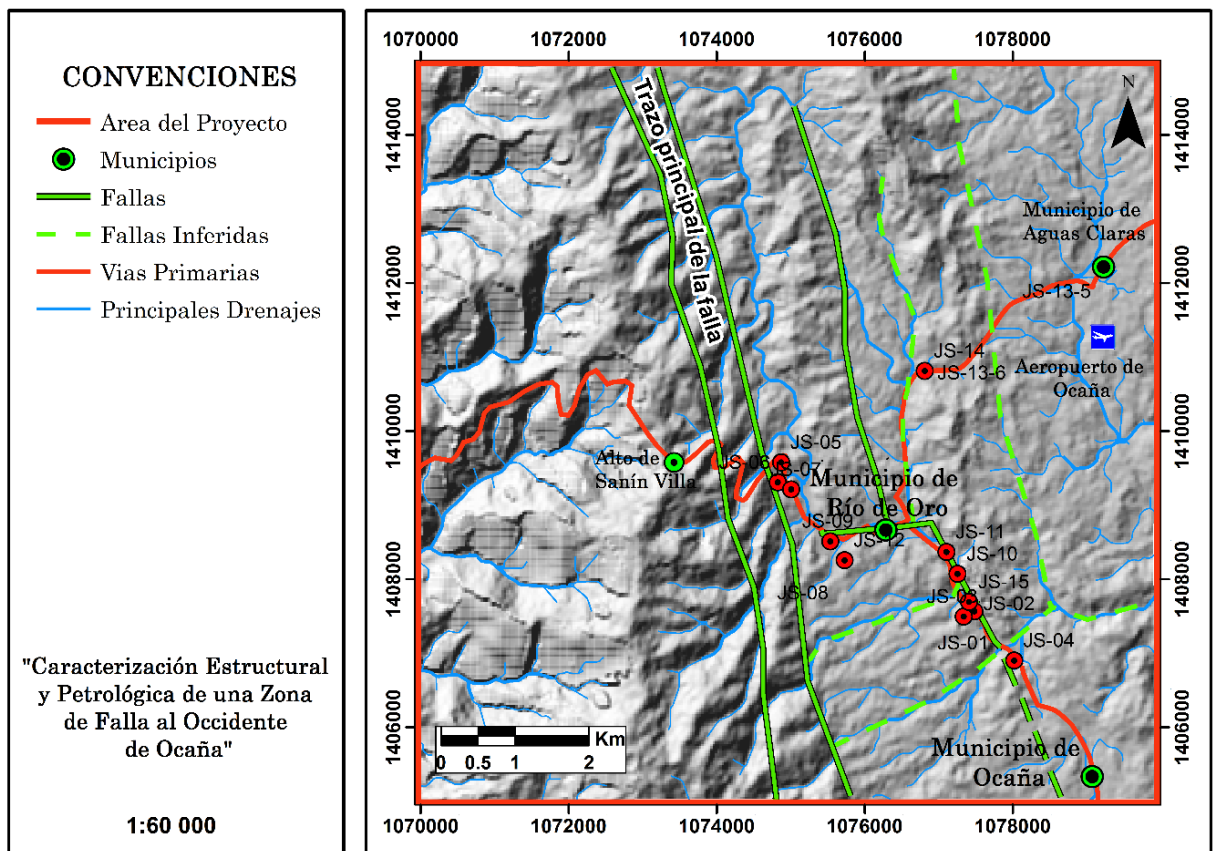
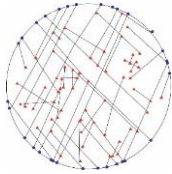
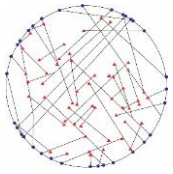
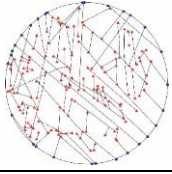
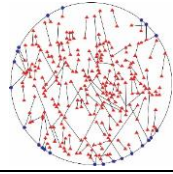
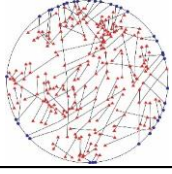
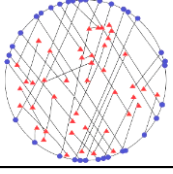
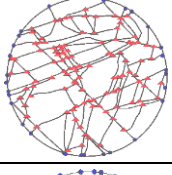
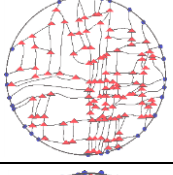
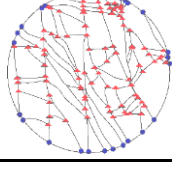
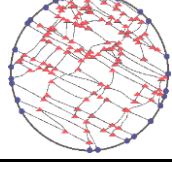
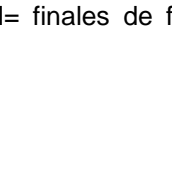
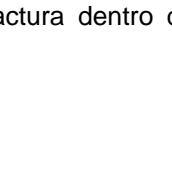








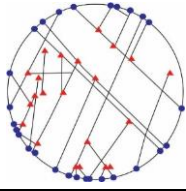
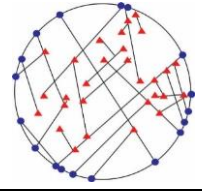
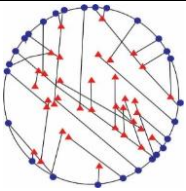
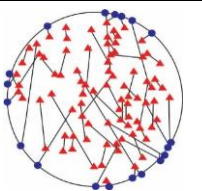
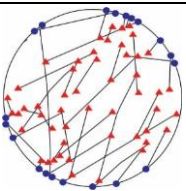
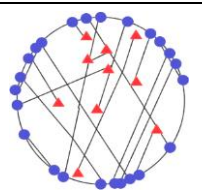
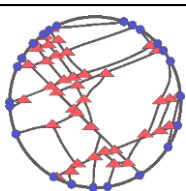
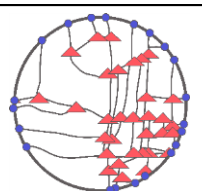
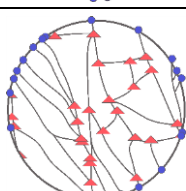
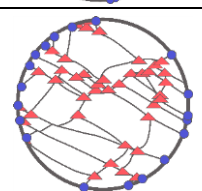
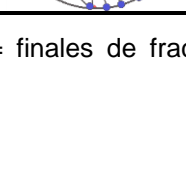
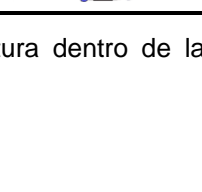








Tabla 7. Resultados parámetros de fractura para circunferencias de radio 0.5 m

ESTACIÓN	N	M	DENSIDAD (1/m ²)	TAMAÑO (m)	INTENSIDAD D (1/m)	GRÁFICO	GRÁFICO
JS02	31	65	41.38	0.4	15.5		
JS04	33	55	35.01	0.5	16.5		
JS05	29	149	94.86	0.2	14.5		
JS06	23	259	164.88	0.1	11.5		
JS07	37	230	146.42	0.1	18.5		
JS10	34	44	28.01	0.6	17		
JS11	29	109	69.39	0.2	14.5		
JS12	28	118	75.12	0.2	14		
JS14	28	92	58.57	0.2	14		
JS15	27	122	77.67	0.2	13.5		

Nota: N= número de intersecciones con la circunferencia, M= finales de fractura dentro de la circunferencia.

Tabla 8. Resultados parámetros de fractura para circunferencias de radio 0.25 m

ESTACIÓN	N	M	DENSIDAD (1/m ²)	TAMAÑO (m)	INTENSIDAD (1/m)	GRÁFICO	GRÁFICO
JS02	27	22	56.02	0.5	27		
JS04	18	29	73.85	0.2	18		
JS05	27	37	94.22	0.3	27		
JS06	19	84	213.9	0.1	19		
JS07	20	50	127.32	0.2	20		
JS10	24	10	25.46	0.9	24		
JS11	23	40	101.86	0.2	23		
JS12	21	33	84.03	0.2	21		
JS14	20	28	71.3	0.3	20		
JS15	19	39	99.31	0.2	19		

Nota: N= número de intersecciones con la circunferencia, M= finales de fractura dentro de la circunferencia.

Figura 40. Histogramas de cada parámetro de fracturamiento por estación, con circunferencias de radio 0.5 m

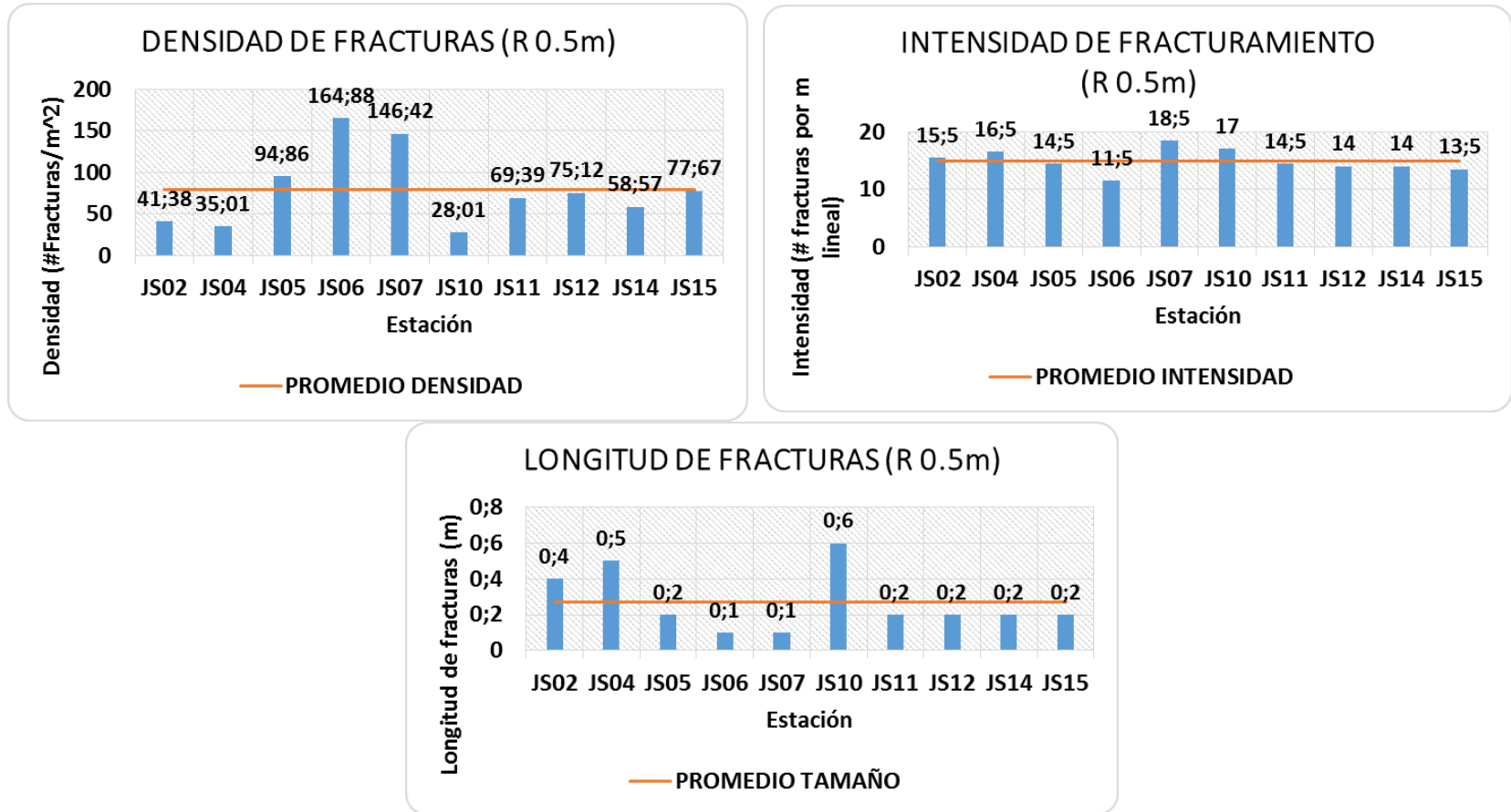
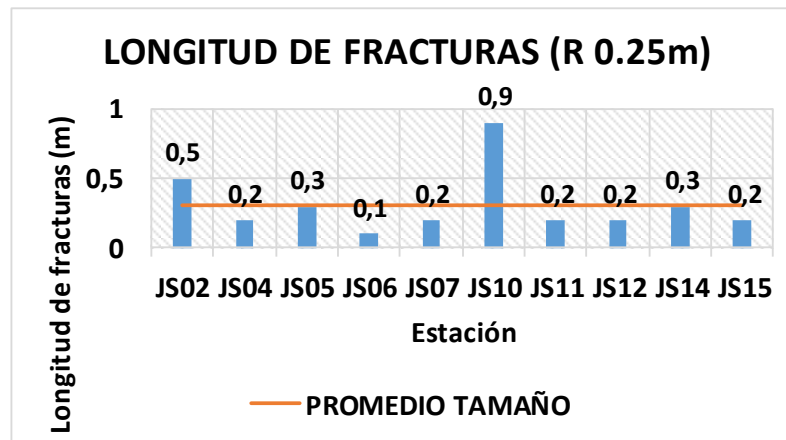
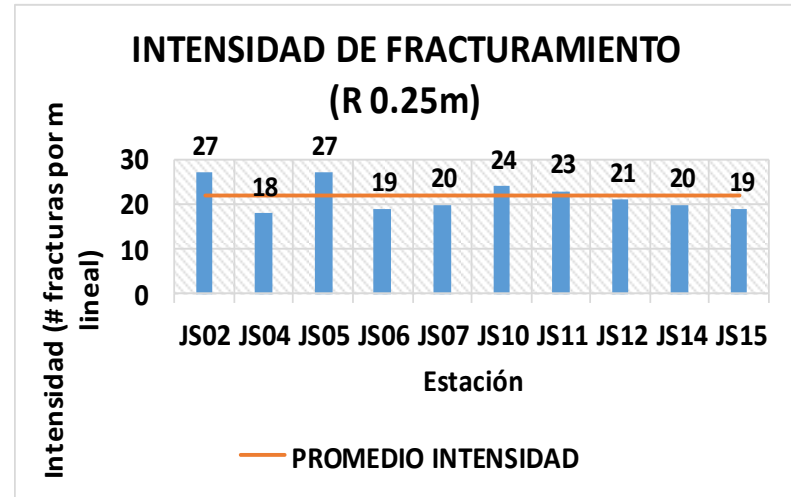
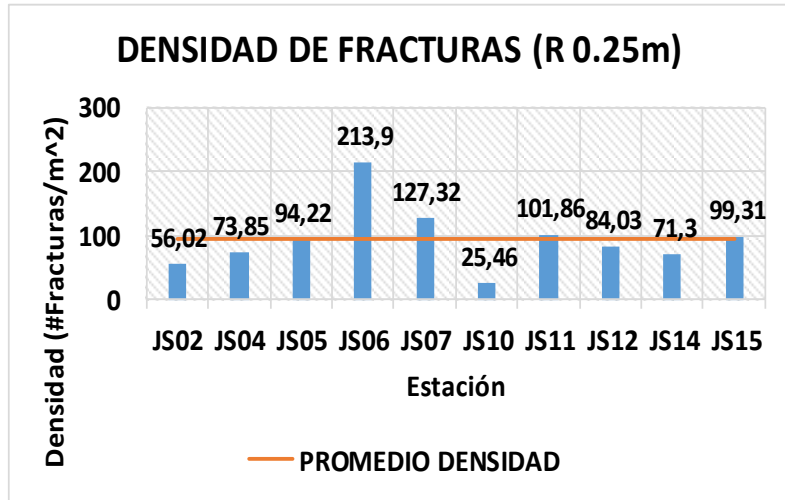


Figura 41. Histogramas de cada parámetro de fracturamiento por estación, con circunferencias de radio 0.25 m



10.4.1 Interpretación De Resultados

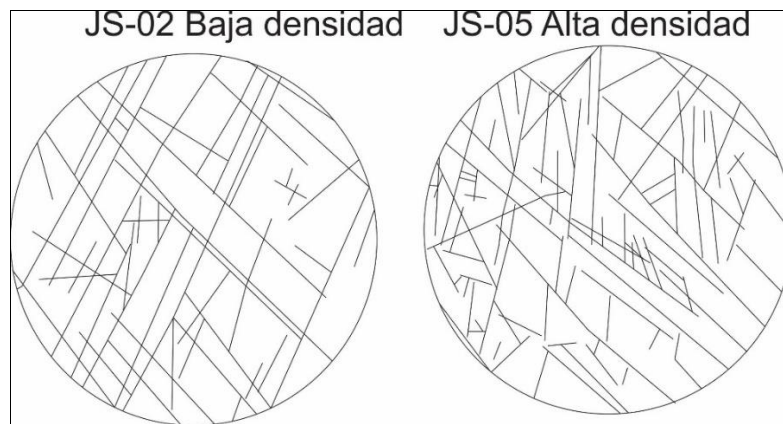
10.4.1.1 Densidad de fracturas: Se observa que la mayoría de las estaciones ubicadas al Este de la zona de piedemonte dentro del área de estudio, presentan una densidad de fracturamiento que se acerca o está por debajo del promedio total de la zona y de modo contrastante las estaciones ubicadas en el piedemonte (JS-05,0-6 y 0-7) (vía Río de Oro- Sanín Villa), muestran un notable aumento en la densidad de fracturamiento que se ubica por arriba del promedio (Figura 41, Figura 42); esta situación es más marcada en los datos colectados en una circunferencia de radio 0.5 m., sin embargo, los datos obtenidos con la circunferencia de radio 0.25 m., muestran la misma tendencia pero esta es ligeramente atenuada. El aumento en la densidad de fracturamiento presenciado hacia el Oeste, puede ser causado porque a manera concordante las estaciones con más alta densidad están sumamente próximas a una de las fallas satélites de la falla que está levantando y desplazando la zona montañosa (Figura 39).

Otras estaciones como la JS-02, 04, 10 y 11 (Figura 39), están próximas a una falla pero los datos no presentan una abundancia consistente de densidad de fracturamiento que se ubique por encima del promedio en la zona, esto puede deberse a que la falla en cuestión, es una falla secundaria y su desplazamiento pueda ser menor que la falla ubicada al Oeste en el piedemonte.

Independientemente de la variabilidad de la densidad de fracturamiento en el sector de estudio, es ineludible destacar que la cantidad de fracturamiento es muy alta en la localidad entre Río de Oro y Ocaña, estimada en promedio de unas 80 a 100 fracturas por metro cuadrado de superficie de roca. Esta característica persiste inclusive en zonas alejadas como la estación JS-14, ubicada más distante hacia el Este, permitiendo apreciar la extensión que llega a abarcar el fracturamiento.

10.4.1.2 Intensidad de fracturas: El parámetro de intensidad de fracturamiento refleja la cantidad de fracturas que pueden diferenciarse por metro lineal. Se observa que este indicador dentro de la zona de estudio se mantiene casi estable con una magnitud entre un rango de 15 a 25 (m^{-1}). Respecto a lo anterior, podría pensarse que la intensidad sea un valor directamente proporcional a la densidad de fracturamiento pero dicha relación no es clara en los resultados obtenidos. Prestando atención a los croquis de fracturamiento, se puede deducir que la intensidad de fracturamiento no se vio incrementada en las zonas de más alta densidad de fractura porque la mayoría de las fracturas son cortas de longitud y no alcanzan a interceptar la circunferencia (Figura 43).

Figura 42. Croquis de Alta y baja densidad de fracturamiento para circunferencias de radio 0.5 m.



10.4.1.3 Longitud de fracturas: El actual parámetro de longitud de fracturas, es una medida estadística y es considerablemente influenciada por la densidad e intensidad de fracturamiento (Tabla 7; Tabla 8). En términos generales, la longitud de fractura hallada por medios estadísticos, refleja la longitud de las fracturas que estén mayor cantidad de veces dentro del círculo de escaneo; por ello, en zonas

de alta densidad, la longitud ronda entre los 0.2 m. porque son el grupo dominante.

11. MICROESTRUCTURAL

Durante el proceso de investigación, se han identificado diferentes indicadores dependientes de la escala de trabajo, los cuales han aportado en diferente medida información que permite conocer la cinemática de la falla y mecanismos de deformación que han actuado en las rocas de la zona. A continuación, se describen las microestructuras presentes en las distintas litologías del área del proyecto, separándolas por el mecanismo de deformación que las produjo y en las microestructuras que sea posible definir un sentido de cizalla; este será señalado.

11.1 CATACLASIS

A bajas temperaturas o alta tasa de deformación, las rocas cambian de forma por deformación frágil por la formación de fracturas y propagación asociada con movimiento a lo largo de fracturas.

11.1.1 Microfracturas. Una fractura es una discontinuidad planar usualmente con cierta dilatación que por lo general tiene una fuerte orientación preferente y en algunos casos pueden presentar pequeños desplazamientos¹¹¹ (Figura 43, Figura 44).

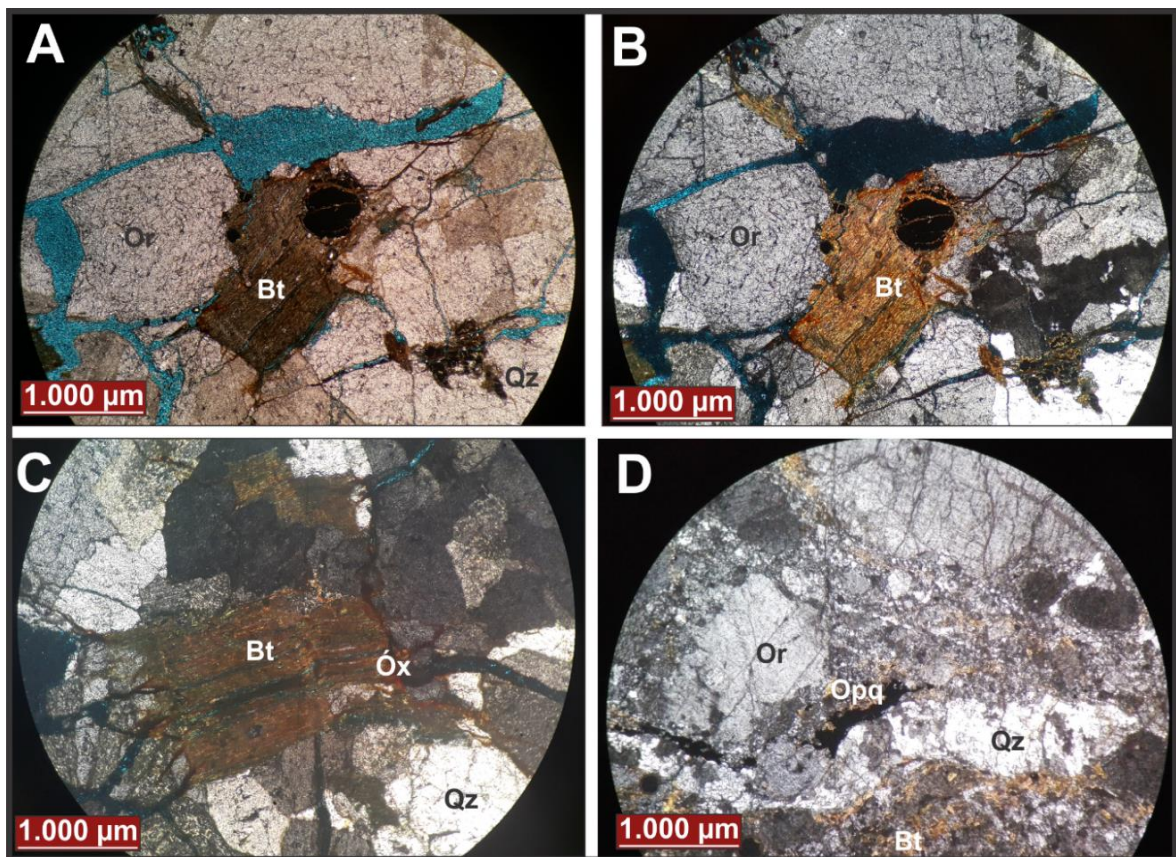
- **Microfracturas de clivaje** (planos de exfoliación), se caracterizan porque los planos de exfoliación en los cristales ejercen una fuerte influencia sobre las microfracturas¹¹².

¹¹¹ Passchier, & Trouw, Op. Cit.

¹¹² Blenkinsop, T., *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks*. New York: Kluwer Academic Publishers. 2002.

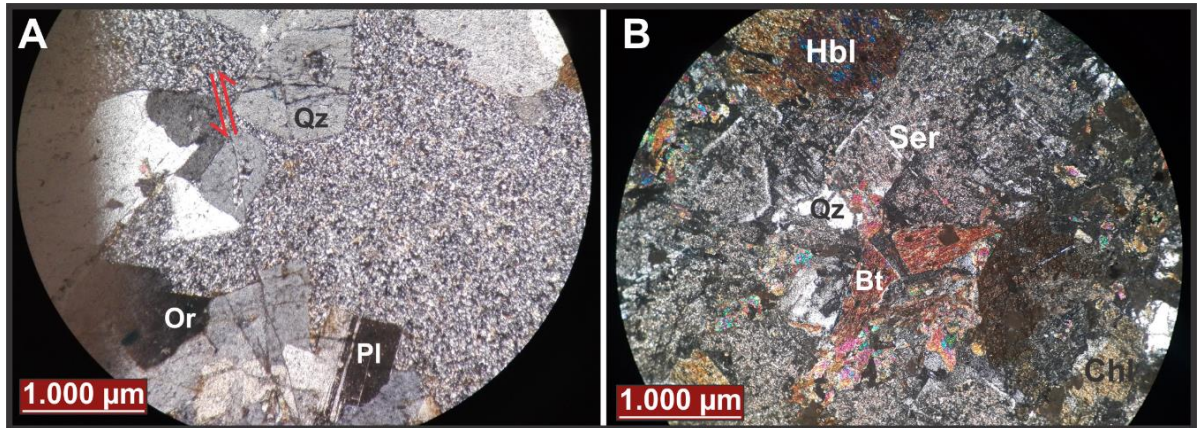
- **Microfracturas por incompatibilidad elástica**, se generan por la diferencia en el módulo elástico de las micas respecto al cuarzo y las plagioclasas, ocasiona fracturamiento por la diferencia en deformación elástica presentada en los contactos de granos.
- **Microfracturas por incompatibilidad plástica**, estas microfracturas pueden ser iniciadas debido a la deformación incompatible en un área de deformación plástica y un área adyacente no deformada.

Figura 43. Tipos de fracturas.



Nota: A) y B) Microfracturas de clivaje en Bt (Litología: Cuarzomonzonita) (PPL Y XPL) C) Microfracturas por incompatibilidad elástica alrededor de la Bt, la exfoliación de la Bt se observa plegada (litología: Cuarzomonzonita) (XPL) D) Microfracturas en Or por incompatibilidad plástica, grano tipo "ribbons" parte inferior de la imagen (litología: Gneis milonítico) (XPL).

Figura 44. Tipos de fracturas.



Nota: A) Fracturas de cizalla (litología: Riolita) (XPL). B) Bt “partida” producto de la deformación mecánica (litología: Cuarzodiorita).

11.2 TRANSFERENCIA DE MASA POR DIFUSIÓN EN SOLUCIÓN

Microestructuras que muestren evidencia de remoción de material, transporte y depositación, sin fracturamiento o distorsión de la red intracristalina se forman a causa de transferencia de masa difusiva. (Figura 45).

- **Contactos de granos indentados y truncados**

Se genera por disolución de bordes de grano en una fase fluida presente entre los granos a causa de altos esfuerzos diferenciales¹¹³.

- **Capas de deformación**

Son dominios fuertemente foliados enriquecidos en micas y minerales menos solubles alrededor de superficies opuestas de objetos relativamente rígidos¹¹⁴

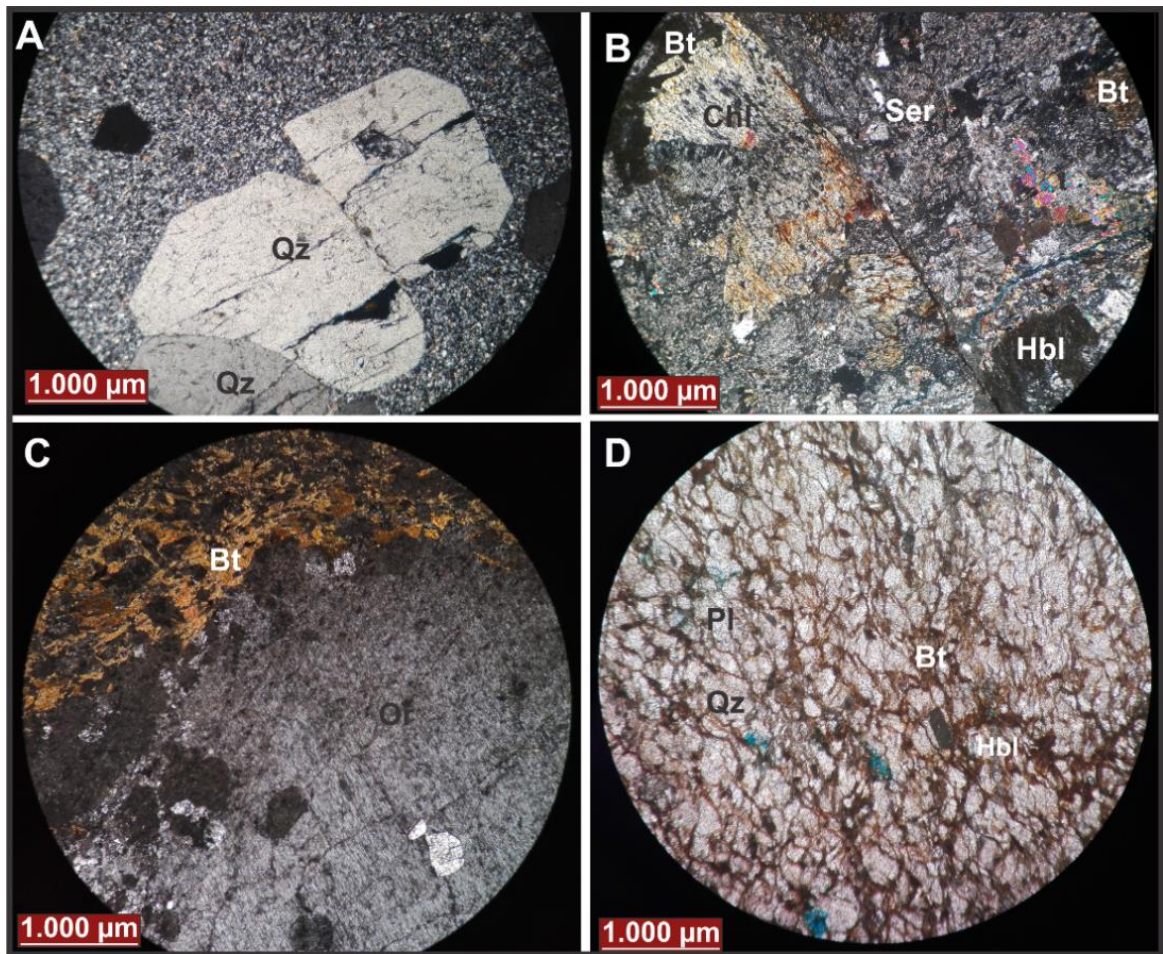
¹¹³ Passchier, & Trouw, Op. Cit.

¹¹⁴ Blenkinsop, Op. Cit.

- Clivaje

Son planos lisos, discontinuos o ondulosos de disolución que cortan la fábrica previa de la roca, la relación entre clivajes puede ser sub-paralela, anastomosada o trapezoidal conjugada, los dominios de clivaje tienen una alta proporción de filosilicatos y minerales opacos¹¹⁵.

Figura 45. Transferencia de masa por difusión en solución.



Nota: A) Contactos truncados entre cristales de Qz (litología: Riolita) (XPL) B) Cristales de Chl truncados por un plano de disolución relleno con minerales Opq (litología: Cuarzodiorita) (XPL) C) Capa de deformación con Bt y Opq que rodea una Or con procesos de recristalización dinámica (litología: Gneis milonítico) (XPL) D) Dominio de clivaje (litología: Gneis milonítico) (PPL).

¹¹⁵ Ibid

11.3 PLASTICIDAD INTRACRISTALINA

Los cristales pueden deformarse internamente sin que haya fracturamiento, debido al movimiento de los llamados defectos de la red intracristalina¹¹⁶. Los defectos en la red intracristalina pueden ser puntos (átomos o moléculas) extra o faltantes, también pueden ser dislocaciones (semiplanos de átomos extra en la red intracristalina). Las dislocaciones individuales no pueden ser observadas con un microscopio óptico, sin embargo, el efecto de la presencia de dislocaciones en una red intracristalina puede ser visible.

- **Maclas por deformación (Maclas mecánicas)**

Se deben a la acomodación de deformación por dislocación, a lo largo de direcciones cristalográficas específicas y con una cantidad fija de desplazamiento; ocurren a bajos rangos de temperatura¹¹⁷. Este tipo de maclas a diferencia de las de crecimiento, tienden a formar bandas o hilos extintos que se acuñan (Figura 46).

- **Extinción Ondulosa**

Cuando un cristal tiene extinción ondulosa de tipo “barrido”, se dice que un gran número de dislocaciones similares plegó ligeramente el cristal; como resultado, el cristal no se extingue homogéneamente como se puede observar en nicols cruzados¹¹⁸. Cuando la extinción es “parchosa” o irregular, se debe a pequeñas fracturas o pliegues microscópicamente invisibles en vez de dislocaciones de la red intracristalina (Figura 46).

- **Bandas Kink y Subgranos: Recuperación**

¹¹⁶ Passchier, & Trouw, Op. Cit.

¹¹⁷ Ibid

¹¹⁸ Ibid

Las dislocaciones y vacancias en la red intracristalina tienden a ser reorganizadas hacia delimitadas zonas o planos dentro de un cristal con el fin de disminuir la energía de deformación interna, siguiendo uno de los principios de la termodinámica¹¹⁹. Este proceso genera microestructuras reconocidas como Bandas Kink y Subgranos, posibles de apreciar por distintos modos en que se obscurece un cristal al rotarlo bajo nicoles cruzados en un microscopio óptico (Figura 47).

- **Fábricas de forma de grano y Ribbons**

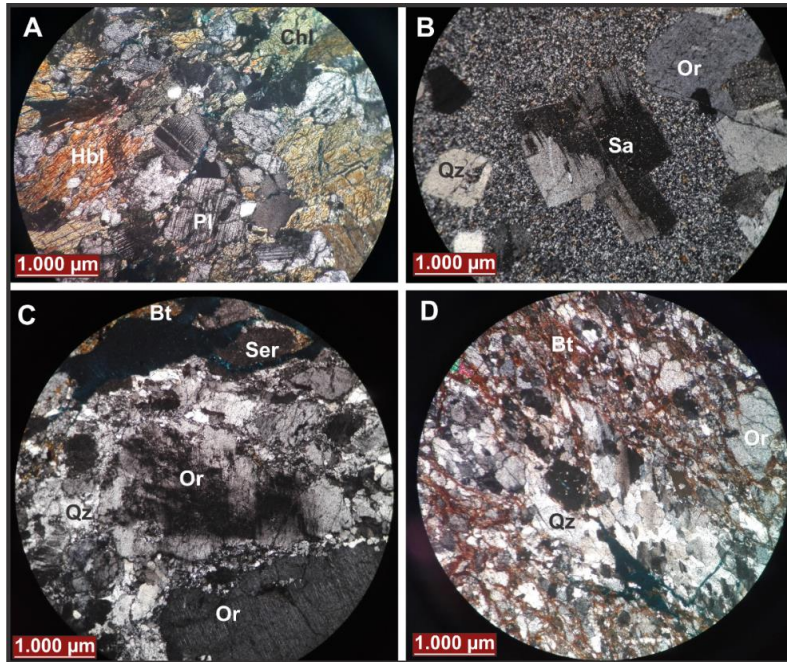
Una de las características más comunes formadas por plasticidad intracristalina son granos aplanados o elongados con una orientación preferente, resultando en una fábrica de grano¹²⁰. El efecto del movimiento de dislocaciones a través de un cristal es el cambio de su forma hacia aquella de la elipse de deformación¹²¹. Extrema deformación puede resultar en granos monocristalinos con un aspecto alargado conocido como grano tipo “Ribbons” (Figura 48).

¹¹⁹ Blenkinsop, Op. Cit.

¹²⁰ Ibid.

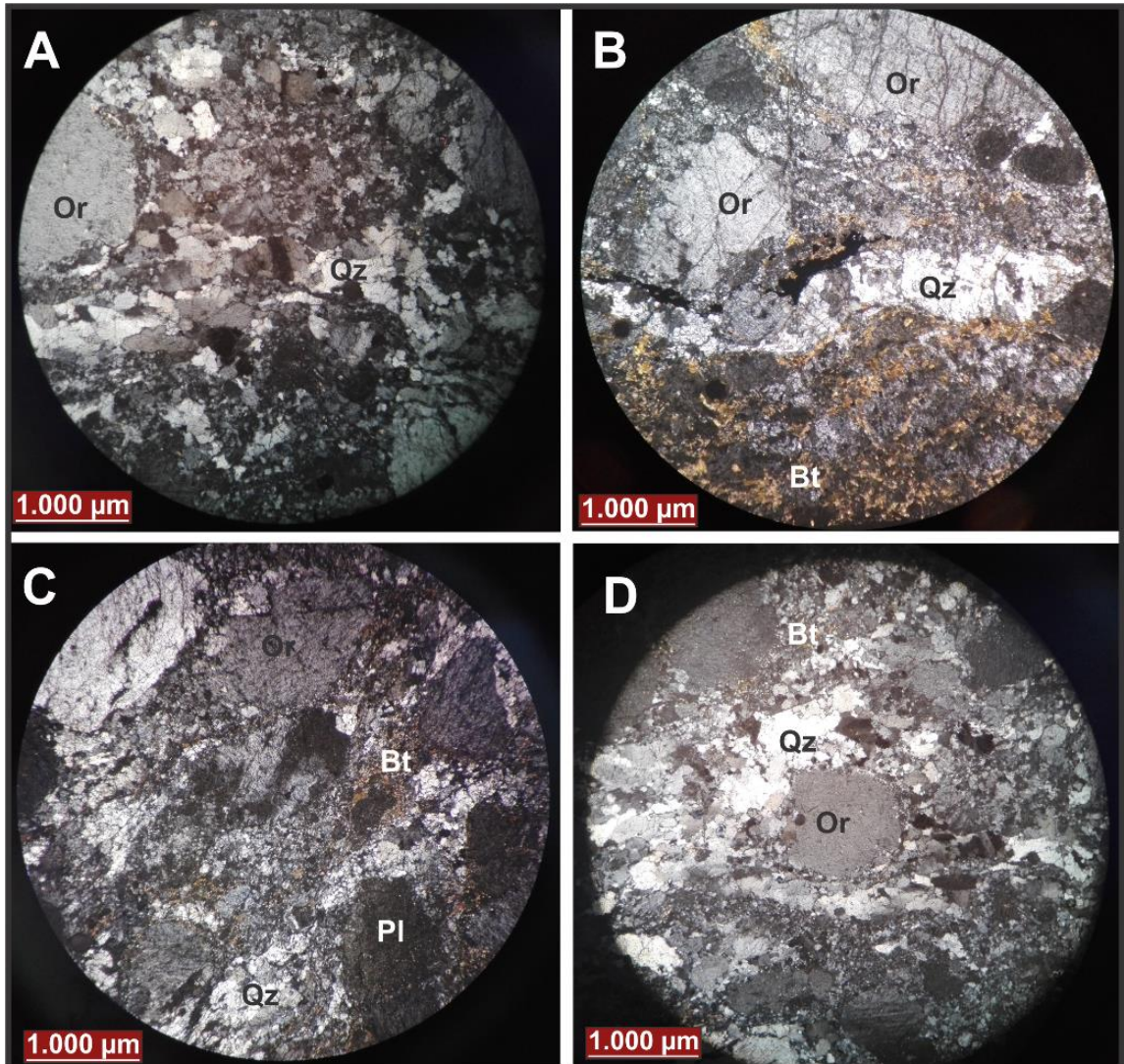
¹²¹ Passchier, & Trouw, Op. Cit.

Figura 46. Deformación intracrystalina.



Nota: A) y B) Maclas por deformación en Pl y Sa (centro de las imágenes) (litologías: Anfibolita y Riolita, respectivamente) (XPL) C) y D) Extinción ondulosa en cristales de Or y Qz (litologías: Gneis milonítico) (XPL).

Figura 47. Deformación intracristalina.



Nota: A) Banda kink en Qz (centro), cristal obscurecido por zonas marcadas B) Grano tipo "ribbon", cristal de Qz alargado debajo de una Or C) Subgranos en Or (Centro), obscurecimiento irregular D) Fábrica de grano orientada (horizontalmente) y elongada de Qz alrededor de una Or (A,B,C y D de litología: Gneis milonítico) (XPL).

- **Movilidad de borde de grano: Recristalización dinámica**

La movilidad de borde de grano contribuye a reducir la densidad de dislocaciones en cristales deformados, consiste en la acomodación de átomos de un cristal con alta densidad de dislocaciones hacia uno menos deformado cuando dos cristales

están en contacto¹²². Dicho proceso ocasiona reorganización de material con cambio en el tamaño de grano, forma y orientación dentro de un mismo mineral; estos cambios son aceptados como recristalización. Existen tres tipos de recristalización dinámica: abultamiento “*Bulging*”, rotación de subgrano y migración de borde de grano; lo cuales aparecen en el mismo orden mencionado a medida que aumenta la temperatura y disminuye el flujo de esfuerzos (Figura 48).

- **Estructura de manto y núcleo**

Por procesos de recristalización dinámica, es común que los porfiroclastos recristalicen a lo largo de sus bordes produciendo un “manto” policristalino de grano fino alrededor de un núcleo monocristalino¹²³ (Figura 48).

- **Textura Pertitítica flameada**

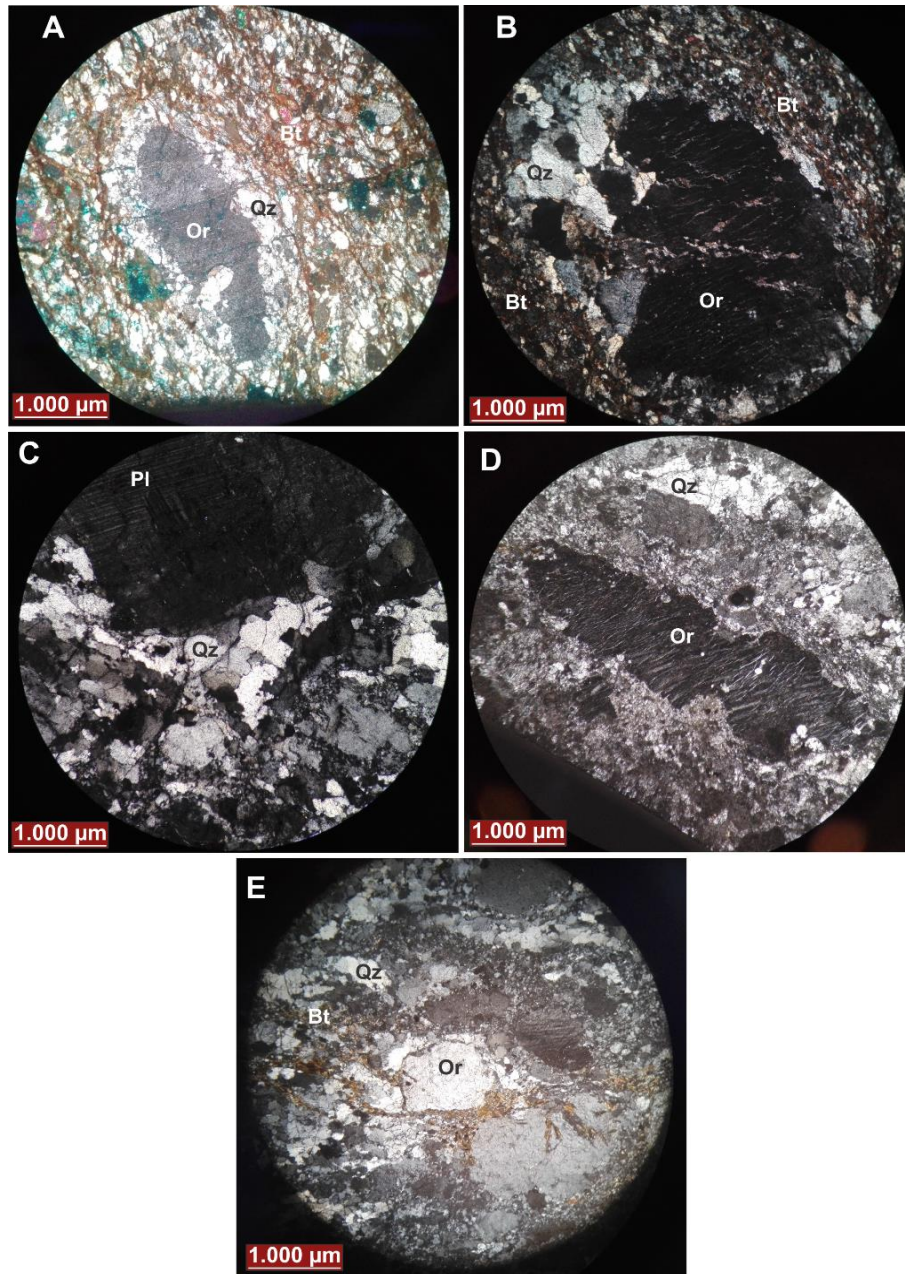
Ocurre en rocas que contienen feldespato potásico y plagioclasa deformadas en las facies esquistos verdes a altos esfuerzos diferenciales; especialmente en zonas de cizalla dúctil¹²⁴. Se forma por el remplazamiento de feldespato potásico por albita con preservación de la orientación de la red cristalográfica (Figura 48).

¹²² Ibid

¹²³ Trouw, R., Passchier, C. & Wiersma, D., *Atlas of Milonites and related microstructures*. I ed. New York: Springer. 2009.

¹²⁴ Passchier, & Trouw, Op. Cit.

Figura 48. Recristalización dinámica.



Nota: A) y B) Estructura manto- núcleo con recristalización tipo abultamiento “*Bulging*” (litología: Gneis milonítico) (XP) C) Recristalización tipo abultamiento alrededor de una plagioclasa con maclas de deformación (XP) D) Textura perítica flameada en cristal de Or (XP) E) Porfiroclasto que muestra recristalización dinámica localizada en “colas” que indican un sentido de cizalla sinestral (XP) (C, D y E de litología: Gneis milonítico).

12. PETROGRAFÍA

Para cada una de las unidades litológicas presentes se recolectaron muestras de mano a lo largo de las transectas establecidas y se definió cuáles eran las más apropiadas para realizar los análisis petrográficos, mediante secciones delgadas, con el fin de precisar ítems como clasificación litológica, texturas y microestructuras. En total se recolectaron 24 muestras distribuidas a lo largo de 15 estaciones de las cuales se realizaron 8 láminas delgadas, doblemente pulidas y sin cubre objetos, cuyo análisis petrográfico se efectuó utilizando el método conteo de puntos (mínimo 500 puntos) y el diagrama QAPF de (Streckeisen, 1976) para la clasificación de rocas plutónicas y volcánicas con contenido de minerales máficos menor al 90 % del total de la muestra.

En el área de trabajo afloran 5 unidades litológicas de carácter Ígneo - Metamórfico, que se distribuyen de manera desigual a lo largo de la zona. Al NW en el límite de la faja montañosa y piedemonte donde se aprecian las cotas con mayor altura, afloran unidades metamórficas como lo son el Gneis milonítico y la Anfibolita que presentan deformación Frágil-Dúctil. Hacia el centro (Pie de monte) y al Este (en gran parte de los lomos de presión) se encuentran rocas de carácter ígneo, como son Cuarzodioritas y Cuarzomonzonitas en el caso de rocas plutónicas y Riolitas caso de Rocas Volcánicas, las cuales evidencian fundamentalmente deformación frágil.

A continuación se describen las principales características de los minerales presentes en las secciones analizadas:

- **CUARZO (Qz):** Agregados a individuos incoloros, con bajo relieve y tamaños de cristal que varía desde fino con formas subhedrales a anhedrales para la mayoría de las muestras, hasta tamaño grueso con formas euhedrales

(Fenocristales) para el caso de las Riolitas. Presenta bordes irregulares, la mayoría con extinción ondulosa como respuesta a las deformaciones, muy diseminado y en baja proporción, caso contrario de las riolitas, donde sus formas son definidas y su contenido es intermedio. En muchas de las muestras se encuentra altamente interfracturados, en otros recristalizados dinámicamente, evidenciando tanto deformación dúctil como frágil.

- **PLAGIOCLASA (Pl):** Presenta formas euhedrales y en ocasiones subhedrales, con hábitos prismáticos (la mayoría con formas elongadas) y tamaños de cristal que van desde fino a grueso (especialmente en el gneis), maclado polisintético con extinción oblicua, en su gran mayoría, además de zonaciones en algunas muestras generadas por una variación composicional. Su distribución en el área de estudio abundante, como el caso de la Cuarzodiorita, gneis y anfibolita. Como caso particular muestra maclas de deformación (Maclado perpendicular al típico polisintético), evidencia de la fuerte deformación a la que ha sido sometida. Se encuentra en gran medida alterada a Sericita (Ser), lo cual dificulta determinar el tipo de Pl.
- **ORTOCLASA (Or):** Individuos incoloros, la cual presenta dos direcciones claras de exfoliación perpendiculares entre sí, extinción oblicua en algunos casos, relieve bajo, aspecto moteado o nuboso en nicols paralelos; algunos cristales presentan extinción paralela con formas subhedrales y tamaños variables que van desde fino hasta grueso (entre 0,2 – 2 mm de largo), con formas tabulares principalmente. Varía según el tipo de roca que la contenga.
- **HORNBLENDA (Hbl):** Presenta hábito prismático con bordes longitudinales, lisos o ligeramente ondulosos y terminaciones irregulares. Muestra una dirección de exfoliación paralela a su eje longitudinal o pseudo hexagonales con bordes lisos o moderadamente irregulares además de dos direcciones de exfoliación en un ángulo de 60 °. Presenta relieve moderado a alto, con

tamaños de cristal de medio a grueso (0.3 mm – 2.2 mm). Su distribución es variable y casi que inexistente en la riolitas, caso contrario en las anfibolitas en la cuales son el principal mineral y parte del Gneis que la contiene.

- **BIOTITA:** Individuos o agregados de color marrón con formas subhedrales tabular y terminaciones irregulares o dentadas en tamaños que van desde fino hasta grueso (0,2 – 2,1 mm) de largo. Ocasionalmente contiene inclusiones de Qz, asociada principalmente a la Hbl y Pl. Suele observarse frecuentemente alterada a Chl hacia los bordes, sin embargo en ocasiones es total, siguiendo la trazas de exfoliación, además de óxidos debido a su alto contenido en Fe.
- **MICROCLÍNA:** Se presenta como individuos bajo su típico maclado en rejilla, generalmente asociado a Qz, Bt, Pl y con formas subhedrales y tamaños finos a medios. Presenta bordes irregulares y con alteraciones en la gran mayoría.
- **SANIDINA:** Feldespato Alcalino con formas tabulares o columnares y subhedrales, cristales de tamaño medio que exhiben dos tipos de maclas, Carlsbad y baveno. Incoloro y de relieve bajo, presente exclusivamente en la Riolita.
- **EPIDOTA:** Individuos de tamaño fino generalmente con formas anhedrales, granulares, rombo truncados con colores de interferencia desde finales de primer orden hasta el tercero, relieve muy alto. Se encuentra muy dispersa a través de las muestras, sobre todo en aquellas donde la alteración es muy marcada.
- **CLORITA:** Su presencia es frecuente en gran parte de la muestras, producto de la alteración de minerales como Hbl y Bt principalmente, se encuentra en cristales de tamaño fino (criptocristalino) muy diseminada hasta algunos de

tamaño grueso como en la anfibolita con formas euhedrales. Presenta relieve moderado y en ocasiones evidencia la transición que ha sufrido.

- **SERICITA:** Puede considerarse uno de los minerales con mayor presencia dentro de la zona de estudio, pues muchas de estas rocas se encuentran fracturadas y alteradas; debido al alto contenido de Feldespato Pl, su ocurrencia es común. Se encuentra comúnmente en formas criptocristalinas y anhedrales con tamaños de cristal fino, pero en grandes masas que ocupan gran parte de las muestras. Su aparición dificulta la identificación de plagioclasas.

A continuación, se muestran las principales características de las litologías presentes en la zona de estudio, a las cuales se le realizaron secciones delgadas:

12.1 CUARZO-MONZONITA

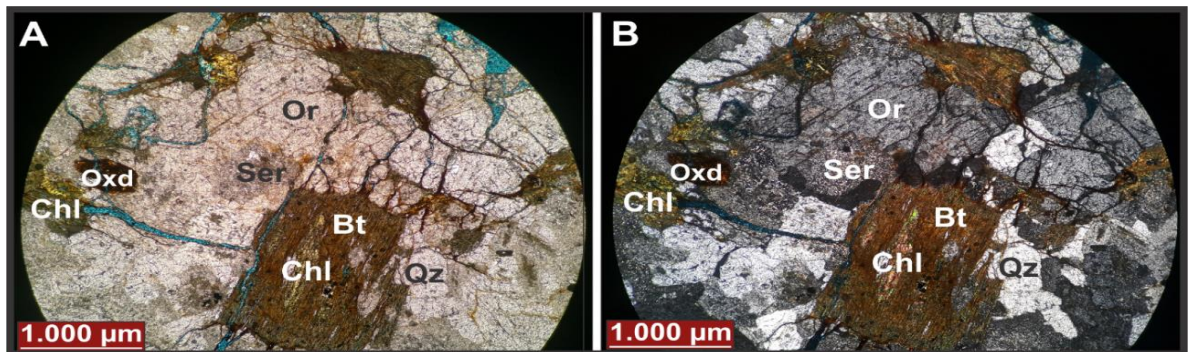
Presenta textura holocristalina, alotromórfica inequigranular, con tamaño de cristales medio a grueso (≥ 0.5 mm – < 8 mm). La Texturas Poikilítica es frecuente, en donde pequeños cristales (*Bt*, *Chl*, *Ep*) se encuentran dentro de cristales grandes de Ortoclasa (*Or*). Se aprecian fracturas intra e intercristalinas especialmente en los minerales Opacos que sumado al patrón de fracturamiento continuo en forma de rejilla, contribuiría a clasificar la muestra como una roca de falla (con cataclasis incipiente).

➤ **Sección:** JS04-M07

Descripción: Roca Ígnea plutónica con textura fanerítica, alotromórfica inequigranular con tamaño de cristales fino a grueso, en donde cristales de *Or* y *Bt* alcanzan dimensiones de hasta 2,8 mm, mientras que otros son de tamaño fino como es el caso del Qz (Figura 49). La Ortoclasa muestra una dirección de

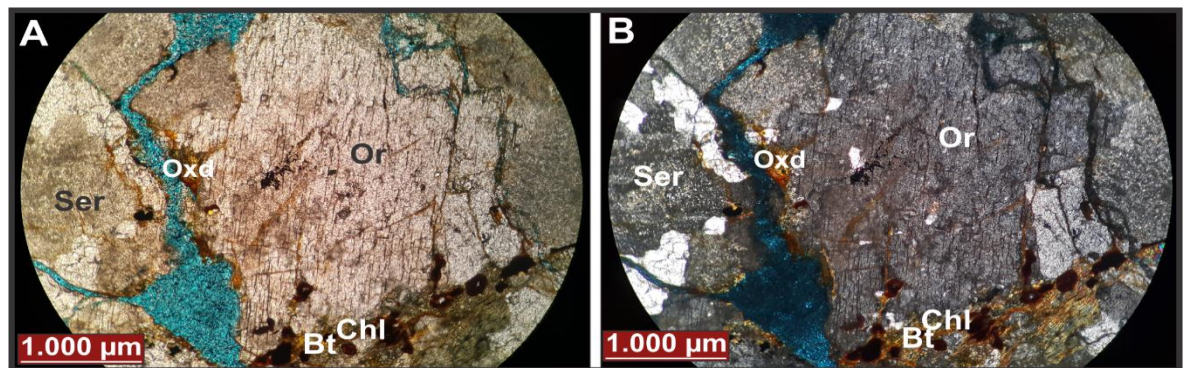
exfoliación acorde al lado más largo del mineral (Figura 50). Se puede apreciar una orientación mineral especialmente en las *Bt* en sentido (*NW-SE*) la cual se opone a un patrón de fracturas continuo a 90° en sentido (*NE-SW*) así como la presencia de fracturas sin rellenar y microbrechas de falla. Cristales de *Bt* evidencian deformación mecánica sobrepuesta, ya que se encuentran plegadas al punto de que algunas se fragmentaron (Figura 44), así como microfracturas de clivaje (Figura 43).

Figura 49. Minerales y alteraciones presentes en la Cuarzomonzonita.



Nota: Cristales de *Bt* y *Pl*, alterándose a *Chl* y *Ser*, respectivamente; presencia de Óxidos, además de un intenso fracturamiento A) PPL B) XPL.

Figura 50. Cristal de Ortoclasa, el cual muestra una exfoliación acorde al lado más largo del mineral.



Nota: Presencia de Óxidos así como *Ser*, *Chl* y *Bt*. A) PPL B) XPL.

Tabla 9. Composición mineralógica de la Cuarzo-monzonita.

MINERAL	PUNTOS	PORCENTAJE
Ort	256	40.6%
Ser	210	33.3%
Bt	64	10.2%
Qz	48	7.6%
Chl	28	4.4%
Pl	16	2.5%
Óxidos	6	1.0%
Opq	2	0.3%
Total	630	100%

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Q	9.1%
P	42.6%
A	48.3%
Total	100%

12.2 CUARZO-DIORITA

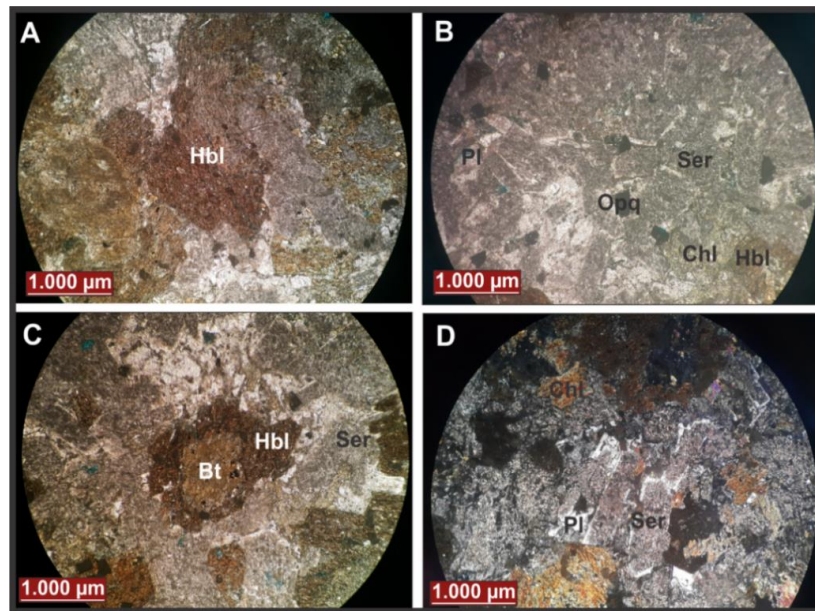
Presenta textura holocristalina, hipidiomórfica inequigranular, con tamaño de cristales fino a medio (≥ 0.032 mm – < 2 mm) además del alto contenido de minerales máficos; a medida que la roca se acerca al contacto con la Riolita aumenta el contenido de plagioclasa. Por otro parte la roca evidencia un alto grado de fracturamiento (Deformación mecánica) que ha contribuido a la alteración de la misma. Se aprecian fracturas Intra-Inter minerales, como es el caso de cuarzos deformados (fractura Intramineral) catalogando que existe una cataclasis incipiente.

➤ Sección: JS04-M08

Descripción: Roca Ígnea plutónica con textura fanerítica, hipidiomórfica equigranular con tamaño de cristales fino a medio (≥ 0.032 mm – < 2 mm), masiva. Cabe resaltar la presencia de minerales Opacos (Figura 51) dentro de la muestra los cuales a nivel meso correspondían a Pirita (Py), así como la escasa presencia de Qz, con tamaño de cristales finos, difícil de apreciar. Fracturas sin rellenar y

microbrechas de falla, rellenas por matriz son apreciables en la muestra, así como planos de disolución rellenos por minerales opacos (Figura 45, Figura 46). Gran parte de las plagioclasas se encuentran muy alteradas a sericita y dificultan su identificación.

Figura 51. Minerales y alteraciones presentes en la Cuarzodiorita.



Nota: A) Cristales de tamaño grueso de Hbl (PPL) B) Presencia de minerales Opacos (Opq) (PPL). C) Alteración de Bt a partir de Hbl (PPL) D) Alteración de Ser a partir de cristales de Pl (XPL)

Figura 52. Plano de disolución en cristales de clorita (Chl), Sericita (Ser) y Hornblenda (Hbl).

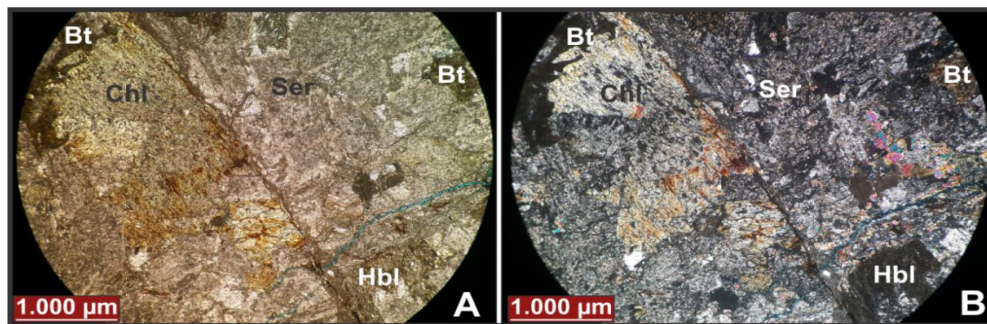


Tabla 1. Composición mineralógica de la Cuarzo-diorita.

MINERAL	PUNTOS	PORCENTAJE
Ser	300	46.4%
Hbl	170	26.3%
Chl	66	10.2%
Ep	40	6.2%
Qz	28	4.3%
Bt	26	4.0%
Or	6	0.9%
Opq	6	0.9%
Pl	4	0.6%
Total	646	100%

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Q	8.2%
P	90.0%
A	1.8%
Total	100%

12.3 CUARZO-DIORITA (Intrusión)

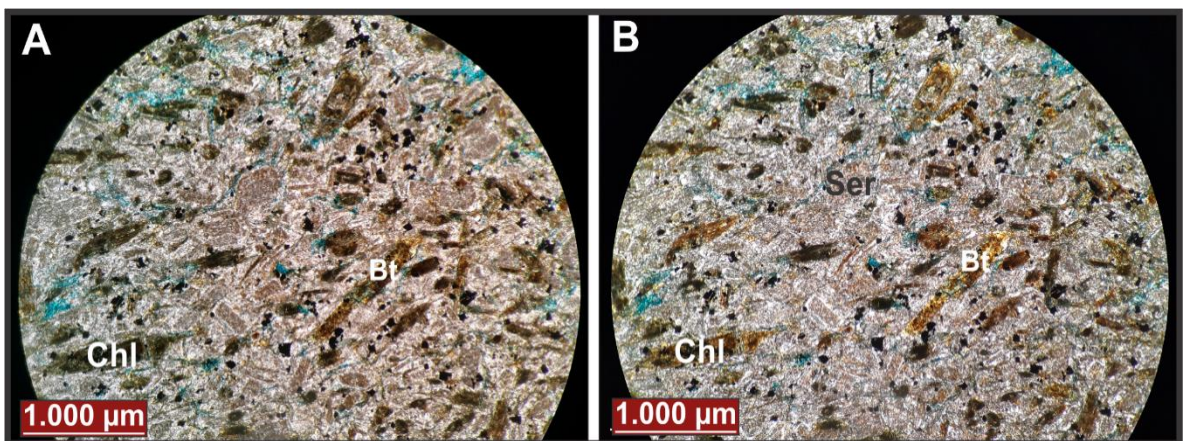
Esta roca se encuentra dispuesta a manera de diques en un ambiente dominado por riolitas, en donde el control estructural por donde ascendió el fluido es marcado N180°/ 82°, con diques que tienen grosores de 8 a 50 cm. Esta intrusión ígnea presenta una textura holocristalina, alotromórfica inequigranular, con tamaño de cristales fino, catalogados como matriz y fenocristales de 2 mm en promedio (Figura 53), muy alterada y con microfracturas en gran parte de la roca.

➤ **Sección:** JS13-M24

Descripción: Roca Ígnea plutónica con textura porfirítica, alotromórfica inequigranular con tamaño de cristales fino a grueso, en donde la matriz con textura criptocristalina presenta cristales de tamaño fino ($\geq 0.032 \text{ mm} - < 0.5 \text{ mm}$) y *fenocristales* con tamaño promedio de 2 mm generalmente de Bt (Figura 54). En algunas zonas la textura criptocristalina impide identificar los minerales presentes debido a su tamaño. Los cristales en algunos sectores presentan una fuerte

disminución en su tamaño de grado debido al fracturamiento de la roca y a la presencia de minerales de alteración como *Ser*, *Chl* y *Ep*, los cuales se encuentran en gran proporción. Existe una orientación preferente en los minerales máficos y menos marcada en los félsicos, que es común en los sectores en donde la muestra está menos alterada.

Figura 53. Cristales de tamaño fino dentro de una Cuarzodiorita.



Nota: Principalmente compuestos por Pl y minerales máficos (Bt, Hbl), los cuales se encuentran en gran medida alterados. A) XPL. B) PPL.

Figura 54. A) Fenocristal de Bt, con tamaños de hasta 2 mm. Fuerte presencia de minerales Opacos (XPL). B) Minerlaes máficos con una leve orientación (PPL).

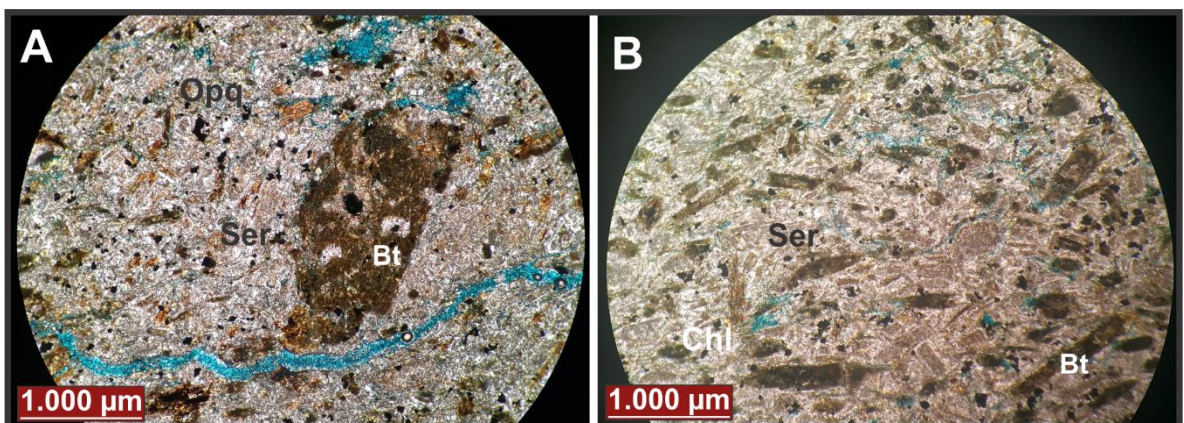


Tabla 11. Composición mineralógica de la cuarzo-diorita (Dique)

MINERAL	PORCENTAJE
Pl	60%
Bt	12%
Qz	10%
Ep	6%
Kfs	5%
Hbl	4%
Chl	3%
Total	100%

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Q	13.3%
P	80.0%
A	6.7%
Total	100%

12.4 ANFIBOLITA

Roca metamórfica de grado medio ligeramente foliada con tamaños de grano de fino a medio, la cual se encuentra dispuesta a manera de lentes dentro del Gneis milonítico en el área de estudio, altamente deformada y alterada. Presenta texturas granonematoblástica, inequigranular en la que se destaca el gran tamaño de los anfíboles, alternada con bandas cuarzo-feldespáticas, las cuales son subparalelas. Esta anfibolita es más resistente a la milonitización que los granitos y gneises debido a su bajo contenido de Qz y Bt. La Hbl es más resistente a la deformación que la Pl y recristaliza solo a temperaturas relativamente altas¹²⁵.

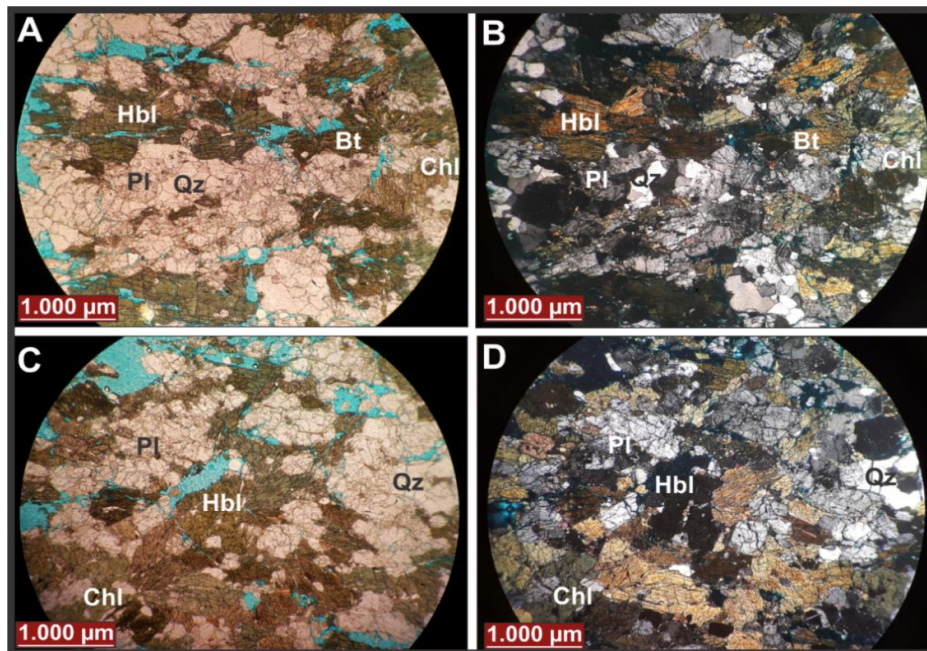
➤ **Metamorfismo:** El metamorfismo predominante para esta zona en el Macizo de Santander es de tipo *Regional*, en las facie *Anfibolita* diferenciándose en la zona *Estaurolita-Almandino* de acuerdo a la asociación mineral en equilibrio compuesta por *Hbl+Pl+Bt*

➤ **Sección:** JS12-M23

¹²⁵ Trouw, Passchier, & Wiersma, Op. Cit.

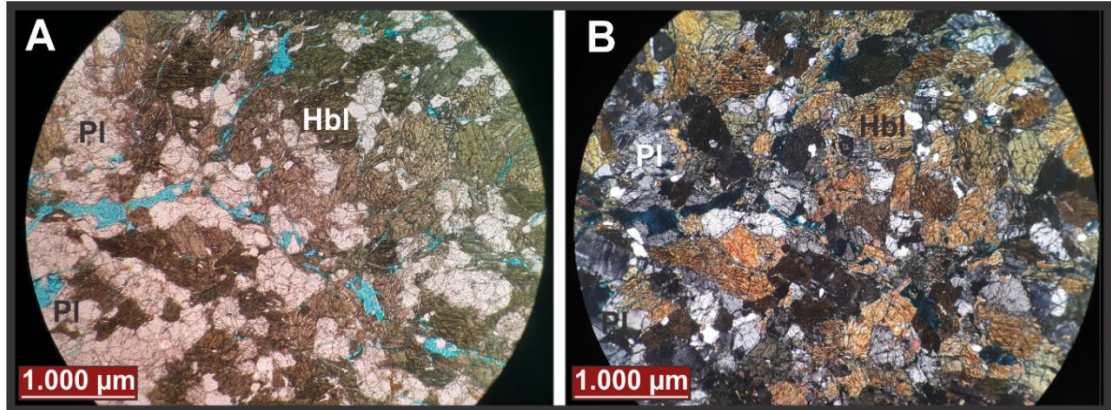
Descripción: Anfibolita con tamaño de cristales fino a medio, hipidiomórfica en donde se puede apreciar una ligera orientación mineral (foliación) principalmente de minerales como la *Hbl* y algunos cristales de *Pl* (Figura 55). La sección delgada se puede dividir en 2 zonas, una en donde se resalta la formación de fajas o listones, diferenciados composicionalmente (máficos y félsicos) y otra de apariencia masiva, no tan diferenciada (composicionalmente), pero en la que persiste dicha orientación de los cristales. La abundancia modal de la *Hbl*, *Qz*, *Pl*, *Chl*, *Bt*, *Ser* es variable, concentrándose algunos de ellos más que otros en determinados lugares (Figura 56). Aparte de cristales intra e inter fracturados, la disminución en el tamaño de los cristales es notable. Cristales de Plagioclasa, tipo andesina presentan maclas de deformación (Figura). Como principal mineral de alteración se encuentra la *Chl*, producto de la alteración de *Hbl* y *Bt* además de *Ser* como alteración de *Kfs*.

Figura 55. Zonas presentes dentro la muestra de Anfibolita.



Nota: Listones de minerales máficos, intercalados con minerales félsicos, evidenciando además una tendencia en la orientación mineral A) PPL B) XPL. Esta zona se caracteriza por tener una textura más masiva y menos orientada C) PPL D) XPL.

Figura 56. Principales minerales presentes en la muestra.



Nota: Hbl, Pl afectados por fracturas Inter e Intracristalinas. A) PPL B) XPL.

Tabla 12. Composición mineralógica de la Anfibolita.

MINERAL	PUNTOS	PORCENTAJE
Hbl	293	55.3%
Pl	126	23.8%
Bt	47	8.9%
Chl	34	6.4%
Ser	18	3.4%
Qz	12	2.3%
Total	530	100%

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Pl	26.0%
Anf	55.3%
Otros	18.7%
Total	100%

12.5 RIOLITA

Roca ígnea hipabisal de composición félsica y textura porfídica, encontrada en diques de amplitud variable, extensamente distribuida al E de la zona de estudio. Presenta fenocristales euhedrales a subhedrales de cuarzo, feldespato potásico (ortoclasa y sanidina), plagioclasa y en menor cantidad de biotitas; embebidos en una matriz cuarzo- feldespática. Este tipo de roca presenta microestructuras que

evidencian un grado bajo de deformación preferencialmente frágil pero mantiene su estructura original, permitiendo sugerir que está siendo afectado por un proceso de cataclasis. Los tamaños de fenocristales van medio a grueso (≥ 0.5 mm – < 8 mm). Es frecuente que los cuarzos tengan su forma euédral hexagonal, los otros minerales como el feldespato potásico y la plagioclasa presentan variadas formas geométricas propias de los sistemas cristalinos monoclinico y triclinico. La matriz afanítica es de tipo cuarzo-feldespática. Las plagioclasas están alterando significativamente a sericita, algunos cristales de feldespato potásico también tienen la misma alteración pero en menor grado. Aparecen texturas peritítica en la ortoclasa (exsolución) y es común que las plagioclasas y algunos cuarzos estén siendo incluidos por los feldespatos potásicos generando así una textura poiquilítica acorde con el orden de cristalización de los minerales (Figura 57). Los cuarzos suelen mostrar embahiamientos (disolución del cuarzo a alta temperatura). La mayoría de las plagioclasas y feldespatos potásicos presentan maclas de crecimiento tipo polisintética y de Carlsbad respectivamente, en menor cantidad la macla tipo baveno ocurrió en los feldespatos potásicos.

Contiene microestructuras como: fracturas inter e intra cristalinas (Figura 44), deslizamiento friccional de fracturas, maclas de deformación (Figura 46), extinción ondulosa a subgranos en ciertos cristales, algunos cristales truncados limitados por planos de fracturas rellenados con opacos y biotitas (Figura 45). Los procesos que están deformando la roca son cataclasis y transferencia de masa por solución.

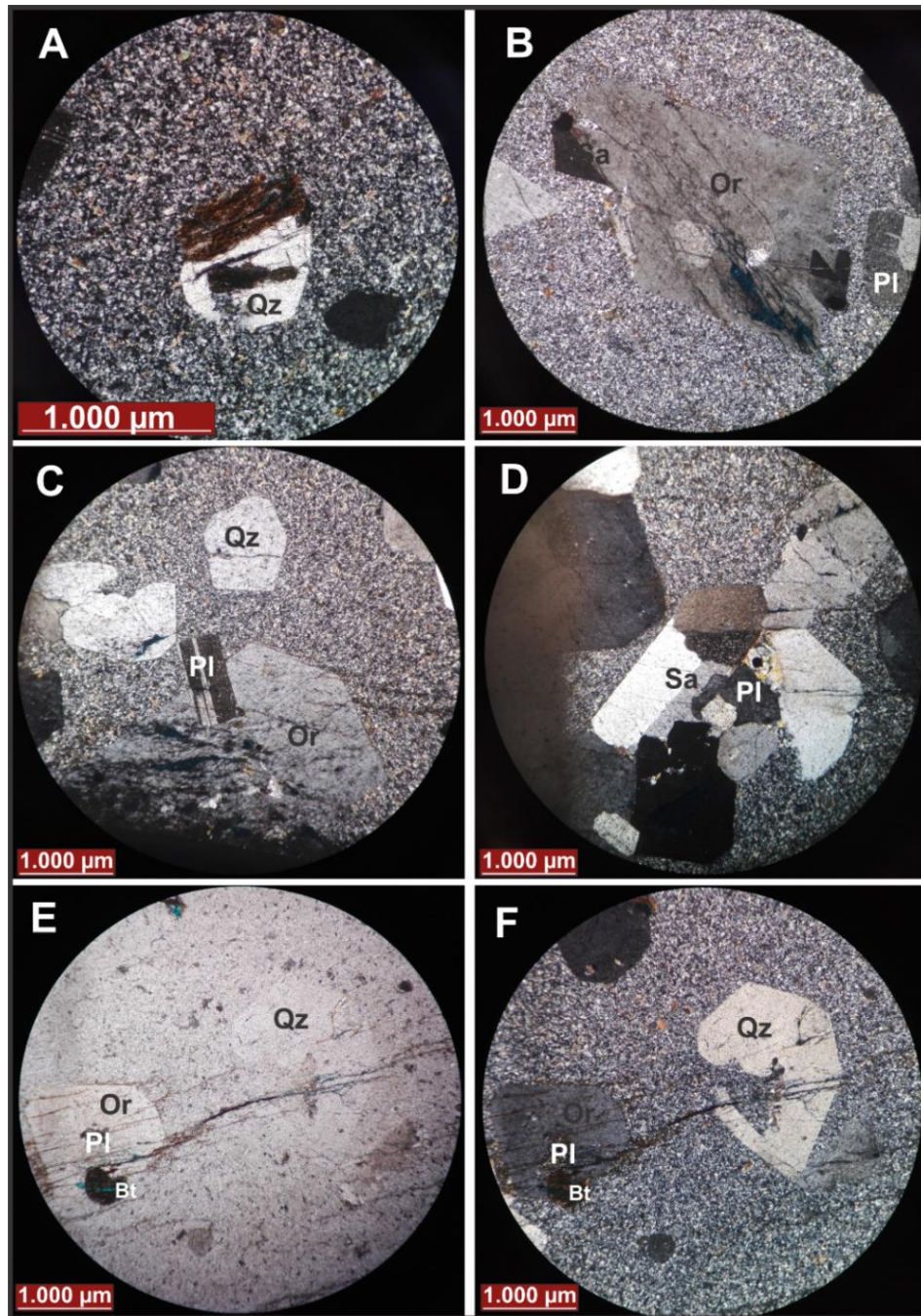
➤ **Sección:** JS11-M20

Tabla 13. Composición mineralógica de la Riolita.

MINERAL	PUNTOS	PORCENTAJE
Ort & Sa	62	19.3%
Ser	50	15.6%
Bt	15	4.7%
Qz	103	32.1%
Chl	2	0.6%
Pl	82	25.5%
Óxidos	7	2.2%
Total	321	100 %

RECALCULO	
Mineral	Porcentaje
Q	41.7%
P	33.2%
A	25.1%
Total	100%

Figura 57. Caracterización de la Riolita.



Nota: A) Cristal de Qz en contacto neto e incluyendo a una Bt (XPL) B) Cristales euhedrales de feldespato intra e inter fracturados (XPL) C) Textura poiquilítica (XPL) D) Cristal de Sa con macla de Carlsbad en contacto neto con otros feldespatos y plagioclasas (XPL) E) y F) Cristal hexagonal de euhedral de cuarzo con embahiamientos y a su vez afectado por un clivaje horizontal relleno con minerales opacos (PPL y XPL).

12.6 GNEIS

Roca metamórfica de medio grado de metamorfismo, con fuerte bandeo composicional (foliación), principalmente compuesta de cuarzo y feldespato potásico. El bandeamiento se debe a la acumulación diferencial de biotitas y minerales opacos entre la mineralogía predominante. Otros minerales como plagioclasa y anfíboles (en especial hornblenda), están presentes en la roca.

➤ **Metamorfismo:** el metamorfismo sobresaliente en esta zona del Macizo de Santander es de tipo regional, que alcanzo la facie anfibolita y más restringidamente pudiendo alcanzar la subfacie cianita- almandino, representada por la asociación mineralógica $Mc+Pl+Bt+Qz$ presente en el gneis.

Esta litología dentro del área de estudio ha sufrido significativas deformaciones por cizallamiento, lo que conlleva a la adición del adjetivo milonítico, aspecto que se refleja en las estructuras presentes en la roca.

12.6.1 Gneis Milonítico. El adjetivo milonítico hace referencia a la actual textura dominante en la roca, producto de procesos de deformación especialmente dúctil acompañados en menor medida por procesos de deformación frágil.

La textura milonítica de esta roca, se reconoce primordialmente por una matriz preferente de cuarzo cuyos granos están afectados por deformación cristaloplástica y leve recristalización, la cual exhibe un aparente flujo o alargamiento alrededor de cristales más resistente de ortoclasa (Figura 58) los cuales están microfracturados por incompatibilidad plástica (Figura 43). Estos últimos son afectados mayormente por deformación cataclástica o frágil, aunque

en menor grado puede observarse deformación cristaloplástica y recristalización dinámica (Figura 45, Figura 48).

Según las microestructuras encontradas en este tipo de roca, puede ser subclasificada como una milonita de bajo grado (250 a 500°C), si se compara con las milonitas de bajo grado descritas por Trouw¹²⁶.

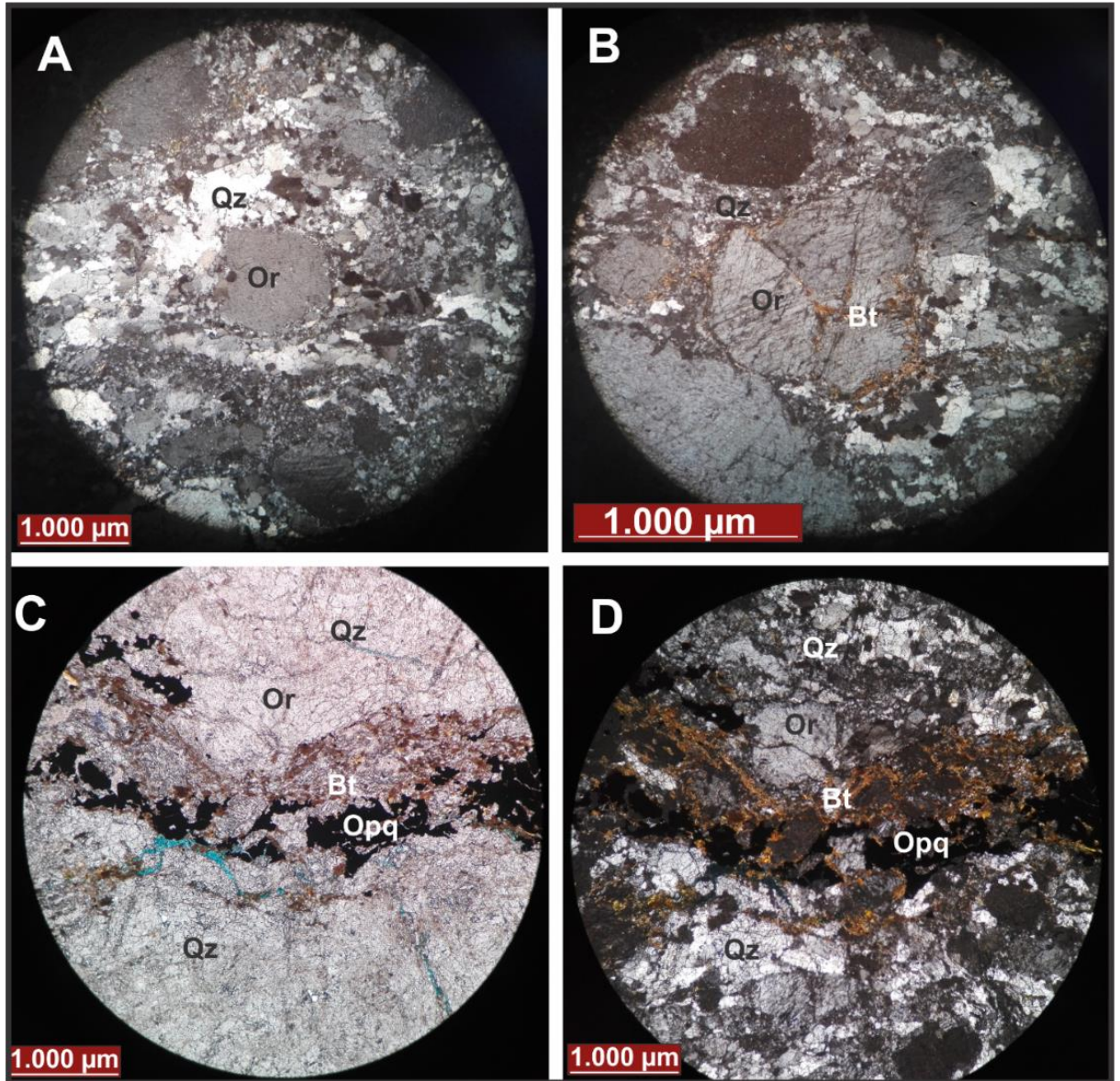
➤ **Sección:** *JS12-M21* y *JS12-M22*

12.6.2 Gneis Milonítico con clivaje disyuntivo. La roca se reconoce con un clivaje disyuntivo por la presencia de bandas en las que preferencialmente se acumulan biotitas orientadas que rodean cristales de cuarzo, feldespatos y plagioclasas también ligeramente alargadas, con alternancia de otras bandas en las que se observan predominantemente cuarzos de mayor tamaño de grano que muestran estar afectados por deformación plástica intracristalina (microlitones). Se añade que en las bandas de clivaje se observa un leve cizallamiento y dos aparentes foliaciones de la biotita (Figura 59). Adicionalmente se observa que ha actuado en cierta medida procesos de cataclasis por algunas recurrentes fracturas intergranulares que cortan la fábrica de la roca, también se presentan procesos de recristalización dinámica evidenciada en estructuras manto-núcleo, ubicadas entre los dominios de clivaje.

¹²⁶ Trouw, Passchier, & Wiersma, Op. Cit.

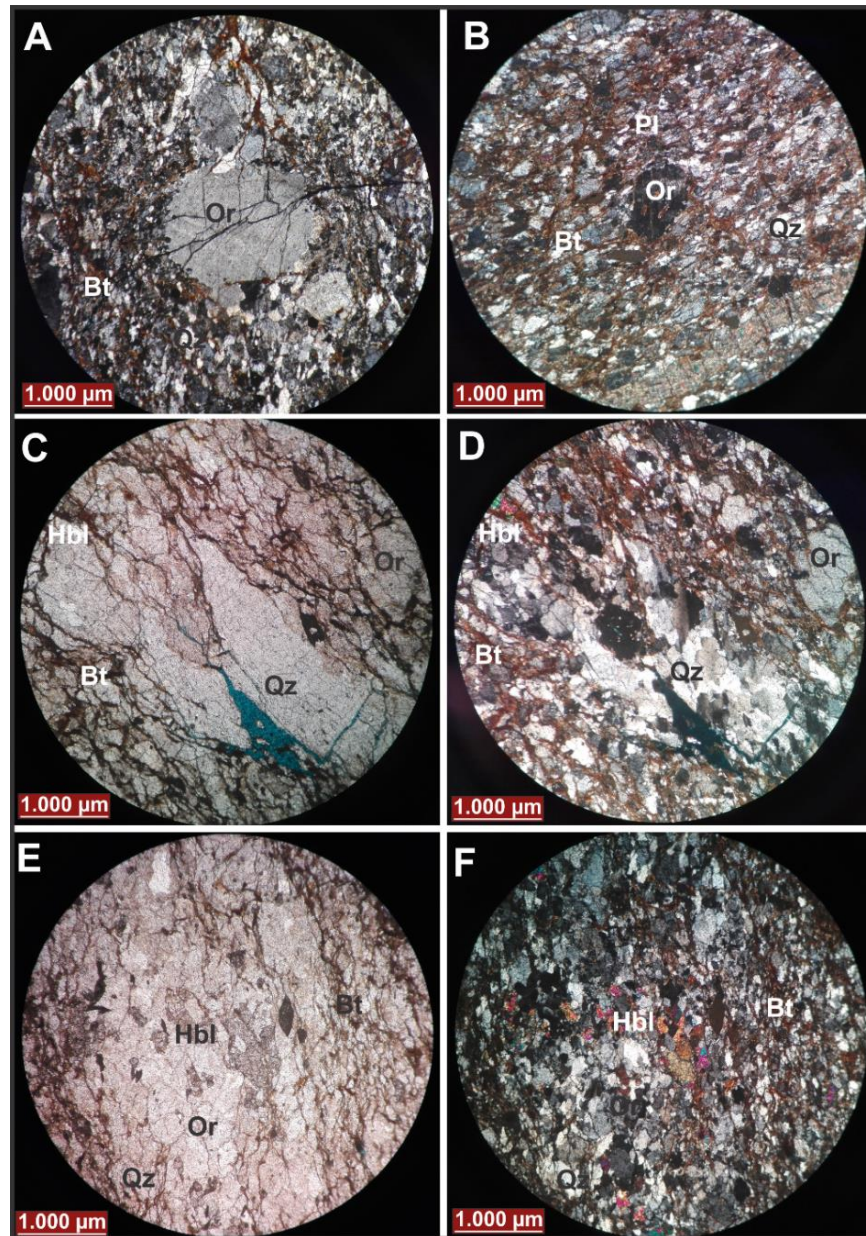
➤ Sección: JS05-M03

Figura 58. Caracterización del gneis milonítico.



Nota: A) Porfiroblasto de Or con aparente recrystalización dinámica por movilidad de borde de grano tipo “bulging” y cristales Qz elongados con extinción ondulosa (XPL) B) Porfiroclasto de Or fracturado y bordeado con Bt C) y D) Bandas de acumulación de Bt y Opacos (XPL).

Figura 59. Caracterización del gneis con clivaje disyuntivo.



Nota: A) Porfiroblasto de Or fracturado que ha sufrido recrystalización dinámica tipo “bulging” entre una matriz que evidencian leve conminución mecánica y deformación cristaloplástica (XP) B) Dominio de clivaje (XPL) C), D), E) y F) Dominios de clivaje y microlitones, notar cizallamiento en los dominios de clivaje y leve deformación cristaloplástica en los microlitones (PPL, XPL, PPL, XPL; respectivamente).

12.7 PSEUDOTAQUILITA ¿?

Las pseudotaquilas son rocas de falla vítreas cohesivas o tamaño de grano muy fino que característicamente ocurren en venas y que es producto de fundición friccional¹²⁷. En la zona de estudio se descubrieron unas venas con un aspecto particular de inyección en la roca caja (gneis milonítico), no obstante, el material que rellena estas venas no es vítreo y está siendo ocupada por epidota.

Recientes descubrimientos realizados por Kirkpatrick & Rowe¹²⁸, aportaron ejemplos de pseudotaquilas recristalizadas, alteradas y deformadas (cataclástica y plásticamente) en zonas de falla. Esta contribución abre las puertas a nueva información y criterios que facilite la distinción de pseudotaquilas que anteriormente hubiesen sido pasadas por alto. En la (Figura 60), se plasman las propiedades primarias de la vena encontrada en la zona de estudio que coinciden con algunas de las descritas para las pseudotaquilas compiladas por Kirkpatrick & Rowe¹²⁹.

Teniendo en cuenta la geometría de inyección de la vena a escala de afloramiento, el hecho de que se presente epidota el cual es un mineral común en procesos de recristalización de vidrio primario y texturas microlíticas afectados por reacciones de hidratación, que se conserven dentro de la vena minerales resistentes y de alto punto de fusión como el cuarzo, que los clastos sobrevivientes de cuarzo tengan formas alargadas, que la vena de epidota este siendo fracturada e incluida en las zonas de cizalla, que la roca caja sea una roca de falla; todos estos aspectos permiten contemplar que muy probablemente la vena de epidota

¹²⁷ Ibid

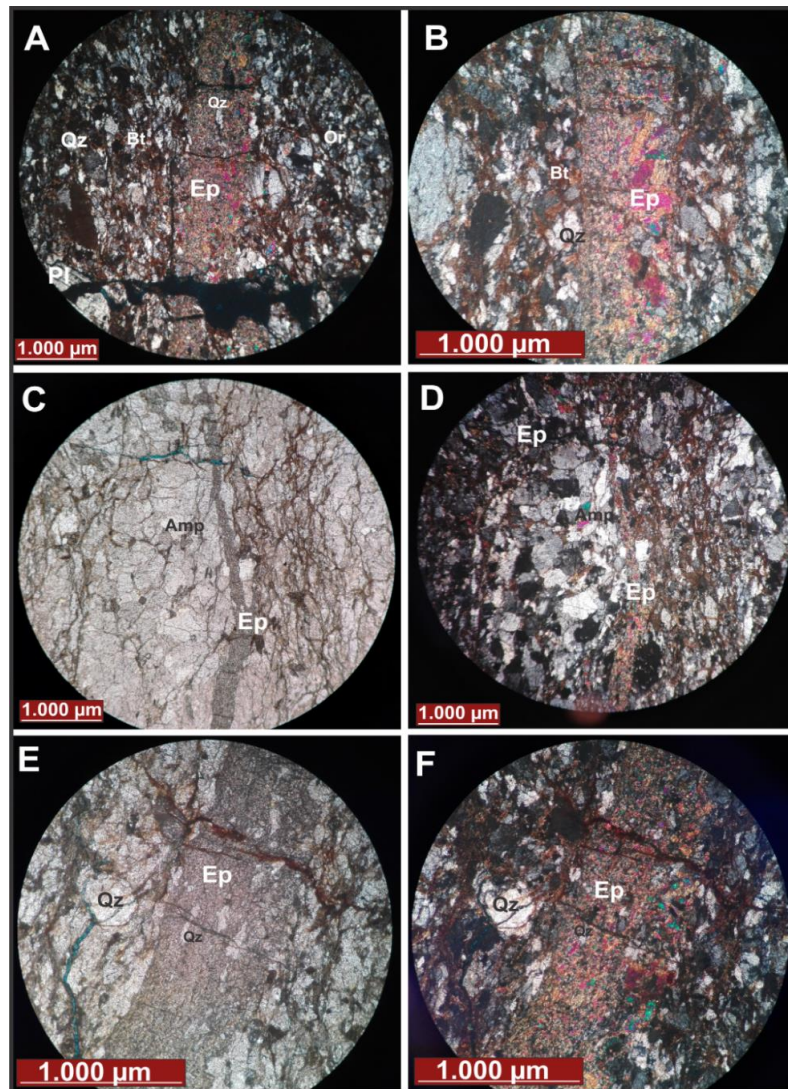
¹²⁸ Kirkpatrick, J. & Rowe, C., Disappearing ink: How pseudotachylytes are lost from the rock record. *Journal of Structural Geology*, Volumen 52, 2013. pp. 183-198.

¹²⁹ Ibid

pueda corresponder a una pseudotaquilita afectada por recristalización y deformación frágil, lo cual oscurece la naturaleza original de esta roca de falla.

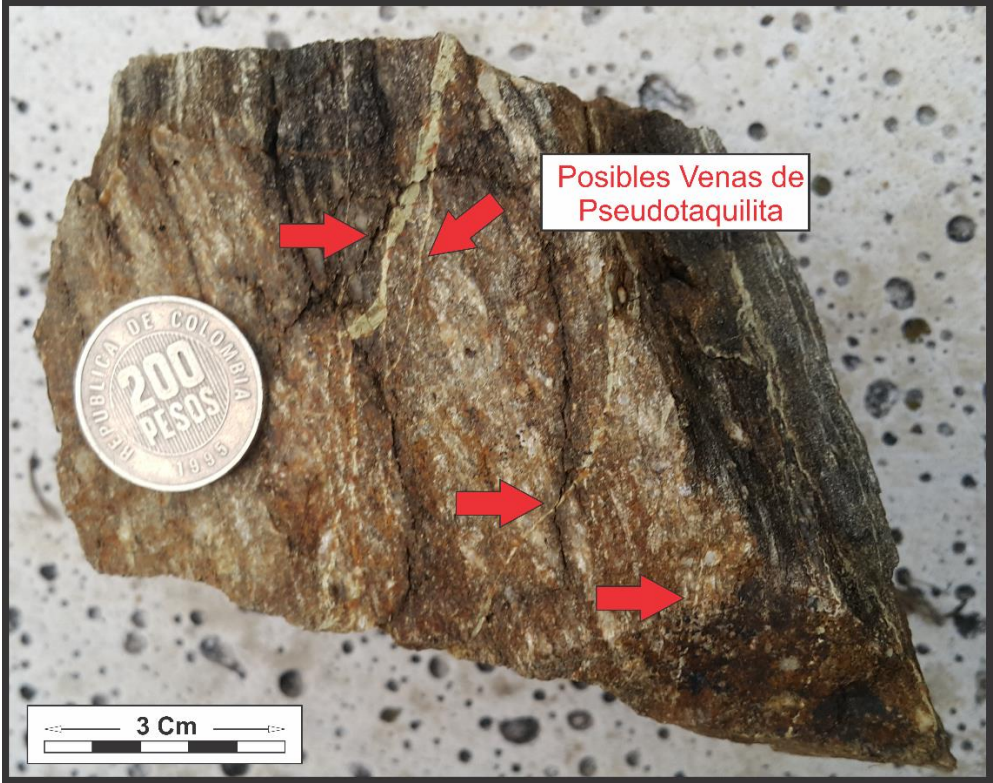
➤ **Sección:** JS05-M03

Figura 60. Caracterización de la vena de epidota.



Nota: A) Vena de Ep fracturada cortando un dominio de clivaje en el gneis milonítico. Notar al costado derecho un grano de Pl segmentado por una pequeña vena de Ep (XPL) B) Cristales de Ep subhedrales (XPL) C) y D) Vena de Ep segmentada por la banda de clivaje al costado derecho (PPL Y XPL) E) y F) Cristales de Qz relicticos, elongados con deformación cristaloplástica (extinción ondulosa) dentro de la vena de Ep (PPL Y XPL).

Figura 61. Posibles venas de Pseudotaquilita.



13. DISCUSIÓN

La variedad de rasgos geomorfológicos preservados en la zona de estudio y que son producto de fallamiento, pueden ser un claro indicio de actividad neotectónica¹³⁰. De las geoformas registradas en la localidad, los ganchos de falla¹³¹ direccionados al NE más la deflexión de corrientes con forma de L, son los atributos geomorfológicos más destacables en el área para inferir que hubo actividad de tipo sinistral sobre un conjunto de planos con rumbo estimado de N345° y que atraviesan un juego de sierras que originalmente pudieron tener un orientación aproximada W-E. Otra característica por apreciar y no menos importante de la geomorfología propia de la localidad de estudio, son los cambios topográficos contrastantes de W a E, el salto topográfico desde 1200 m.s.n.m. a unos 1700 m.s.n.m., entre los dominios geomorfológicos piedemonte y montañoso, posiblemente sea porque el bloque montañoso es el bloque colgante de una falla en rumbo con componente inverso.

En una zona de falla, la distribución de la deformación frágil-dúctil se concentra hacia una zona de núcleo¹³². Para la zona de estudio se obtuvo que la densidad de fracturamiento aumenta hacia el W del dominio geomorfológico de piedemonte, alcanzando valores de alrededor de 150 a 200 fracturas por m^2 , valor que sobrepasa el doble a la densidad de fracturamiento al E. A su vez, al W de la zona de piedemonte, es donde se empiezan a encontrar rocas de falla de la serie milonita, junto con planos de fallas de rumbo a escala de afloramiento con considerables espesores de Gouge de falla, aspecto que demuestra sobreimposición de regímenes de deformación (dúctil a frágil). Esto llevar a pensar que hacia el W, es la dirección en que se encuentra el núcleo de falla. Sin

¹³⁰ Burton, & Craig, Op. Cit.

¹³¹ Diederix, 1996. Op. Cit.

¹³² Chester, F., Evans, J. & Biegel, R., Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), 1993. pp. 771-786.

embargo, el modelo de una de zona falla propuesto por Chester¹³³, sugiere que en el núcleo de falla se encuentra una faja estrecha de espesor de centímetros a decímetros con rocas cataclásticas foliadas y ultracatáclasitas, por lo que se recomienda futuros estudios en dirección W entre la zona de piedemonte para intersectar el núcleo de falla, debido a que en el presente estudio no fue posible. Por otro lado, cabe mencionar que la zona de daño abarca alrededor de los 3 Km de W a E.

Las unidades litológicas diferenciadas en campo concuerdan con la cartografía geológica de la plancha 76 de Ocaña¹³⁴, corroborando la presencia de pórfidos riolíticos e intrusiones cuarzodioríticas y cuarzomonzoníticas diferenciables a nivel de afloramiento, pero con relaciones de corte difíciles de cartografiar a escalas menores (1:100.000) cuya solución para Daconte & Salinas¹³⁵, fue agruparlo en la unidad “Complejo Ígneo Intrusivo – Extrusivo”, pues dicho nombre resulta ser muy general, pero para efectos de la cartografía regional es la solución más práctica. Se advierten diques cuarzodioríticos diferenciables de los anteriores por el mayor contenido de minerales máficos en una matriz de tamaño de grano fino correlacionables con los diques básicos descritos por Daconte & Salinas¹³⁶, Hacia el W de los municipios de Ocaña y Río de oro afloran algunas zonas del gneis migmatítico correlacionable con la descripciones de Amaya¹³⁷, así como la identificación de lentes de anfibolita dentro del gneis como lo describe Daconte & Salinas¹³⁸. De manera especial se reportan Gneises miloníticos, contenidos en la zona de daño de la falla principal al W de la zona de estudio, distinguibles en afloramiento por la alta frecuencia estructuras de deformación por cizallamiento

¹³³ Ibis

¹³⁴ Daconte, & Salinas, Op. Cit.

¹³⁵ Ibid

¹³⁶ Ibid

¹³⁷ Amaya Ferreira, S., *Caracterización Petrográfica y Petroológica 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. 2012.

¹³⁸ Daconte, & Salinas, Op. Cit.

cómo porfidoblastos con colas, pliegues en vaina, marcadores deflectados, entre otras estructuras más.

Fundamentados en la información microestructural, se definen los mecanismos de deformación que han afectado las rocas en la zona de estudio. El gneis milonítico entre las litologías encontradas, es la única que muestra procesos de deformación plástica intracristalina, evidenciada principalmente por recristalización dinámica en feldespato potásico, cuarzos alargados, fábricas de granos, porfidoblastos con colas y estructuras de manto y núcleo. Teniendo en cuenta que el cuarzo es el que absorbió el mayor grado de deformación plástica y los feldespatos permanecieron como inclusiones rígidas “frágiles”, es factible sugerir que las milonitas se formaron a temperaturas entre los 300 y 400°C, justo por debajo del límite de deformación frágil del cuarzo¹³⁹. Cabe mencionar que los lentes de anfibolita entre el gneis milonítico, no aparentan haber sido afectados por milonitización, esta situación puede deberse al bajo contenido de cuarzo y biotita en la roca y porque la hornblenda tiene temperaturas más altas de recristalización¹⁴⁰.

La mayoría de las litologías muestran efectos de transferencia de masa en solución, constatado por algunos cristales truncados, planos de clivaje y capas de deformación, este mecanismo se relaciona con condiciones de relativa baja temperatura y alta presión¹⁴¹, sin embargo, este mecanismo pudo actuar en conjunto con otros mecanismos de deformación. Una etapa de deformación frágil incipiente, perceptible claramente a nivel microscópico (cataclasis), está presente en todas las litologías reportadas para la zona de estudio, cuya principal manifestación es el microfracturamiento inter e intragranular, con algunas fracturas de cizalla, maclas mecánicas, biotitas plegadas, clivajes y cuarzos fracturados. En vista de que la cataclasis, es el mecanismo reconocido en todas las litologías, se sugiere que es el último mecanismo de deformación en haber actuado en las

¹³⁹ Passchier, & Trouw. Op. Cit.

¹⁴⁰ Trouw, Passchier, & Wiersma. Op. Cit.

¹⁴¹ Blenkinsop, Op. Cit.

rocas entre la zona de falla, conexas a las condiciones frágiles de la parte superior de la corteza terrestre.

Durante el análisis microestructural, se reconoció la existencia de venas rellenadas con epidota que tienen un aparente aspecto de inyección en la roca caja (gneis milonítico); relacionando este descubrimiento con recientes publicaciones acerca de la alteración y retrabajamiento al que pueden estar sometidas las venas de pseudotaquilita¹⁴², conduce a que no sea descartada la posibilidad del carácter sísmico de la falla que pasa al occidente de los municipios de Ocaña y Río de Oro. En el presente trabajo de investigación está fuera del alcance definir con certeza la presencia de pseudotaquilitas, pero se abre el camino para que futuros estudios apliquen análisis más detallados como el uso de un microscopio electrónico de barrido (SEM), lo cual permitiría comprobar la presencia de este tipo de roca de falla.

La configuración actual de las estructuras geológicas no es un producto fortuito de la naturaleza, y por el contrario responde a la tectónica que haya afectado a las rocas. Una forma de comprender como se distribuyó la deformación a través de distintas estructuras, es calculando la dirección del tensor de esfuerzos regional. Fue posible medir una dirección de 114° o 294° (ángulo complementario) del tensor σ_1 , la cual en términos generales es una dirección NW-SE, a partir de la aplicación del método de *ejes enlazados a Bingham*.

La dirección NW-SE es corroborada por una segunda vía más sencilla, usando la orientación de los planos de venas, lo cual otorga un grado más de certeza sobre los resultados. El dato hallado para el principal tensor regional, coincide con lo propuesto por otros autores como Toro¹⁴³, Taboada¹⁴⁴, Cuéllar¹⁴⁵, Jiménez &

¹⁴² Kirkpatrick, & Rowe, Op. Cit.

¹⁴³ Toro, Op. Cit.

¹⁴⁴ Taboada, Op. Cit.

¹⁴⁵ Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo. Op. Cit.

González¹⁴⁶. El tensor (σ_1) en la posición NW-SE, ocasiona que la falla principal en la zona de estudio, la cual tiene un rumbo N15°W, se comporte como una falla transcurrente sinistral. En cuanto a la componente vertical, Daconte & Salinas¹⁴⁷, justifican este tipo de movimiento debido a que la falla pone en contacto rocas Pre-Devónicas con rocas del Jurásico.

La Falla de carácter regional que pasa al occidente de los municipios de Ocaña y Río de Oro, ha sido relacionada por varios autores con el Sistema de Fallas Santa Marta-Bucaramanga^{148, 149, 150, 151}, por otro lado, en publicaciones más recientes, este mismo Sistema de Fallas es segmentado en tres fallas diferentes¹⁵², de las cuales, ninguna cruza por los alrededores de la zona de estudio del presente trabajo de investigación. Esto conlleva a un escenario de incertidumbre sobre el conocimiento de la falla que atraviesa por el área de estudio y acerca del comportamiento regional que tiene la estructura, pues su cinemática no había sido claramente definida en trabajos anteriores hasta la fecha.

Con base al marcado desplazamiento en rumbo sinistral que fue determinado para la Falla regional analizada en el presente estudio y teniendo en cuenta que el Sistema de Fallas Santa Marta- Bucaramanga cruza es al extremo Noroccidental del Macizo de Santander limitando la Cordillera Oriental con el Valle del Magdalena, se sugiere que la Falla de rumbo regional que pasa al Occidente de los alrededores de los municipios de Ocaña y Río de Oro, sea referida como Falla “El Carmen” (Figura) acorde con los modelos propuestos por Cediel¹⁵³ hasta la consecución de nuevos aportes en el estado del conocimiento de la geología de esta zona del Macizo de Santander. Siguiendo el modelo litotectónico y

¹⁴⁶ Jiménez, & González, Op. Cit.

¹⁴⁷ Daconte, & Salinas, Op. Cit.

¹⁴⁸ Ibid

¹⁴⁹ Clavijo, Op. Cit.

¹⁵⁰ Gómez, Montes, Nivia & Diederix. Op. Cit

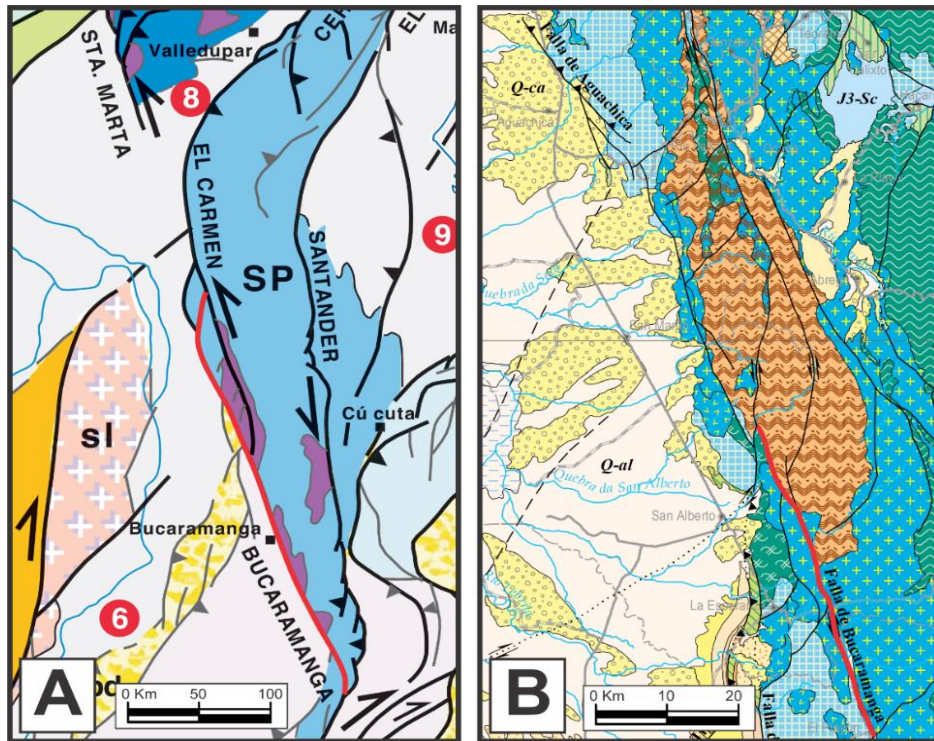
¹⁵¹ Osorio, Hernández, Torres, & Botero, Op. Cit.

¹⁵² Cuéllar, López, Osorio, & Carrillo. Op. Cit.

¹⁵³ Cediel et al., 2013. Op. Cit.

morfoestructural de Cediel¹⁵⁴, el trazo de Falla corresponde al límite Oriental del llamado Dúplex de Ocaña, como lo proponen Beltrán & Romero¹⁵⁵.

Figura 62. Modelos geológicos del "Dúplex de Ocaña".



Fuente: A) Tomada de Cediel, F., Shaw, R. P. & Cáceres, C., Tectonic assembly of the Northern Andean Block. *AAPG*, Volumen Memoir 79, 2003. pp. 815- 848 y modificada por los autores B) Tomada de Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. & Diederix, H., *Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 1.000.000*, Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. 2015 y modificada por los autores.

Nota: A) Modelo propuesto por Cediel et al., (2003), en el que el trazo de la falla de Bucaramanga pasa al W del dúplex, realizando un pandeo a la derecha en su tramo final y la Falla El Carmen haciendo una terminación en cola de caballo al sur. B) Modelo propuesto por Gómez et al., (2015) en el que la Falla de Bucaramanga termina de manera abrupta en las inmediaciones del dúplex.

¹⁵⁴ Ibid

¹⁵⁵ 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.

14. CONCLUSIONES

Geomorfológicamente, la falla es el principal mecanismo de modelamiento del relieve local, el cual generó geoformas y estructuras como ganchos de flexión de falla, lomos de presión “*pressure ridge*”, sillars de montar, hombreras de falla, facetas triangulares además de diferentes estilos de drenajes que permitieron subdividir la zona en tres regiones geomorfológicas destacables, dispuestas en fajas desde el NW a SE casi paralelas al trazo principal de la falla.

El plano principal de la falla se encuentra ubicado dentro de la zona del piedemonte al NW de los municipios de Ocaña y Río de Oro cuyo trazo principal se distingue por características como deflexión de ganchos de falla, presencia de facetas triangulares alineadas así como por la concentración de densidad de fracturamiento.

En el área de trabajo afloran 5 unidades litológicas de carácter Ígneo - Metamórfico, que se distribuyen de manera desigual a lo largo de la zona. Al NW entre la zona montañosa y de piedemonte, aflora una faja de gneis milonítico con lentes de anfibolita. Hacia el centro (Pie de monte) y el E (Lomos de presión) se encuentran rocas de carácter ígneo, como son las cuarzodiorítas, cuarzomonzonitas y riolitas.

El plano principal de falla que pasa por la zona de estudio con rumbo N 15°W, en función del tensor de esfuerzo σ_1 hallado con el método de ejes enlazados de Bingham, da en dirección NW – SE o de manera más precisa N 114° con 5° de cabeceo, hace que la falla se comporte de manera transcurrente – sinistral. La dirección del σ_1 es corroborada mediante otros métodos como la medición de planos de venas. La cinemática sinistral también se pudo corroborar con ayuda de los diagramas rosa de las diaclasas, ya que cerca de la falla principal al W,

estas mostraban un patrón de cizalla Riedel. Finalmente algunos indicadores de cizallamiento en rocas de falla como es el caso gneis milonítico, concuerda con la cinemática sinestral.

A partir de los análisis de fracturamiento con el método de ventanas circulares se dedujo que la deformación frágil aumenta hacia al W, lo cual indica que el núcleo de falla se encuentra en dicha dirección, pues un valor promedio de 70 fracturas / m^2 al E se duplica al W con valores que alcanzan 200 fracturas / m^2 .

En general todas las litologías examinadas muestran un incipiente grado de cataclasis, a excepción de una faja de deformación dúctil, compuesta por los gneises miloníticos, contenidos en la zona de daño al W de la zona de estudio, distinguibles en afloramiento por la alta frecuencia estructuras de deformación por cizallamiento como porfidoblastos con colas, pliegues en vaina, marcadores deflectados, entre otras estructuras más.

Debido a que la falla que pasa al W de los municipios de Ocaña y Río de Oro, ya no hace parte de los segmentos que se conocen del Sistema de Fallas de Santa Marta – Bucaramanga, evidenciado en el actual estado del arte, se recomienda el uso del nombre Falla El Carmen acorde con los modelos propuestos por Cediel¹⁵⁶.

¹⁵⁶ Cediel, Shaw, & Cáceres, Op. Cit.

BIBLIOGRAFÍA

Allmendinger, R., Cardozo, N. & Fisher, D., *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*, s.l.: Cambridge University Press. 2012.

Amaya Ferreira, S., *Caracterización Petrográfica y Petroológica 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. 2012.

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.

Blenkinsop, T., *Deformation Microstructures and Mechanisms in Minerals and Rocks.* New York: Kluwer Academic Publishers. 2002.

Boinet, T., Bourgois, J. & Mendoza, H., La Falla de Bucaramanga (Colombia), su función durante la orogenia Andina. *Geología Norandina*, Issue 11, 1989. pp. 3-10.

Burton, D. & Craig, M., *Evaluation of Active Faulting and Associated Hazards*, Reno: University of Nevada. 1975.

Caicedo, L., Plata, L., Rojas, J. & Palmera, L., *Seminario de investigación análisis de la geología regional del Macizo de Santander.* Bucaramanga, Universidad Industrial de Santander. 2013.

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

Cardozo, N. & Allmendinger, R., Spherical projections with OSXStereonet. *Computers & Geosciences*, Volume 51, 2013. pp. 193-205.

Castro Dorado, A., *Petrografía Básica: Texturas, clasificación y Nomenclatura de Rocas*. s.l.:Parainfo S.A. 1989.

Cediel, F. et al., Petroleum Geology of Colombia. In: *Regional Geology of Colombia*. Medellín- Colombia: Universidad Eafit. 2011.

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

Chester, F., Evans, J. & Biegel, R., Internal Structure and Weakening Mechanisms of the San Andreas Fault. *Journal of Geophysical Research*, 98(B1), 1993. pp. 771-786.

Chester, F. M. & Logan, J., Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. *Journal of Structural Geology*, Volumen 9, 1987. pp. 621-634.

Clavijo, J., *Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Norte de Santander, Escala 1: 250.000*, Bucaramanga: Ingeominas. 1994.

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.

Cuéllar, M. A., López, J. A., Osorio, J. A. & Carrillo, E. J., 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).

Daconte, R. & Salinas, R., *Geología de la planchas 66 Miraflores y 76 de Ocaña. Memoria Explicativa*, Bucaramanga: INGEOMINAS. 1980.

Diederix, H., *Neotectonic, Earthquakes and Strike-Slip Faults*. s.l., s.n. 1996.

Diederix, H. et al., Resultados Preliminares del primer estudio paleosismológico a lo largo de la falla de Bucaramanga, Colombia. *Memorias XII Congreso Colombiano de Geología, Paipa*, 9(2), 2009. pp. 18-23.

Doblas, M., Slickenside kinematic indicators. *Tectonophysics*, Volumen 295, 1998. pp. 187-197.

Etayo-Serna, F. et al., *Mapa de Terrenos Geológicos de Colombia*. 14-1 ed. Bogotá: Pub.Geol.Esp., Ingeominas. 1983.

Fossen, H., *Structural Geology*. Cambridge: Cambridge University Press. 2010.

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

Gómez, J., Montes, N., Nivia, A. & Diederix, H., *Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 1.000.000*, Bogotá: Servicio Geológico Colombiano. 2015.

Gómez, J. et al., *Mapa Geológico de Colombia, Escala 1: 2'800.000*, Bogotá: Ingeominas. 2007.

Hancock, P. L., Brittle Microtectonics - Principles and Practice.. *Journal of Structure Geology*, Volumen 7, 1985. pp. 437-457.

Hancock, P. L. & Barka, A. A., Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *Journal of Structural Geology*, Volumen 9, 1987. pp. 573-584.

Hanmer, S. & Passchier, C., *Shear sense indicators: a review*, Canada: Geological Survey of Canada. 1991.

Idárraga, J. & Romero, J., Neotectonic study of the Santa Marta Fault System, Western foothills of the Sierra Nevada de Santa Marta, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences*, Volumen 29, 2010. pp. 849-860.

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. et al., Magnetic stratigraphy of the Bucaramanga alluvial fan: Evidence for a ≤ 3 mm/yr slip rate for the Bucaramanga- Santa Marta Fault, Colombia. *Journal of South American Earth Science*, Issue 57, 2014. pp. 12-22.

Julivert, M., La infraestructura de la Zona de Mesas al SW de Bucaramanga. *Boletín de Geología, UIS*, Volumen 1, 1958. pp. 7-44.

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.

Kammer, A., Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, Issue 24, 1999. pp. 29-53.

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

León, L., Mapa Geológico del departamento de Santander. *Escala 1: 800.000. Boletín Geología, UIS*, 20(35), 1991. pp. 53-63.

López I., J. A. & Zuluaga C, C. A., Neis de Macuira: Evolución Tectónica de las Rocas Metámorficas Paleozoicas de la Alta Guajira, Colombia. *Boletín de Geología*, Julio-Diciembre, 34(2), 2012. pp. 1-22.

López, J. et al., Pseudotaquilas 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.

Mantilla Figueroa, L. C., *Guía de Laboratorios de Petrología Ígnea*. Bucaramanga: UIS. 2003.

Mantilla, L. C. et al., *Memoria explicativa de la cartografía geológica de la Plancha 55 El Banco, Sur del departamento de Bolívar y Cesar*, Bogotá: Ingeominas e Universidad Industrial de Santander. 2006.

Marret, R. & Allmendinger, R., Kinematic analysis of fault-slip data. *Journal of Structural Geology*, Volumen 12, 1990. pp. 973-986.

McClay, K., *The Mapping of Geological Structures*. London: John Wiley & Sons. 1987.

Mitra, G. & Ismat, Z., Microfracturing associated with reactivated fault zones and shear zones: what can it tell us about deformation history. *Geological Society Special Publication*, Issue 186, 2001. pp. 113-140.

Naranjo, J. L., *Fotogeología Práctica. Fotogeología descriptiva e interpretativa con ejemplos de Colombia..* Primera ed. Manizales(Caldas): Editorial Universidad de Caldas. 2015.

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

París , G. & Sarria, A., *Proyecto Geofísico del Nordeste Colombiano. Informe interno*, Cali: Ingeominas. 1988.

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.

Paris, G. & Romero , J., *Falla Activas en Colombia*, Cali: Ingeominas. 1993.

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

Ramírez, R., *Stratigraphy of the Tertiary of the Middle Magdalena Basin (Colombia) central and northern parts..* s.l.:Thesis of Master of Sciences. University of Texas at Austin. 1988.

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.

Robertson, K. G., Morfotectónica y dataciones del fallamiento activo del Piedemonte Llanero, Colombia. *Cuadernos de Geografía*, XV(1). 2007.

Robertson, K. G., Jaramillo, O. & Castiblanco, M. A., *Guía Metodológica Para La Elaboración De Mapas Geomorfológicos A Escala 1:100.000*. Bogotá: Instituto de hidrología, Meteorología y estudios Ambientales – IDEAM; Subdirección de Ecosistemas e Informacion Ambiental. 2013.

Rohrbaugh, M., Dunne, W. & Mauldon, M., Estimating fracture trace intensity, density and mean length using circular scan lines and windows. *AAPG Bulletin*, 86(12), 2012. pp. 2089- 2104.

Royero, J., *Geología de la Plancha 65, Tamalameque (Departamentos del Cesar y Bolívar. Memoria Explicativa*, Bucaramanga: Ingeominas. 1994.

Royero, J. M. & Clavijo, J., *Memoria Explicativa del Mapa Geológico Generalizado del Departamento de Santander, Escala 1: 400.000*, Bucaramanga: Ingeominas. 2001.

Sarmiento, L. F., *Mesozoic Rifting and Cenozoic Basin Inversion History of the Eastern Cordillera, Colombian Andes*. Tesis Doctoral ed. Santafé de Bogotá: Vrije Universiteit. 2002.

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

Stewart, I. S. & Hancock, P., Fault zone evolution and fault scarp degradation in the Aegean region. *Basin Research*, Volumen 1, 1988. pp. 139-153.

Stewart, I. S. & Hancock, P., Scales of structural heterogeneity within neotectonic normal fault zones in the Aegean Region. *Journal of Structural Geology*, Volumen 13, 1991. pp. 191-204.

Streckeisen, A. L., Classification and nomenclature of plutonic rocks: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geologische Rundschau Internationale Zeitschrift für Geologie*, Volumen 63, 1974. pp. 773-785.

Streckeisen, A. L., To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, Volumen 12, 1976. pp. 1-33.

Streckeisen, A. L., IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and melilitic rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, Volumen 134, 1978. pp. 1-14.

Taboada, A. et al., Geodynamics of the northern Andes: Subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics*, 19(5), 2000. pp. 787-813.

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.

Toussaint, J., *Evolución Geológica de Colombia*. 1996. pp. 36.

Trouw, R., Passchier, C. & Wiersma, D., *Atlas of Milonytes and related microstructures*. I ed. New York: Springer. 2009.

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.

Tschanz, G., Jimeno, A. & Cruz, J., Geology of the Sierra Nevada de Santa Marta area, Colombia. En: *Informe Interno 1829*. Bogotá: Ingeominas, 1969. pp. 288.

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.

Vargas, G. & Niño, A., *Patrones de fracturamiento asociados a la falla de Bucaramanga*. Tesis ed. Bucaramanga: Universidad Industrial de Santander. 1992.

Velandia, F., Interpretación de Transcurrencia de las Fallas Soapaga y Boyacá a partir de imágenes Landsat TM. *Boletín de Geología*, 27(44). 2005.

Villamil, T., Campanian–Miocene tectonostratigraphy, depocenter evolution and. *Elsevier Science B.V.*, Volumen 153, 1999. pp. 239-275.

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.

Whitney, D. L. & Evans, B. W., Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, Volumen 95, 2010. pp. 185-187.

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.